

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

КОПИР

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

6

1988

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Васильев В. П., Поморцев О. А.</i> Аридные зоны в океане. Их границы и вклад золотого материала в океанскую седиментацию	3
<i>Бутузова Г. Ю., Морозов А. А., Дриц В. А., Горшкова А. И.</i> Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 2. Основные процессы минералообразования	17
<i>Горбаренко С. А., Шаповалов В. В., Пушкарь В. С.</i> Некоторые закономерности изменения физических свойств и вещественного состава осадков северо-западной части Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене	31
<i>Штеренберг Л. Е.</i> К вопросу об основных и второстепенных источниках марганца в океанах	44
<i>Симанович И. М., Сколотнев С. Г.</i> Инициальные изменения базальтов и их возможный вклад в седиментогенез	54
<i>Недумов Р. И.</i> Особенности седиментации в среднемиоценовом бассейне Предкавказья в связи с деятельностью палео-Дона	69
<i>Жмур С. И.</i> Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сообщение 1. Диктионемовые сланцы	78
<i>Муравьев В. И.</i> Особенности накопления глауконита в палеогеновых отложениях Сибири	87
<i>Расулова С. Д., Яшунский Ю. В.</i> Роль эпигенетической пиритизации в формировании уранового оруденения на инфильтрационных месторождениях	101

Краткие сообщения

<i>Подпорина Е. К., Грибков А. С.</i> Стронциевая минерализация вулканогенно-осадочного генезиса в «чашечных» рудах Октябрьского месторождения	113
<i>Прокопчук Б. И., Жердев П. Ю., Колодько А. А., Кисель С. И., Левин В. И., Маркова Т. И., Скрипниченко В. А., Соболев В. К.</i> О смектите некоторых вулканических построек Русской платформы	119
<i>Филиппов С. А.</i> Конседиментационно-фильтрационные зоны замещения продуктивных пластов каменной солью на Верхнекамском калийном месторождении	124
<i>Лазарев И. С.</i> Изотопно-углеродные показатели минеральных образований в гипергенно измененных галогенных отложениях Гаурдака	128

Хроника

<i>Богданов Ю. А.</i> Второе Всесоюзное совещание «Современные методы геологических исследований в океане» (11–16 мая 1987 г., г. Светлогорск)	132
<i>Данилов И. Д.</i> Актуальные задачи изучения криолитогенеза	133
<i>Кузнецов В. Г., Бойко Н. И.</i> Карбонатные формации и условия их образования	136
Виктор Иванович Дворов	138
Содержание журнала за 1988 год	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

6

NOVEMBER—DECEMBER

1988

CONTENTS

<i>Vasilyev V. P., Pomortsev O. A.</i> Arid zones in the oceans. Their boundaries and the role of the eolian material in the ocean sedimentation	3
<i>Butuzova G. Yu., Morozov A. A., Drita V. A., Gorshkov A. I.</i> Mineralogy and processes of the formation of iron and manganese oxide forms in the rift zone of the Red Sea. Contribution 2. Principal processes of mineral formation . .	17
<i>Gorbarenko S. A., Shapovalov V. V., Pushkar' V. S.</i> Certain tendencies of changing physical properties and substance composition of sediments in the north-west part of the Sea of Japan in the late Pleistocene and Holocene	31
<i>Shterenberg L. Ye.</i> On principal and secondary sources of manganese in oceans .	44
<i>Simanovich I. M., Skolotnev S. G.</i> Initial changes of basalts and their possible role in sedimentogenesis	54
<i>Nedumov R. I.</i> Sedimentation characteristic features of the Pre-Caucasian middle Miocene basin in the context of paleo-Don activity	69
<i>Zhmur S. I.</i> The origin of Ordovician oil shales in the Baltic syncline. Contribution 1. Diktyonemic shales	78
<i>Muravyov V. I.</i> Peculiarities of glauconite accumulation in Paleogene deposits of Syria	87
<i>Rasulova S. D., Yashunsky Yu. V.</i> The role of epigenetic pyritization in the formation of uranium mineralization in infiltration deposits	101

In Brief

<i>Podporina Ye. K., Gribkov A. S.</i> Strontium mineralization of volcanic sedimentary genesis in the so-called «cup» ores of the Oktyabr' deposit	113
<i>Prokopchuk B. I., Zherdev P. Yu., Kolod'ko A. A., Kisel' S. I., Levin V. I., Markova T. I., Skripnichenko V. A., Sobolev V. K.</i> Smectite in some volcanic structures of the Russian platform	119
<i>Filippov S. A.</i> Synsedimentary-filtration zones of the replacement of productive strata by rock salt in the Upper Kama potassium deposit	124
<i>Lazarev I. S.</i> Isotopic carbonic data of mineral formation in hypergenically changed halogenic deposits of Gaurdak	128

News

<i>Bogdanov Yu. A.</i> The II All-Union Conference «Up-to-date Methods of Geological Investigations in the Ocean» (May 11–16, 1987, Svetlogorsk)	132
<i>Danilov I. D.</i> , Present-day problems of cryolithogenesis studies	133
<i>Kuznetsov V. G., Boyko N. I.</i> Carbonic formations and the conditions of their formation	136
<u>Victor Ivanovich Dvorov.</u>	138
The contents of the journal for 1988	140

УДК 551.46.01/551.311

АРИДНЫЕ ЗОНЫ В ОКЕАНЕ. ИХ ГРАНИЦЫ И ВКЛАД ЗОЛОВОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНСКУЮ СЕДИМЕНТАЦИЮ

ВАСИЛЬЕВ В. П., ПОМОРЦЕВ О. А.

Обоснованы границы аридных зон в океане по критерию их выделения на континентах — отношению количества ежегодно выпадающих атмосферных осадков к суммарной величине годовой эвапотранспирации. Показано, что в отличие от континентов в аридных зонах океанов не наблюдаются характерные, свойственные только этим зонам океанические ландшафты и особый тип осадкообразования. На основании средне-годовых концентраций атмосферного минерального аэрозоля и натурных наблюдений за перевеванием песков рассчитано общее количество золотого терригенного материала, поступающего в океан.

В основе теории океанского осадкообразования, разработанной А. П. Лисицыным [13, 14], лежат три вида природной зональности — климатическая, вертикальная и циркумконтинентальная. Сочетание этих видов зональности определяет в конечном счете тип осадка, особенности его гранулометрического и вещественного состава. При этом определяющую роль на формирование океанских осадков оказывает климатическая зональность, и в океане, так же как и на континентальном блоке, существуют три зональных климатических типа литогенеза — ледовый, аридный, гумидный и аazonальный — вулканогенно-осадочный.

Такой подход к океанскому седиментогенезу вызвал справедливую, на наш взгляд, критику со стороны основоположника теории климатических типов литогенеза Н. М. Страхова [21–26], который доказывал, что в пределах океанов существует единый осадочный океанский тип литогенеза (вне зон вулканизма), основные закономерности которого определяются не климатом, а гидродинамическим режимом океанических водных масс. Основные возражения Н. М. Страхова против механического распространения климатических типов литогенеза, присущих континентальному блоку Земли, на океан изложены в работах [21–23]. Они касаются главным образом того, что климатические типы литогенеза в океане выделены в значительной степени искусственно, с нарушением принципов и критериев их выделения на континентах, и не несут характерных черт континентального литогенеза, позволяющих относить его к тому или иному климатическому типу. Анализируя литогенез аридного типа, Н. М. Страхов убедительно показал необоснованность и искусственность его выделения в океане, что выражается в непоследовательности проведения границ аридного типа литогенеза в океане строго по нулевой изолинии разности испарение — осадки, в отсутствии в океанских осадках аридных зон аутигенных минералов (хорошо растворимых солей) — индикаторов континентального литогенеза аридного типа, в несостоятельности объяснения особенностей океанского седиментогенеза, прежде всего распределения типов отложений и скоростей осадкообразования в аридных зонах с позиций учения о климатических типах литогенеза [22]. Несмотря на обстоятельность проведенного анализа, который позволил сделать совершенно справедливый вывод о том, что аридный тип литогенеза в океане не существует, остались некоторые принципиально важные вопросы, которые требуют более тщательного рассмотрения. Настоящая статья, являясь продолжением идей Н. М. Страхова, восполняет некоторые пробелы, связанные с осадкообразованием в аридных зонах океана.

Аридный тип литогенеза в океане, согласно теории А. П. Лисицына [13, 14], так же как и на континенте, совпадает с областями океана, где испарение за год превышает сумму метеорных осадков. На карте же типов литогенеза в океане, приводимой в работах А. П. Лисицына [13, 14], этот тезис произвольно нарушается (фигура) и, таким образом, не соблюдается один из важнейших климатических критериев выделения континентального аридного литогенеза — преобладание испарения над атмосферными осадками. Однако дело даже не в том, что границы аридного литогенеза в океане не везде совпадают с нулевой изолинией разности испарение — осадки, что было подвергнуто справедливой критике Н. М. Страховым [21]. Ошибка заложена в самом принципе выделения аридных зон. Пытаясь показать единство климатических типов литогенеза в океане и на континентах, А. П. Лисицын за основу их выделения брал те же критерии, что Н. М. Страхов. В результате он повторил ошибку Н. М. Страхова в отношении формулировки климатических критериев выделения аридного типа литогенеза. Н. М. Страхов, создавая свою теорию, основное внимание уделял геологической сущности процесса и не совсем строго подходил к отдельным физико-географическим понятиям и формулировкам.

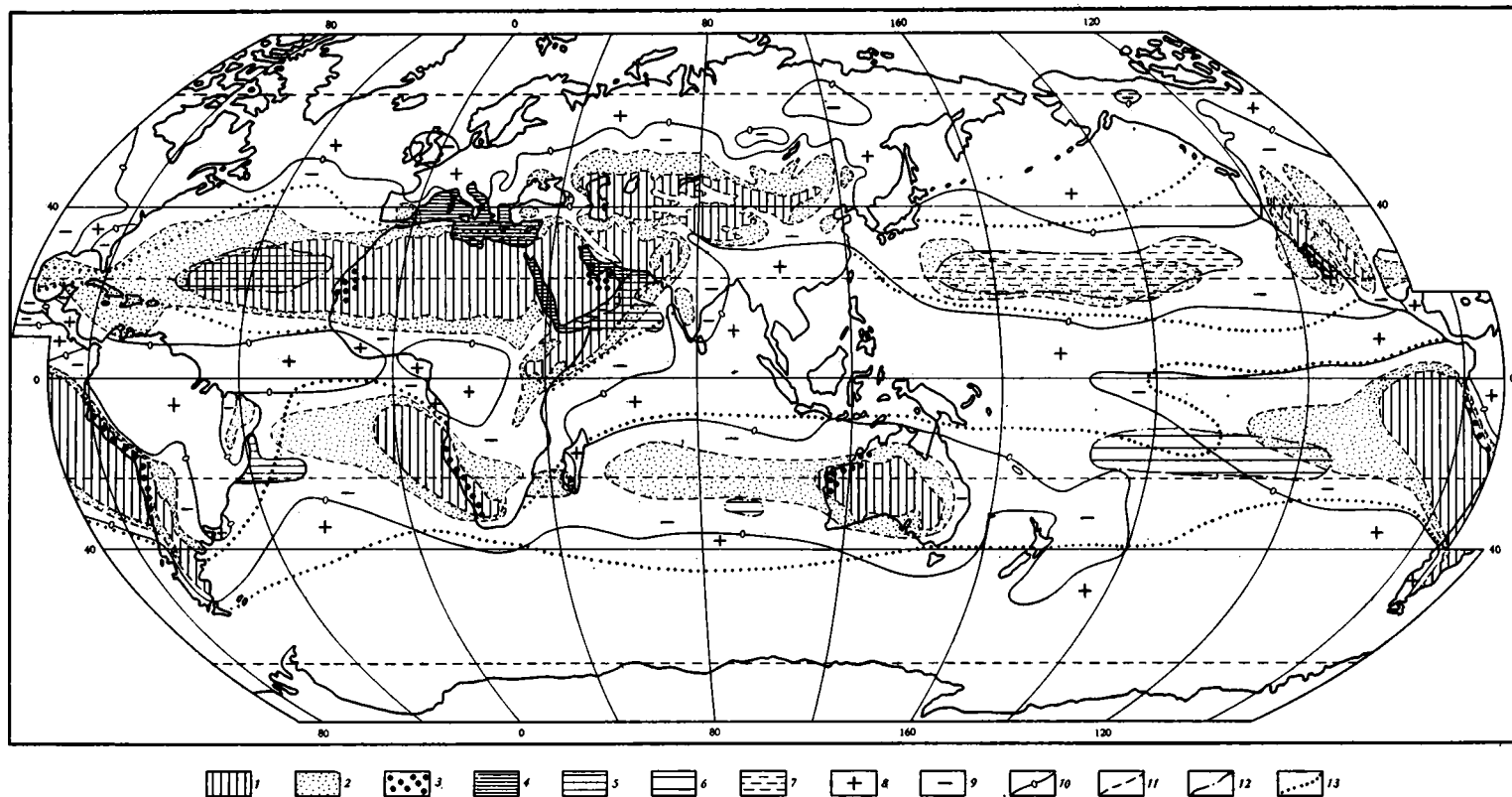
Аридный тип литогенеза, согласно теории Н. М. Страхова [20], развивается только в пределах аридных зон Земли. Однако аридные зоны — это не все области, где суммарное годовое испарение (для континентов более правильно использовать критерий испаряемости) превосходит суммарное количество ежегодно выпадающих атмосферных осадков, а лишь те, где подобное преобладание испаряемости над осадками весьма значительно. В физической географии аридные территории — это области с засушливым климатом, определяющим характер почвенного и растительного покрова, бедность внутренних вод и их режим, характер расселения, тип хозяйства и т. д. Аридность определяется климатическими статистическими показателями. Среди них такие широко известные индексы аридности, как Де Мартона: $i_a = P/(T+10)$; Кеппена: $i_a = 8P/(5T+120)$, $i_a = 2P(T+33)$ и $i_a = P/(T+7)$; Стенца: $i_a = E/P$; Торнтейта: $i_a = 100 d/n$ и, наконец, М. И. Будыко: $i_a = R_0/Lr$, где i_a — индекс аридности; P — годовая сумма осадков; T — среднегодовая температура; E — испаряемость; d — дефицит влаги (сумма месячных разностей между P и суммарной E для тех месяцев, когда норма осадков меньше нормы суммарной испаряемости); n — сумма месячных величин суммарной E ; R_0 — величина радиационного баланса для увлажненной поверхности; Lr — скрытая теплота испарения [4]. Для унификации климатических критериев выделения аридных зон и установления единых границ мировых аридных территорий в 1977 г. ЮНЕСКО составлена новая карта аридных территорий в масштабе 1 : 25 000 000 [30]. За основу при выделении областей разной степени аридности взято отношение среднегодового количества осадков P к потенциальной эвапотранспирации ETP в течение того же периода. Значения данного индекса аридности рассчитывались для 1600 станций.

Всего было выделено четыре типа аридных территорий.

1. Супераридная ($P/ETP < 0,03$). Собственно пустыни; дождливость весьма слабая и случайная; дожди одинаково вероятны в течение всего времени года; долговечная растительность отсутствует, исключая редкие кустарники в русле рек; в благоприятные годы могут развиваться эфемеры; пастбища и возделываемые земли отсутствуют; внутригодовая вариация выпадения осадков 100%.

2. Аридная ($0,03 < P/ETP < 0,20$). Полупустыни; растительность редкая и состоит из кустарников; развито кочевое скотоводство; количество осадков изменяется от 80—150 до 200—300 мм в год; внутригодовая вариация выпадения осадков 50—100%.

3. Семипустынная ($0,20 < P/ETP < 0,50$). Сухие степи и саванны. По количеству осадков можно выделить зоны: а) от 300—400 до 700—



Аридные зоны континентов и океана

1 — экстрааридные и аридные ($P/ETP < 0,2$); 2 — семиаридные ($0,2 < P/ETP < 0,5$); 3 — очаги песчаного материала в пустынях на побережье океана [34]; 4–7 — зоны аномальной положительной солености на поверхности Мирового океана, ‰ (4 — > 38 , 5 — 37–38, 6 — 36–37, 7 — 35–36); 8 — области с преобладанием количества атмосферных осадков над испаряемостью; 9 — области с преобладанием испаряемости над количеством атмосферных осадков; 10 — нулевая изолиния среднегодовой разности «осадки — испаряемость» [2, 3, 5]; 11–13 — границы (11 — аридных зон, 12 — зон с аномальной положительной соленостью [10], 13 — литогенеза аридного типа в океане, выделяемого А. П. Лисицыным [13])

800 мм/год в районах с максимальной дождливостью летом и б) от 200—250 до 450—500 мм/год в районах с зимними дождями (тропические широты Средиземноморья); внутригодовая вариация выпадения осадков 25—50%.

4. Субгумидная ($0,50 < P/ETP < 0,75$). Тропические саванны, средиземноморские леса, черноземные степи; сельское хозяйство развито нормально, как и в гумидной зоне; внутригодовая вариация выпадения осадков меньше 25%.

Из приведенной классификации следует, что все области с $P/ETP > 0,75$ относятся к гумидной зоне, в том числе и те, где суммарная годовая испаряемость преобладает над годовым количеством осадков, но $0,75 < P/ETP < 1,0$. Если аридный тип литогенеза Н. М. Страхова строго привязать к физико-географическим аридным зонам, то станет очевидным, что аридный тип литогенеза на континентах развивается только в супераридных, аридных и семиаридных (по общепринятой классификации ЮНЕСКО) областях (см. фигуру). Количественным климатическим критерием для выделения зон аридного и гумидного литогенеза является $P/ETP = 0,5$.

Если применить уточненный климатический критерий континентального аридного типа литогенеза (именно он, как было показано выше, лежит в основе выделения зон аридного литогенеза в теории Н. М. Страхова) для океана (а это необходимо сделать, если строго придерживаться концепции А. П. Лисицына о тождественности физико-географических критериев выделения аридных зон в океане и на континентах), то аридные зоны в океане примут другие очертания, а их площади существенно сократятся (см. фигуру). Непрерывный пояс аридной зоны сохраняется лишь в Северной Атлантике. В Южной Атлантике, в Индийском и Тихом океанах аридные зоны представлены полосами, более или менее вытянутыми в широтном направлении от западных (аридных) побережий континентов в сторону океана. Кроме того, в северной части Тихого океана появляется вытянутая по широте аридная зона, пространственно не связанная с континентами.

Аридность климата на суше четко выражается в характере ландшафта: в аридных зонах всех континентов распространены только пустынные, полупустынные и степные ландшафты. Причем развитие того или иного аридного ландшафта тесно связано со степенью аридности климата: супераридным территориям соответствуют пустыни, аридным — полупустыни и семиаридным — сухие степи или саванны. Иначе обстоит дело в океане, где аридные зоны, выделенные по континентальному климатическому критерию ($P/ETP < 0,5$), не имеют такой четкой ландшафтной маркировки. Даже повышенная соленость поверхностных вод, которая, по мнению А. П. Лисицына [13], является отражением аридности климата, как правило, либо вообще не связана с аридными зонами, либо, располагаясь в пределах аридной зоны, не имеет четкой корреляции со степенью аридности климата. Действительно, зоны максимальной солености, расположенные в тропических районах каждого океана (см. фигуру), лишь в Северном полушарии частично совпадают с аридными зонами, хотя и не всегда с максимально аридными (например, в северной части Тихого океана). В Южном полушарии районы максимальной солености во всех океанах расположены в гумидной зоне. В то же время все зоны аномальной положительной солености (исключение — максимум в Южной Атлантике, у побережья Южной Америки) четко приурочены к халистатическим областям тропической зоны океанов.

Это полностью согласуется с основными закономерностями распределения поля солености на поверхности океана, согласно которым «помимо разности между испарением и осадками, таяния льдов и речного стока, поле солености в значительной мере формируется под воздействием циркуляции вод... Благодаря обращению вод в макроциркуляционных системах поле солености представлено концентрическими изогалинами, близкими по своей форме к эллиптическим за счет вытянутости природных зон по широте. В центральных частях таких об-

ластей (не что иное, как халистазы) отмечаются положительные аномалии солености. Соленость у восточных берегов океанов ниже, чем у западных, в результате того, что вдоль западного побережья океанов перемещаются воды из тропических областей, где соленость повышена (именно с этим связан максимум солености в Южной Атлантике, не совпадающий с центром халистазы). Вдоль восточных побережий переносятся воды с более низкой соленостью из умеренных широт. Поэтому с удалением от центральных областей повышенной солености к материкам положительные аномалии постепенно переходят через ноль и становятся отрицательными» [19, с. 188]¹.

Таким образом, перенесение континентальных климатических критериев аридности климата на океан позволяет выделить аридные зоны, в которых, однако, нет ни характерных (пусть даже специфических для океана) ландшафтов, позволяющих отделить их от гумидных зон, ни особого типа осадкообразования, что было убедительно показано Н. М. Страховым [21–23], поэтому здесь подробно не рассматривается. Следует лишь подчеркнуть, что, поскольку «аридные» зоны, выделенные А. П. Лисицыным, выходят далеко за пределы истинно аридных зон ($P/ETP < 0,5$) и охватывают большие площади гумидных зон, искусственность выделения специфических океанских отложений, которые якобы характеризуют аридные и только аридные зоны, становится еще более очевидной. На самом деле однотипные океанские осадки широко распространены и в гумидных, и в истинно аридных зонах, и основным фактором, контролирующим их распределение на океаническом ложе, становится гидродинамический режим водных масс, что также было убедительно показано в работах Н. М. Страхова [24–26].

Возникает вопрос: а следует ли в таком случае выделять аридные зоны в океане? По-видимому, следует, но они будут иметь значение только для прибрежных зон шельфа, так как здесь уже имеем дело с осадкообразованием на периферии континентального блока, для которого собственно и разработана теория о климатических типах литогенеза Н. М. Страхова. «Действительные признаки аридности появляются только в прибрежье: здесь развиты лагуны и заливы, где накапливаются хемогенные осадки: карбонатные оолиты, литификаты, арагонит в форме иголочек. Местами хемогенный процесс продвинулся гораздо дальше и достиг стадии доломитообразования, садки гипса и даже более растворимых солей вплоть до NaCl (например, в себкха в Персидском заливе, на низменности у п-ова Cath в Западной Индии, в лагуне Бокано де Вирилла на побережье Перу, в зал. Куронга в Австралии и др.). В этих местах действительно реализуется самый характерный для аридного литогенеза процесс: химическая садка солей, начиная с наименее растворимого CaCO_3 и постепенно захватывающая все более растворимые. Но за пределами узкой периферической окраины, не изображимой в масштабе карты, всякие признаки химической садки солей, в том числе даже самой малорастворимой из них — CaCO_3 , исчезают, аутигенез приобретает обычный океанский характер и аридная зона в океанических осадках не может быть объективно выявлена» [21, с. 21]. Конечно, вопросы осадкообразования на шельфе требуют более глубокого и тщательного рассмотрения, и в приведенной цитате сконцентрирована лишь основная мысль относительно прибрежно-шельфового седиментогенеза — климатические типы литогенеза на шельфе существуют (по крайней мере аридный и гумидный), и они наиболее ярко выражены в прибрежной зоне, включающей мелководья, заливы, лагуны, внутренние моря. В этой связи вызывает удивление появление ряда работ по прибрежно-шельфовому седиментогенезу [8, 9], в которых авторы пытаются выступать в качестве первооснователей концепции о климатических типах литогенеза на шельфе (то, что термин *литогенез* заменен *морфолитогенезом*, *ледовый тип* — *полярным*, единый гумидный — гумидным умеренных широт и гумидным тропической зоны

¹ Выражения, приведенные в скобках, а также выделенные разрядкой, дополнены В. П. Васильевым.

и т. д. — все это не меняет сути «новой» теории, которая модифицированными терминами повторяет теорию Н. М. Страхова, а ее авторы претендуют при этом на роль первооткрывателей).

КОЛИЧЕСТВО ЗОЛОВОГО МАТЕРИАЛА, ПОСТУПАЮЩЕГО В ОКЕАН

Одним из аргументов в пользу выделения в океане литогенеза аридного типа явилась оценка количества золотого материала, поступающего в океан. А. П. Лисицын [13] рассчитал, что ежегодно в аридные зоны океана поступает 1,6 млрд. т осадочного материала. Им же [14] было установлено, что из 18,53 млрд. т флювиогенного материала, поступающего ежегодно в океан, пелагических частей достигает лишь 7,7%, остальные 92,3% осаждаются на шельфе, близ берегов и в краевых морях. В свою очередь золотый и ледовый материал, согласно теории А. П. Лисицына [14], полностью поступает в пелагические области океанов. В результате количество флювиогенного (1,7 млрд. т), золотого (1,6 млрд. т) и ледового (1,5 млрд. т)² материала, ежегодно достигающего пелагических частей Мирового океана, вполне сопоставимо. Это явилось одним из главных аргументов выделения в океане климатических типов литогенеза. Таким образом, точная оценка количества золотого материала, поступающего в Мировой океан, имеет принципиальное значение для теории океанского осадкообразования.

Однако, прежде чем перейти к критическому анализу полученной оценки золотого материала (1,6 млрд. т/год), рассмотрим вопросы зональности золотых процессов. До недавнего времени считалось, что золотые процессы распространены только в аридных зонах. Исследования последних лет показали, что это не так. Ветровая эрозия (дефляция), имея максимальную интенсивность в пустынных регионах, широко распространена и в других климатических зонах. Интенсификации ветровой эрозии в гумидных районах способствует прогрессирующее освоение земель, которое проявляется в вырубании лесов и распахке земель под сельскохозяйственные угодья. Из данных, приведенных в табл. 1, видно, что площади обрабатываемых земель в настоящее время сопоставимы с площадями пустынных регионов. Поскольку первые расположены, как правило, в гумидных районах, ветровая эрозия, развитию которой способствует уничтожение растительного покрова, распространяется далеко за пределы аридных зон в гумидные зоны. О масштабах ветровой эрозии в гумидных районах можно судить по следующим данным. В результате повышенной ветровой активности в зимний и ранневесенний периоды 1968—1969 гг. слой черноземных почв вместе со снегом в Ростовской обл. и Краснодарском крае был перенесен на ледовый покров Азовского моря. Весной были отобраны пробы снега и определено общее количество золотого материала, поступившего на акваторию Азовского моря, составившее 50 млн. т. В 1959 г. ураганскими ветрами на акваторию Азовского моря было привнесено 41 млн. т терригенного материала [29].

На 17-м ежегодном Бингхэмптонском геоморфологическом симпозиуме, посвященном золотым процессам, было показано, что ветровая эрозия имеет глобальное распространение не только на Земле (от экватора до полюсов), но и на других планетах Солнечной системы [31]. Отсюда следует важный вывод: ветровая эрозия — не узко зональный процесс, проявляющийся только в аридных зонах Земли, а явление общепланетарного масштаба. Поэтому терригенный материал золотого генезиса не может служить критерием для выделения зон аридного типа литогенеза. В аридных же зонах ветровая эрозия благодаря аномальной сухости климата и боль-

² Оценки А. П. Лисицына [13, 14]. В настоящее время автором получены новые данные для твердого речного (19,288 млрд. т/год) и ледового (0,373 млрд. т/год) стоков. Причем лишь 30% (0,112 млрд. т/год) айсбергового материала достигает пелагических районов океана.

Общий баланс земель мира [12]

Земельный фонд	Общая площадь, млн. га	В процентах к площади		
		земельного фонда	суши в целом	поверхности Земли-планеты
Земельный фонд в целом	13 392	100,0	89,8	26,2
Продуктивные земли	8 570	64,0	57,5	16,8
В том числе сельскохозяйственные	4 559	34,0	30,6	8,9
Из них:				
пашня	1 356	10,1	9,1	2,6
сады и плантации	93	0,7	0,6	0,2
луга и пастбища	3 110	23,2	20,9	6,1
леса и кустарники	4 011	30,0	26,9	7,9
Малопродуктивные земли	2 816	21,0	18,9	5,5
В том числе:				
земли населенных пунктов, промышленности и транспорта	440	3,2	3,0	0,9
озера, реки и водохранилища	317	2,4	2,1	0,6
тундра и лесотундра	734	5,5	4,9	1,4
болота	400	3,0	2,7	0,8
пустыни	925	6,9	6,2	1,8
Непродуктивные земли	2 006	15,0	13,4	3,9
В том числе:				
нарушенные человеком земли	450	3,4	3,0	0,9
пески и овраги	378	2,8	2,5	0,7
ледники и снежники	1 178	8,8	7,9	2,3
Антарктида	1 523	—	10,2	3,0
Суша в целом	14 915	—	100,0	29,2
Мировой океан	36 105	—	—	70,8
Поверхность Земли-планеты	51 020	—	—	100,0

шим запасам рыхлых отложений проявляется в максимальных масштабах.

Второй вопрос, связанный с зональностью эоловых процессов, — это зональность ветрового переноса. Несмотря на преобладающий широтный ветровой перенос, на нашей планете широко распространены процессы обмена воздушных масс в меридиональном направлении вплоть до воздухообмена между Северным и Южным полушариями [28]. Именно благодаря процессам меридионального обмена воздушных масс эоловый материал из пустынных регионов поступает в различные климатические зоны вплоть до полюсов [7, 36—38]. Это является еще одним свидетельством глобальности разнота и отложения эолового материала, что не позволяет рассматривать его в качестве достоверного индикатора литогенеза аридного типа. Кроме того, сложность (а часто невозможность) диагностики эолового и только эолового генезиса обломочных зерен является еще одним важным аргументом против использования этого критерия для определения аридных условий седиментации. Так называемый пустынный загар, который якобы характеризует зерна кварца из пустынных регионов, наблюдается и на зернах силикатических минералов, поступающих в океан из латеритных кор выветривания экваториальной гумидной зоны.

В заключение рассмотрения вопросов зональности переноса и осаждения эолового материала необходимо отметить, что о преимущественном отложении эолового материала, поступающего из аридных зон континентов, в гумидных зонах океана писал и А. П. Лисицын: «Важным заключением является также и то, что основная часть этого (эолового. — В. В.) материала (9/10) осаждается не в пределах аридных зон, а на границах с прилежащими гумидными — умеренными и экваториальной. Таким образом, аридная зона вносит некоторый вклад в осадконакопление в гумидных зонах» [13, с. 78]. После этого крайне непоследовательными выглядят подсчеты эолового материала (даже приблизительные), в которых используется площадь аридных зон океана.

Количество терригенного материала в аридных зонах океана, рассчитанное по картам абсолютных масс

Океан	Полушарие	Средняя скорость седиментации, т/км ² ·год	Площадь дна океана с данной скоростью седиментации, млн. км ²	Количество терригенного материала, млн. т/год
Атлантический	Северное	10	5,63	56,3
		1	11,25	11,25
	Южное	10	6,75	67,5
		3,5	16,87	59,05
	Σ	1	3,38	3,38
Индийский	Северное	10	43,88	197,48
		1	2,25	22,5
	Южное	10	2,25	2,25
		1	21,38	213,8
	Σ	1	9,00	9,0
Тихий	Северное	10	34,88	247,55
		3,5	5,63	56,30
	Южное	10	31,94	111,79
		3,5	6,97	69,70
		1	3,38	11,83
		0,25	14,63	14,63
	Σ	—	19,34	4,84
	Мировой океан	—	81,89	269,09
			160,65	714,12

Как же было получено общее количество поступающего в океан эолового материала, равное 1,6 млрд. т/год? «Если принять средний диаметр пылинки 10 мк (0,01 мм), то их вес будет равен приблизительно 10^{-10} г. Скорость выпадения частиц такого размера около 0,7 см/с, т. е. за сутки должна выпасть пыль из столба высотой около 600 м (? — В. В.), что дает на 1 м² 6 г пыли (? — В. В.). При общей площади выпадения 175,0 млн. км² (? — В. В.) это дает 1,0–1,1 млрд. т пыли в год. Если принять, что еще 100–200 млн. т (? — В. В.) осаждается во внутриматериковых водоемах, а также в районах Австралии и др., где встречаются сухие туманы, то получим среднюю цифру поступления терригенного материала эоловым путем 1600 млн. т в год (? — В. В.)» [13, с. 78]. Комментарии, как говорится, излишни. Сплошные вопросы. В том, что полученная оценка значительно превышает реальную, убеждают подсчеты количества терригенного материала в аридных зонах, выполненные по карте абсолютных масс терригенного материала в океанах [14]. Результаты проведенных расчетов приведены в табл. 2. Как видно из приведенных в ней данных, количество терригенного материала, ежегодно поступающего в аридные зоны (714,12 млн. т), более чем в 2 раза меньше количества эолового материала, рассчитанного А. П. Лисицыным. Однако полученная оценка не может рассматриваться как глобальная оценка обломочного материала эолового генезиса, поступающего в океан, по ряду причин. Во-первых, при расчетах были использованы границы аридных зон А. П. Лисицына, которые, как было показано выше, не соответствуют истинно аридным зонам океана, выделенным на основании общепринятых континентальных климатических критериев. Во-вторых, эоловый материал поступает не только в аридные, но и в другие климатические зоны океана, хотя и в меньших масштабах. И наконец, в-третьих, не весь терригенный материал, накапливающийся на дне аридных зон океана, имеет эоловый генезис. Существенная часть терригенного материала, поступающего в аридные зоны, — это флювиогенный материал, преодолевший «барьер» приконтинентальной зоны лавинной седиментации. Исключение составляет лишь сравнительно небольшой район Атлантического океана («море мрака»), прилегающий к Сахаре, где жидкий, а следовательно, и твердый сток вообще отсутствует. В дру-

Оценки глобальных выбросов минерального аэрозоля в атмосферу [6, 11, 17]

Количество минерального аэрозоля, поступающего в атмосферу, млн. т/год	Источник и способ расчета
1100	Данные 15 станций в США по годовому выпадению пыли, экстраполированные на остальную часть планеты, потенциально подверженной эрозии
500	Концентрация пыли принята в 5 мкг/м^3 в первом 5-километровом слое, число циклов удаления в год 40, скорость океанской седиментации $0,1 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$
500	Экстраполяция оценок Дж. Вадлея для пыли, возникшей в результате естественной эрозии и эрозии, вызванной сельскохозяйственной деятельностью на территории США
250	Экстраполяция, проведенная Ж. Петерсоном и Х. Юнге, количества естественной и образовавшейся в результате сельскохозяйственных работ пыли, поднятой ветром над США
100—500	Данные Е. Гольдберга по скорости накопления эолового материала в ледниках и морских осадках
200	Данные Г. Робинсона и Е. Робинса, принявших в расчетах, что концентрация атмосферной пыли — величина постоянная
6—600	Разброс оценок по разным литературным данным, собранным С. Джадсоном
200	Концентрация пыли принята 10 мкг/м^3 в слое атмосферы до 1 км и $0,1 \text{ мкг/м}^3$ выше этого слоя, при продолжительности жизни соответственно 3 и 5—30 сут
70—100	Данные по отложениям пыли в ледниках
380	Скорость океанской седиментации принята равной $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ мм/год}$, плотность осадков $1,5 \text{ г/см}^3$
9000	Данные О. П. Петренчук, полученные исходя из ежегодного количества атмосферных осадков на Земле — $577 \cdot 10^3 \text{ км}^3$, их средней минерализации — $6,2 \text{ мг/л}$ и соотношения основных компонентов: морские соли 23%, частицы почвы 26%, соединения серы 51%

гих же районах аридной зоны океана в него впадают многочисленные реки, в том числе такие крупные, как Инд, Тигр, Евфрат, Нил, Колорадо, Кунене, Оранжевая, выносящие в океан основную массу терригенного обломочного материала. О значительном вкладе флювиогенного материала в пелагические районы аридной зоны океана свидетельствуют, например, расчеты, выполненные для южной части Тихого океана. Здесь площади зон гумидного и аридного литогенеза (в границах А. П. Лисицына) примерно сопоставимы. В пелагической области аридной зоны южной части Тихого океана ежегодно оседает 101 млн. т терригенного материала (см. табл. 2). Твердый сток с Австралии и Южной Америки в Тихий океан составляет соответственно 367 и 689 млн.т/год, а в сумме 1056 млн.т/год ³. Согласно данным А. П. Лисицына [14], пелагических частей океана достигает лишь 7,7% флювиогенного материала. Следовательно, пелагической области южной части Тихого океана достигает более 81 млн. т флювиогенного материала. Из них на долю аридной зоны приходится около 40 млн. т. Таким образом, почти половина терригенного материала в аридной зоне южной части Тихого океана (40 млн. т из 101 млн. т, ежегодно поступающего) имеет флювиогенный генезис.

Показав завышенность предложенной А. П. Лисицыным оценки эолового материала, поступающего в океан, попытаемся рассчитать его количество, используя оценки глобальных выбросов почвенно-эрозийного (минерального) аэрозоля в атмосферу и его концентрации. В табл. 3 приведены оценки глобальных выбросов минерального аэрозоля в атмосферу, полученные по различным данным.

Практически все имеющиеся оценки количества минеральных веществ, поступающих в атмосферу, значительно меньше оценки, предложенной А. П. Лисицыным. Анализируя данные, приведенные в табл. 3,

³ Васильев В. П. Твердый речной сток в Мировой океан // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 19—28.

Поступление терригенного минерального аэрозоля в атмосферу

Ландшафтные зоны	Площадь, млн. км ²	Объем аэро- зольсодер- жащего слоя атмосферы, млн. км ³	Средняя годовая концентра- ция аэро- золя, т/км ³	Количе- ство аэрозоля за 1 цикл, млн. т	Количество аэрозоля за год, млн. т
Пустыни и полупустыни	27,5*	140,9	0,125	17,6	369,9
Степи и саванны	21,2*	108,7	0,075	8,2	171,2
Используемые человеком земли за пределами аридной и полуаридной зон	10,6**	54,3	0,035	1,9	39,9
Остальная часть суши	89,9	460,7	0,005	2,3	48,4
Мировой океан	361,0	2166,0	0,005	10,8	194,9
Σ	—	—	—	—	824,3

* Данные П. Мейгса [18].

** Данные получены путем вычитания из общей площади используемых человеком земель (см. табл. 1) площади используемых полуаридных и аридных территорий, из общей площади которых не используется всего 9,3 млн. км².

К. Я. Кондратьев с соавт. [11], считая, что оценки по ледникам занижены, а по 15 станциям США завышены, в качестве наиболее вероятной предлагают принять количество минерального аэрозоля, ежегодно поступающего в атмосферу, в 500 млн. т. Л. С. Ивлев [6] в качестве наиболее близкой к реальной предлагает принять оценку в 960 млн.т/год⁴.

Для того чтобы разделить ту или иную точку зрения, попытаемся рассчитать среднее количество ежегодно поступающего в атмосферу минерального аэрозоля, исходя из имеющихся данных о среднегодовых концентрациях аэрозоля и применив метод локальной экстраполяции. Всю территорию планеты можно условно разделить на ряд ландшафтных зон, характеризующихся примерно одинаковыми среднегодовыми концентрациями минерального аэрозоля. На суше выделяются четыре такие зоны: 1) аридные и экстрааридные (пустыни и полупустыни); 2) полуаридные (степи и саванны); 3) земли, используемые человеком за пределами аридных и полуаридных зон (пашни, сады, плантации, луга, пастбища, земли населенных пунктов, промышленности и транспорта); 4) остальная часть суши (леса, болота, тундра и лесотундра, ледники, снежники и др.). Среднегодовые концентрации атмосферного аэрозоля в каждой из выделенных зон можно принять по аналогии с имеющимися значениями для территории Советского Союза [16], мкг/м³: в первой зоне 125; во второй 75; в третьей 35 и в четвертой 5. Для всей площади океана, несмотря на наличие аномальных зон в районах, прилегающих к пустыням, можно принять за среднегодовую концентрацию аэрозоля в атмосфере значение 5 мкг/м³. Анализ имеющихся данных [6, 11, 17] позволяет в расчетах учитывать только нижний 6-километровый слой тропосферы, в котором сосредоточена основная масса атмосферного минерального аэрозоля терригенного происхождения. Следовательно, учитывая среднюю высоту суши над уровнем океана — 875 м [15] — высота аэрозольсодержащего слоя над сушей будет составлять 5,125 км, тогда как над океаном 6 км. Наиболее репрезентативные размеры минерального аэрозоля 1–10 мкм, в среднем 5 мкм [11]. Скорость оседания частиц размером 5 мкм — 0,35 см/с [27]. Следовательно, на поверхность суши весь аэрозоль из слоя атмосферы высотой 5,125 км оседает примерно за 17 сут, на поверхность океана — за 20 сут, а за год таких циклов удаления атмосферного аэрозоля над сушей будет 21, над океаном 18. На основании приведенных рассуждений были выполнены расчеты общего количества аэрозоля, ежегодно поступающего с суши в атмосферу (табл. 4).

⁴ Эту оценку Л. С. Ивлев ошибочно приписывает О. П. Петренчук [17], так как у последней 920 млн. т/год относятся только к растворимым веществам, поступающим из почвы в атмосферу.

Поступление атмосферного минерального аэрозоля в различные районы
Мирового океана [32]

Район Мирового океана	Количество эолового материала	
	10^{-4} г/см ² ·год	10^{12} г/год
Северная Атлантика к северу от зоны пассатов	82	12
Северная Атлантика в зоне пассатов	—	100—400
Южная Атлантика	85	18—37
Тихий океан	37	66
Индийский океан	450	336
Мировой океан в целом (минимум — максимум)	—	532—851

Полученная оценка атмосферного минерального аэрозоля (824,3 млн. т/год) пока только приблизительно, но она незначительно отличается от оценок, принимаемых многими специалистами, изучающими атмосферный аэрозоль [6, 11]. Методика ее расчета, основанная на результатах регулярных натурных наблюдений за концентрацией атмосферного аэрозоля и применения метода локальной экстраполяции наблюдаемых данных, позволяет предположить, что эта оценка близка к реальной.

Для получения средней оценки эолового материала, поступающего в океан, вполне допустимо предположить равномерное распределение осаждающегося аэрозоля по поверхности планеты. Следовательно, из 824,3 млн. т ежегодно в океан поступает 583,2 млн. т эолового материала, а 241,1 млн. т поступает на сушу.

Необходимо иметь в виду, что полученное значение количества эолового материала (583,2 млн. т) — средняя величина, довольно близкая к расчетной оценке Дж. Просперо (табл. 5). Распределение этого материала по площади дна крайне неравномерно. В табл. 5 приведены расчетные данные по поступлению эолового материала в различные районы Мирового океана [32]. Наиболее крупные очаги эоловой седиментации сосредоточены в тропической зоне океана, на участках, прилегающих к пустыням континентов. Одним из наиболее изученных из таких участков является тропическая зона Северной Атлантики между 10 и 25° с.ш. Ежегодный перенос пыли через эту зону из Сахары по направлению к Центральной Америке составляет по ранним оценкам 25—37 млн. т [33], по поздним — 275 млн. т, из которых 70% (193 млн. т) оседает на поверхность океана при прохождении первых 2000 км (до 34° з.д.), из оставшихся в потоке 82 млн. т эолового материала 32 млн. т отлагается на участке между 34—60° з.д., а 50 млн. т достигает Барбадоса [35]. Однако последняя оценка, по-видимому, завышена. Реальное количество терригенного материала (причем не только эолового), ежегодно накапливающегося в этой зоне, составляет около 68 млн. т (см. табл. 2). Завышение оценки количества осевшего по пути транспорта эолового материала, по-видимому, связано с ошибочной интерпретацией постепенного сокращения концентрации аэрозоля по пути преобладающего переноса только вследствие осаждения воздушной взвеси. Одновременно с переносом в широтном направлении воздушная взвесь перемещается и в меридиональном направлении, а также диффундирует в вышележащие слои атмосферы, что, естественно, также приводит к сокращению концентраций аэрозоля на станциях наблюдений, расположенных на пути преобладающего переноса. Это подтверждается наблюдениями в Великобритании, где в периоды ветровой активности в Сахаре осаждается эоловая пыль с Африканского континента [36].

Наблюдений по другим регионам за минеральным аэрозолем в атмосфере явно недостаточно. Так, имеются данные о том, что в апреле 1976 г. в течение 5 дней в Арктику (район Аляски) из азиатских

Поступление песчаного материала на шельф из песчаных пустынь

Район	Протяжен- ность песчаных берегов, км	Направление ветра, при котором осу- ществляется перенос песка в океан	Скорость ветра, м/с	Повторяе- мость в год, %	Продол- житель- ность в частях года	Количество поступаю- щего на шельф песка, млн. т/год
Сахара	600	СВ, В и ЮВ	6,9 10,4 15,6	24,83 7,33 0,58	0,2483 0,0733 0,0058	15,660 15,025 4,725
Σ	—	—	—	—	—	35,410
Намиб	1400	СВ, В и ЮВ	6,9 10,4 15,6	8,33 2,50 0,75	0,0833 0,025 0,0075	12,259 11,958 14,257
Σ	—	—	—	—	—	38,474
Побережье Персидского за- лива	300	Ю, В, ЮВ	6,9 10,4 15,6	10,33 1,92 0,08	0,1033 0,0192 0,0008	3,257 1,968 0,326
Σ	—	—	—	—	—	5,551
Калифорния	500	СВ, В, С	6,9 10,4 15,6	10,00 0,92 0,08	0,1 0,0092 0,0008	5,256 1,571 0,543
Σ	—	—	—	—	—	7,370
Южная Америка	3000	В, СВ, ЮВ	6,9 10,4	26,99 7,00	0,2699 0,07	42,558 35,872
Σ	—	—	—	—	—	78,430
Австралия: север	400	Ю, В, ЮВ	6,9 10,4 15,6	20,75 4,08 0,08	0,2075 0,0408 0,0008	8,725 5,576 0,434
юг	400	СВ, В, ЮВ	6,9 10,4 15,6	16,00 3,00 0,08	0,16 0,03 0,0008	6,728 4,100 0,434
Σ	—	—	—	—	—	25,997
Всего	—	—	—	—	—	191,232

пустынь Гоби и Такла-Макан было перенесено около 0,5 млн. т минеральной пыли [11]. Однако результаты подобных несистематических наблюдений не могут быть положены в основу получения конкретных, пусть даже приблизительных оценок количества эолового материала, поступающего в арктический регион.

Помимо тонкодисперсного тропосферного аэрозоля, поступающего преимущественно в глубоководную область океана, количество которого нами оценено в 583,2 млн. т/год, большие объемы песка и алеврита поступают в прибрежную зону и на шельф в результате локального ветрового переноса из песчаных пустынь, расположенных на побережье океана. О масштабах этого процесса свидетельствуют оценки, полученные для некоторых регионов. Н. А. Айбулатов и В. В. Серова [1] установили, что через побережье Ливии и Туниса (длина береговой линии 1100 км) только пыльными бурями в Средиземное море переносится около 5,5 млн. т/год эолового материала. Из Сахары на шельф Атлантического океана ежегодно поступает $5-8,5(213) \cdot 10^6$ м³ песка [34]. В цитированной работе приводится карта распространения эоловых песков мира, из которых формируются турбидиты на подводной континентальной окраине. Наиболее крупные очаги поступления песчаного эолового материала на шельф сосредоточены в песчаных пустынях на побережье океана (см. фигуру): 1) Сахара (Северная Африка); 2) Намиб (Южная Африка), 3) пустыня Руб-эль-Хали (побережье Персидского залива), 4) пустыни Перу и Чили, 5) пустыни Калифорнии, 6) пустыни

на западе Австралии. Зная закономерности переноса песчаного материала ветром, можно рассчитать общее количество этого материала, поступающее на шельф.

Песок начинает перемещаться под действием ветра с минимальными скоростями 5–6 м/с. Имеются различные формулы и кривые, по которым можно определить количество перевеваемого песка через погонную единицу длины за период времени при определенной силе ветра [18]. Нами для расчетов были использованы результаты натурных наблюдений за перевеванием песка С. П. Ратьковского [18]. Это связано с тем, что оценка количества песка, поступающего на шельф Сахары, вычисленная по данным С. П. Ратьковского, хорошо согласуется с реальной оценкой, полученной на основании непосредственного изучения площадей распространения и мощности песков на шельфе и континентальном склоне Сахары [34]. Из данных С. П. Ратьковского в результате экстраполяции получаем, что при средней силе ветра 6,9 м/с через 1 пог. км перемещается 105,12 тыс. т песка за год, при 10,4 м/с — 341,64 тыс. т/год и при 15,6 м/с — 1357,8 тыс. т/год. Розы ветров для расчетных регионов использовались из Атласа океанов [2, 3]. Результаты выполненных расчетов приведены в табл. 6.

Песчаный материал, поступающий на шельф из наиболее крупных пустынных регионов мира, составляет 191,2 млн. т/год. С учетом этого материала суммарное количество эолового потока нерастворимых минеральных веществ с суши в океан оценивается в 774,4 млн. т/год. Таким образом, эоловый материал (0,8 млрд. т) совершенно неопосредован с флювиогенным (18,5 млрд. т) ни по общему вкладу в океанскую седиментацию, ни по вкладу в осадкообразование глубоководных областей (соответственно 0,6 и 1,7 млрд. т).

Изложенный материал, позволивший на основании общепринятых климатических критериев аридности установить новые границы аридных зон в океане и получить новую оценку вклада эолового материала в океанскую седиментацию, является, на наш взгляд, еще одним доказательством необоснованности выделения в океане литогенеза аридного типа.

Литература

1. Айбулатов Н. А., Серова В. В. Эоловые процессы на североафриканском побережье и их роль в осадкообразовании на шельфе // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 28–41.
2. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. М.: ГУНО МО СССР. 1977. 306 с.
3. Атлас океанов. Тихий океан. М.: ГУНО МО СССР. 1974. 302 с.
4. Зонн И. С., Орловский Н. С. Опустынивание: стратегия борьбы. Ашхабад: Ылым, 1984. 320 с.
5. Зубенко Л. И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 264 с.
6. Ялев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
7. Ильичев В. А., Таргульян В. О. Эоловый привнос пыли в лесной зоне Русской равнины в голоцене // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 4. С. 925–928.
8. Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Морфолитогенез и его типы на шельфах морей и океанов // Океанология. 1980. Т. XX. Вып. 5. С. 887–893.
9. Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
10. Калесник С. В. Проблемы физической географии: Избранные труды. Л.: Наука, 1984. 288 с.
11. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
12. Левушкин Г. В., Лойко П. Ф. Земельные ресурсы и проблемы землепользования // Страны и народы. Земля и человечество. Глобальные проблемы. М.: Мысль, 1985. С. 116–127.
13. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
15. Малый атлас мира. М.: ГУГК, 1980. 147 с.
16. Мазонько К. П., Работнова Ф. А. Концентрация минеральной пыли в атмосфере на территории СССР // Метеорология и гидрология. 1981. № 1. С. 61–65.
17. Петренко О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 264 с.

18. Петров М. П. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 435 с.
19. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
20. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
21. Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3–30.
22. Страхов Н. М. Существует ли аридный тип литогенеза в океане? // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 141–143.
23. Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8. С. 5–20.
24. Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения Corr , SiO_2 и CaCO_3 в океанском осадкообразовании // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 3–31.
25. Страхов Н. М. «Принцип соответствия» Л. А. Зенкевича и его значение для теории океанского осадкообразования // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 124–133.
26. Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 16–38.
27. Химия нижней атмосферы: Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 408 с.
28. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 328 с.
29. Хрусталева Ю. П., Федюнина В. И. Роль золотого фактора в современном осадкообразовании Азовского моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 2. С. 434–436.
30. Carte de la répartition mondiale des régions arides: Notice explicative. Paris: UNESCO, 1979. 55 p.
31. Davis R. L. Geomorphologists discuss wind erosion // Geotimes. 1987. V. 32. N 4. P. 13–14.
32. Prospero J. M. Eolian transport to the world ocean // The Oceanic Lithosphere (The sea; ideas and observations on progress in the study of the seas; V. 7)/Ed. by C. Emiliani. N. Y.: Wiley. cop., 1981. P. 801–974.
33. Prospero J. M., Carlson T. N. Vertical and aerial distribution of Saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. N 27. P. 5255–5265.
34. Sarnthein M., Diester-Haass L. Eolian-sand turbidites // J. Sediment. Petrol. 1977. V. 47. N 2. P. 868–890.
35. Talbot R. W., Harriss R. C., Browell E. V. e. a. Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: Relationship to Saharan dust // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N D4. P. 5173–5182.
36. Wheeler D. A. An analysis of the aeolian dustfall on eastern Britain, November 1984 // Proc. Yorkshire Geol. Soc. 1985. V. 45. Pt 4. P. 307–309.
37. Winchester J. W. Coarse particle soil dust in Arctic aerosols, spring 1983 // Geophys. Res. Lett. 1984. V. 11. N 10. P. 995–998.
38. Windom H. L. Atmospheric dust records in permanent snowfields: Implications to marine sedimentations // Bull. Geol. Soc. America. 1969. V. 80. N 5. P. 761–782.

Тянь-Шаньская высокогорная
физико-географическая станция
АН КиргССР
Институт водных проблем
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
7.XII.1987

УДК 551.312.16(267.5)

**МИНЕРАЛОГИЯ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОКИСНЫХ
ФОРМ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В РИФТОВОЙ ЗОНЕ
КРАСНОГО МОРЯ.**

**СООБЩЕНИЕ 2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

**БУТУЗОВА Г. Ю., МОРОЗОВ А. А., ДРИЦ В. А.,
ГОРШКОВ А. И.**

На базе детального изучения окисных и гидроокисных соединений железа и марганца в рудном веществе осадков впадин Атлантис-II и Тетис (Красное море) намечены основные пути формирования и трансформации минеральных фаз, предложена принципиальная схема минералообразующих процессов, контролируемых конкретными физико-химическими условиями среды.

В первом сообщении данной работы был охарактеризован комплекс окисных соединений железа и марганца, развитых в гидротермально-осадочных отложениях впадин Атлантис-II и Тетис.

Состав минералов, их парагенетические ассоциации и особенности распределения в осадках отражают сложные процессы минералообразования, требующие расшифровки и выявления конкретных факторов, контролирующих формирование тех или иных минеральных фаз, их структурно-кристаллохимические особенности и парагенезы. Существенные различия в минеральных ассоциациях, развитых во впадинах Атлантис-II и Тетис, делают целесообразным рассмотрение условий и механизмов минералообразования отдельно для каждой впадины.

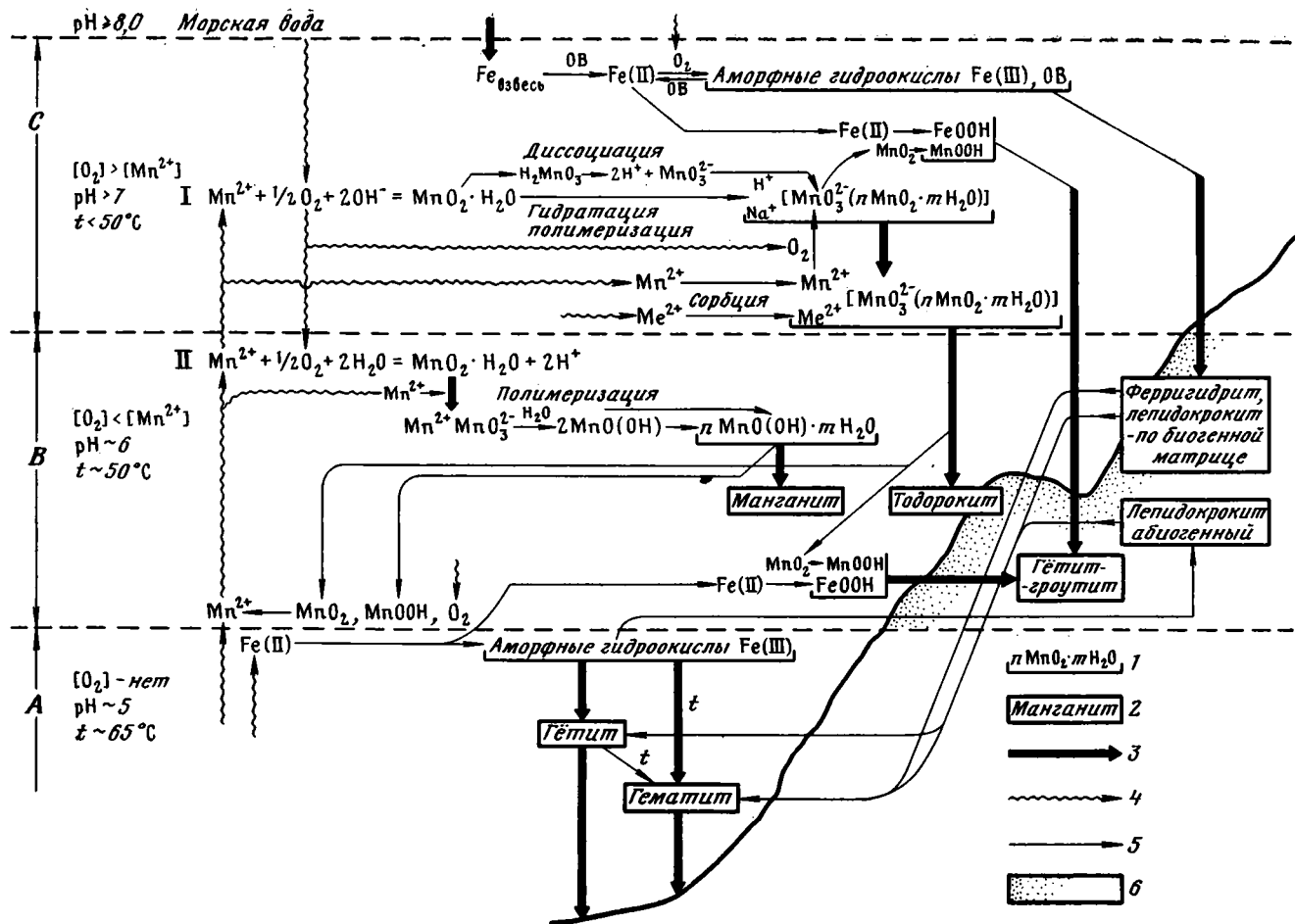
ВПАДИНА АТЛАНТИС-II

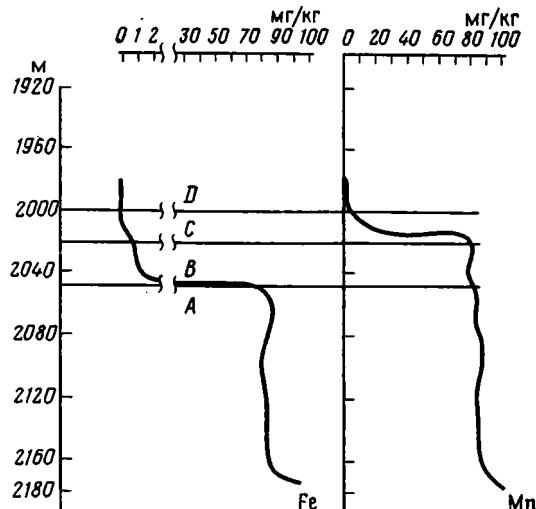
В пределах Красноморского рифта именно в этой впадине рудообразующий процесс проявляется с максимальной активностью. Гидротермальный источник здесь функционирует с разной интенсивностью в течение 20–25 тыс. лет вплоть до настоящего времени, а образующиеся при этом отложения представляют собой экономически ценную рудную залежь. Строение разреза осадочной толщи, ее общие минерало-химические особенности рассмотрены в целом ряде работ [1, 5, 8, 14, 16 и др.], схема геохимических процессов седиментации приведена в работе [4].

Напомним, что впадина Атлантис-II (площадь 70 км²) заполнена плотными высокоминерализованными термальными рассолами, мощностью порядка 170 м с ярко выраженной вертикальной стратификацией. Нижний, самый мощный слой с температурой 62–65° С, соленостью до 320‰ полностью лишен кислорода, значения pH в нем составляют 5,5–5,6. Выше, по отчетливо выраженной границе, происходит изменение всех параметров водной массы, температура падает до 51° С, соленость – 153‰, значение pH – 5,9, появляются незначительные (0,05–0,06 мг/л) количества кислорода. Этот слой, толщиной порядка 30 м, через промежуточный горизонт примерно такой же мощности переходит в нормальную морскую воду [13, 18].

Отличительная особенность химического состава рассолов по сравнению с морской водой заключается в высоких содержаниях таких элементов, как Cl, Na, Ca, K, Si, резко повышенных концентрациях рудных компонентов (Fe, Mn, Zn, Pb, Cu), а также низких (относительно

Фиг. 1. Схема железо-марганцевого минералообразования во впадине Атлантис-II (Красное море) А, В, С — слои рассольной толщи (А — нижний, В — верхний, С — переходный к морской воде); I, II — соответственно верхняя и нижняя зоны окисления; 1 — твердые фазы взвеси; 2 — минеральные формы; 3 — седиментация с параллельным минералообразованием (коагуляция, дегидратация, кристаллизация); 4 — миграция в растворе; 5 — трансформация твердых фаз взвеси и осадка; 6 — область отложения марганцеворудных осадков





Фиг. 2. Распределение Fe и Mn в толще рассолов впадины Атлантис-II [2]. А, В — соответственно нижний и верхний слои рассолов; С — слой, переходный к морской воде; Д — морская вода

морской воды) содержаниях Mg и SO_4 . Свободный H_2S ни в одном из слоев рассольной толщи не обнаружен [2, 3].

Как было отмечено в сообщении 1, окисные формы железа и марганца, развитые в рудной толще впадины Атлантис-II, характеризуются большим разнообразием минеральных видов, морфологических и геохимических особенностей, разной степенью окристаллизованности, что с учетом их локализации определенно свидетельствует о пространственной дифференциации условий минералообразования как на современном этапе, так и в период, соответствующий формированию марганцеворудных прослоев, развитых внутри осадочного разреза. Это обстоятельство позволяет наметить единую, принципиальную схему процессов образования сложного комплекса окисных соединений железа и марганца на базе имеющихся в литературе данных по строению толщи рассолов, заполняющих впадину, и их физико-химическим характеристикам. Схема, представленная на фиг. 1, послужит основой для дальнейшей расшифровки минералообразующих механизмов. Весьма информативным дополнением к составленной схеме являются данные по распределению железа и марганца в толще рассолов от контакта с донными осадками до границы с морской водой (фиг. 2). Наблюдаемый характер распределения главных рудных компонентов, поступающих в составе гидротерм в форме Fe(II) и Mn(II), непосредственно связан с образованием твердофазных и прежде всего окисных их соединений и демонстрирует различия в поведении железа и марганца.

Формирование окислов и гидроокислов железа. На графике (см. фиг. 2) отчетливо видно, что резкое изменение (скачок) содержаний железа в рассольной толще происходит на границе нижнего слоя А с вышележащим горизонтом В. Этот перепад обусловлен массовым переходом растворенного железа в твердые фазы в зоне, где как было показано выше, появляется кислород. Прямым подтверждением образования основной массы гидроокислов железа на границе двух слоев толщи рассолов является отмеченное М. Хартманом [17] заметное возрастание в этой области ржаво-бурого суспензионного материала, который, по его данным, полностью рентгеноаморфен. Однако Н. Холм с соавторами [19] установили в составе взвешенного вещества минеральную фазу βFeOOH — акаганеит, природа которого и условия синтеза достаточно хорошо изучены и обобщены в работе [10]. Большинство исследователей считают,

что необходимым условием образования фазы βFeOOH является наличие в растворе анионов хлора (или фтора), а также кислая или нейтральная реакция среды, что в полной мере реализуется во впадине Атлантис-II. Акаганеит — пока единственная окристаллизованная фаза Fe(III) , в небольших количествах обнаруженная во взвеси из рассолов впадины Атлантис-II. В то же время ни нашими, ни предыдущими исследованиями этот минерал в осадках не обнаружен. Учитывая метастабильность фазы βFeOOH можно предположить быструю трансформацию акаганеита в более устойчивые кристаллические фазы (гётит, гематит). Другой возможной причиной отсутствия акаганеита в рудном веществе осадков может быть его разрушение в результате удаления (вымывания) хлора из структуры свежесформованного минерала в ходе промывки проб водой для удаления легко растворимых солей. Распад акаганеита при удалении из него хлора доказан экспериментально [10].

В рудной толще впадины Атлантис-II выделяются две основные минеральные ассоциации окислов Fe — гётит-гематитовая, характерная для железорудных отложений всех литолого-фациальных зон, и ферригидрит-лепидокрокитовая, приуроченная к прослоям, богатым марганцем. Небольшие количества ферригидрита обнаружены также в железорудных осадках, преимущественно в верхних горизонтах изученных разрезов [6].

Выше было показано, что основная масса окисленного железа возникает на границе двух слоев (А и В) рассольной толщи (см. фиг. 1, 2), следовательно, образованные именно здесь аморфные гидроокислы являются основой для формирования большей части гётита и гематита, слагающих рудное вещество осадков.

Гётит, как известно, по сравнению с другими минералами железа образуется в широком диапазоне условий, однако многочисленные эксперименты по синтезу железистых фаз показали, что его образованию способствуют высокие концентрации в растворе Fe^{2+} при незначительных содержаниях кислорода, а также относительно низкие значения pH среды [9]. Именно этим условиям отвечает область формирования основной массы гидроокислов железа. Закономерное возрастание окристаллизованности и структурной упорядоченности гётита сверху вниз по разрезу рудной толщи подтверждает образование большей его части в результате раскристаллизации аморфной фазы, вследствие чего формируются тонкочешуйчатые агрегаты частиц с гексагональной упаковкой анионов.

Другой возможный путь образования гётита связан с трансформацией лепидокрокита. Поскольку в структуре последнего реализуется кубическая упаковка анионов, этот процесс осуществляется в результате реакции растворение—осаждение с формированием кристаллов более стабильной модификации αFeOOH . В работе [11] показано, что переходу лепидокрокита в гётит способствуют повышенные температуры, а также высокая дисперсность частиц минерала и слабая его окристаллизованность. Можно предположить, что отсутствие лепидокрокита в железорудных осадках связано с его переходом в гётит при повышенных ($>65^\circ\text{C}$) температурах. Возможно, что отмеченные в сообщении 1 две морфологические разновидности гётита отражают рассмотренные выше два механизма его формирования.

В отличие от гётита для раскристаллизации аморфных гидроокислов в гематит обычно требуются более высокие температуры. Характер локализации железистых минералов по площади впадины находится в полном соответствии с этим условием. Так, максимальные количества хорошо окристаллизованного гематита в виде характерных шестигранников приурочены к районам, расположенным в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм. В изученных разрезах общее содержание гематита также заметно выше в осадках ст. 1905(5), расположенной ближе к устью источников, по сравнению с колонкой ст. 1905(4) [6].

Присутствие в осадках обоих разрезов другой морфологической разновидности гематита — тонкочешуйчатых агрегатов обусловлено, вероятно, трансформацией ферригидрита в гематит. Этот процесс достаточно хорошо изучен и подтвержден экспериментально [7]. Относительная легкость

твердофазного преобразования ферригидрита в гематит связана с близостью их кристаллических структур. Основу обоих минералов составляют упаковки анионов, расположенных по гексагональному мотиву, в которых октаэдрические позиции заняты катионами Fe^{3+} . В отличие от гематита Fe_2O_3 в ферригидрите часть анионов кислорода замещена на OH и H_2O . Это обуславливает дополнительный дефицит в октаэдрических позициях катионов Fe^{3+} , которые по этой причине распределены в структуре ферригидрита незакономерно. Дегидратация частиц ферригидрита может сравнительно легко преобразовать его структуру в гематитовую с сохранением высокой дисперсности частиц минерала.

Важно отметить, что ферригидрит в железорудных осадках сохраняется лишь в верхних частях разрезов (в колонке 1905(5) — в поверхностном горизонте, в колонке 1905(4) — до глубины 2,5 м) [6]. Можно предположить, что основная часть минерала в ходе старения осадка трансформировалась в гематит. В условиях повышенных температур образование гематита могло происходить и в результате преобразования гётита (см. фиг. 1).

В целом незакономерное распределение гётита и гематита по вертикали рудной толщи, а также различия морфологического облика как гётита, так и гематита, отражают различные пути их формирования, главные из которых были рассмотрены выше.

Ферригидрит, развитый как в железорудных отложениях, так и в прослоях, обогащенных марганцем, имеет четко выраженную бактериальноподобную форму частиц, что можно рассматривать как свидетельство активной роли микробиологических процессов в формировании этого минерала. Очевидно, что наиболее благоприятной областью для активной микробиологической окислительно-восстановительной переработки железистой взвеси является переходный к морской воде слой рассолов *C*, представляющий собой градиентную зону с заметным перепадом плотности и возрастанием содержания кислорода (см. фиг. 1).

Следовательно, условия формирования аморфных гидроокислов железа, трансформирующихся, с одной стороны, в гётит и гематит, с другой — в ферригидрит, пространственно разобщены; различны также источники железа — в первом случае аморфные гидроокислы образуются при окислении Fe(II) , поступающего в составе гидротерм, во втором — в результате преобразования железистой взвеси из морской воды.

Как отмечалось в сообщении 1 [6], в марганцеворудных горизонтах обнаружены две морфологические (и генетические) разновидности лепидокрокита. Одна, подобно ферригидриту, имеет бактериальноподобную форму частиц, т. е. развивается по биогенной матрице в результате тех же процессов и в тех же условиях, что ферригидрит. Абиогенный лепидокрокит образуется, вероятно, за счет окисления Fe(II) в пограничной зоне рассолов между слоями *A* и *B*. Можно предположить, что широкое развитие в марганцеворудных прослоях гидратированных форм двуокиси марганца, а также присутствие аморфной SiO_2 способствуют сохранению в осадке метастабильных гидроокисных фаз железа — ферригидрита и лепидокрокита.

Следует отметить, что несмотря на широкую распространенность в различных природных обстановках окислов и гидроокислов железа, многие особенности процессов их формирования и трансформаций изучены недостаточно детально. Отчасти это связано с отсутствием экспериментальных исследований, которые можно было бы надежно экстраполировать на природные процессы. Кроме того, одни и те же железистые минералы могут формироваться в довольно широком диапазоне физико-химических обстановок, что делает их значительно менее информативными для расшифровки условий минералообразования по сравнению с комплексом окисных минералов марганца.

Формирование окислов и гидроокислов марганца. Поведение гидротермального марганца в рассольной толще впадины Атлантис-II существенно отличается от поведения железа.

Благодаря более высокому, чем у железа, потенциалу окисления переход гидротермального $Mn(II)$ из раствора в твердофазные соединения $Mn(IV)$ происходит в слое рассола, куда активно проникает кислород морской воды. Процесс массового окисления Mn^{2+} отражается на графике (см. фиг. 2) резким перепадом (скачком) его содержания в переходном к нормальной морской воде слое *C*. По данным, приведенным в работе [17], именно в этом слое появляется заметное количество бурого суспензионного материала, состоящего из аморфных гидроокислов Mn .

Погружаясь в толщу рассолов и достигая нижнего слоя *A*, где кислород полностью отсутствует, частицы гидратированной двуокиси восстанавливаются растворенным $Fe(II)$ и марганец вновь переходит в раствор. Этот процесс препятствует выпадению в осадок окисных форм марганца в области развития мощной толщ рассолов и обеспечивает высокие (80–90 мг/л) концентрации элемента в растворе, что примерно в 20 тыс. раз выше средних содержаний марганца в морской воде [2]. Естественным следствием этих процессов является практически полное отсутствие окисных фаз Mn в осадках на широких площадях впадины Атлантик-II.

Тем не менее осадочная толща содержит горизонты, резко обогащенные марганцем (до 45%), которые развиты локально и занимают строго определенное положение как в разрезе, так и на площади впадины. В разрезе рудной толщ они приурочены к отложениям центральной окисной зоны (CO), расположенной между двумя сульфидными зонами (SU_1 и SU_2) [14], на площади — к гипсометрически повышенным участкам морского дна.

Сам факт существования в осадочной толще марганцеворудных прослоев, ограниченных резкими литологическими контактами с вмещающими илами, свидетельствует о смене физико-химических условий в наддонной воде, протекающей на фоне спокойной гидрологической обстановки, исключающей интенсивное перемешивание водной массы.

Наиболее вероятной причиной смены условий в наддонной воде явилось понижение уровня рассолов, что связано в свою очередь с ослаблением или временным прекращением гидротермальной деятельности в период формирования марганцеворудных горизонтов. В пользу этого предположения свидетельствует целый ряд литолого-геохимических особенностей отложений зоны CO (существенная примесь к рудному веществу биогенно-терригенной составляющей, низкие содержания сульфидов и специфика их изотопного состава и др.), а также приуроченность марганцеворудных горизонтов к относительно приподнятым участкам морского дна, которые при снижении уровня рассолов попадают в область верхнего слоя *B* (см. фиг. 1). Именно в этой области благодаря росту содержания кислорода, резкому падению концентрации $Fe(II)$, снижению температуры и повышению значений pH создаются условия, обеспечившие возможность массового осаждения и сохранения в осадках гидроокисных соединений марганца.

В сообщении 1 [6] было показано, что в составе рудного вещества выделяются три разновидности марганцевых образований, различающиеся главным образом по морфологии и минеральному составу: I — основная тонкодисперсная масса, сложенная преимущественно рентгеноаморфной фазой в ассоциации с тодорокитом и небольшой примесью гётит-грютит; II — почковидные микроконкреции мономинерального хорошо окристаллизованного манганита; III — разнообразные стяжения промежуточного (между типами I и II) состава.

Прежде чем обсуждать возможные пути и механизмы формирования выделенных и охарактеризованных минеральных разновидностей окисных соединений марганца, целесообразно коротко охарактеризовать самые общие особенности процессов окисления $Mn(II)$ и некоторые свойства образующихся при этом гидроокисных соединений.

Элементарный акт окисления Mn^{2+} кислородом в растворе в силу высокой электронной емкости молекулы O_2 в окислительном процессе

неизбежно приводит к образованию Mn(IV) в форме гидратированной двуокиси согласно реакции: $\text{Mn}^{2+} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + 2\text{OH}^- = \text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

На молекулярном уровне первичные гидролизованные продукты окисления Mn^{2+} представляют собой координационные гидратированные полимерные агрегаты. Их коагуляция приводит к образованию обводненных макроструктур, обладающих сорбционной активностью, способностью к дегидратации и внутрифазным окислительно-восстановительным превращениям по схеме: $\text{Mn}^{2+} + \text{Mn}^{4+} \rightleftharpoons 2\text{Mn}^{3+}$. Ход и направление тех или иных преобразований аморфной фазы и формирование индивидуальных соединений определяются главным образом условиями взаимодействия Mn^{2+} с растворенным кислородом — прежде всего соотношением концентраций Mn^{2+} и O_2 , величиной pH, а также сорбционной и каталитической активностью поверхности свежееобразованной гидратированной двуокиси марганца.

В условиях впадины Атлантис-II стратификация водной толщи обеспечивает дифференцированность физико-химических условий среды минералообразования.

На схеме (см. фиг. 1) выделены две зоны окисления Mn^{2+} , существенно различные по целому ряду параметров.

Зона I активного окисления в целом совпадает с переходным к морской воде слоем рассолов C и характеризуется избытком растворенного кислорода, слабощелочной средой ($\text{pH} > 7$) и относительно низкой ($< 50^\circ\text{C}$) температурой. Нижележащая зона II отличается в основном дефицитом кислорода и пониженными значениями pH.

Массовое окисление двухвалентного марганца происходит в зоне активного окисления I, где по указанной выше схеме образуется гидратированная двуокись ($\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Слабощелочная (или близкая к нейтральной) среда способствует диссоциации амфотерного оксида $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ по кислотному типу: $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{MnO}_3 \rightarrow \text{MnO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$. Образуясь при этом анионы MnO_3^{2-} способны обильно гидратироваться и сорбировать различные катионы. Свежееобразованные тиксотропные макроструктуры гидратированной двуокиси марганца $n\text{MnO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ из-за высокой степени гидратации обладают чрезвычайно развитой поверхностью, проницаемостью для растворенных компонентов и значительной седиментационной устойчивостью. В условиях высокого солевого фона аморфная гидроокись функционирует как катионообменник, необратимо связывая растворенные и частично гидролизованные катионы различных металлов, в том числе Mn^{2+} , что при избытке кислорода сопровождается его окислением, приводящим к дополнительному увеличению массы отдельных частиц. Возрастание массы (частиц главным образом за счет их коагуляции в сочетании с окислительным механизмом) и параллельно идущая дегидратация приводят к потере седиментационной устойчивости частиц и их погружению в нижележащую зону II, характеризующуюся, как отмечалось, дефицитом кислорода и относительно низкими значениями pH (см. фиг. 1).

В этих условиях возможности частиц сорбировать катионы металлов резко сокращаются благодаря снижению сорбционной активности в целом (более кислые условия среды) и конкурентному поглощению катионов Mn^{2+} . Дефицит кислорода ограничивает окисление сорбированного Mn^{2+} , а следовательно, и возникновение новых сорбционных центров. В результате изменение состава частиц прекращается и основными процессами их трансформации становятся дегидратация и уплотнение, создающие условия для последующей кристаллизации и выпадения в осадок.

Как кристаллизация аморфной фазы, так и ее результат, т. е. формирование определенного типа структуры и степени ее упорядоченности в значительной степени обусловлены (кроме температуры и значений pH) наличием в сорбционно насыщенных комплексах крупных гидратированных катионов. В силу стерических ограничений наличие сорбированных катионов тормозит процессы раскристаллизации аморфной фазы, препятствует формированию структур с плотной упаковкой атомов

и способствует образованию минералов с относительно рыхлыми анионными каркасами.

Таким образом, в целом низкая степень структурной упорядоченности основной массы марганцеворудного вещества и широкое развитие в ее составе слабоокристаллизованного тодорокита, обладающего рыхлой туннельной структурой, представляется естественным следствием описанных выше процессов преобразования аморфных гидроокислов, сформированных в зоне активного окисления I (см. фиг. 1).

Способность тиксотропных макроструктур гидратированной двуокиси марганца сорбировать различные катионы влияет, в частности, и на химический состав основной тонкодисперсной массы, определяя неравномерно распределенную в ней примесь Ca, Mg, Zn и Pb.

Наличие в марганцеворудных горизонтах трех модификаций тодорокита с параметрами a 9,75, 19,5 и 24,4 Å отражает, по-видимому, различную степень гидратации, а также насыщения аморфной фазы катионами металлов, в частности катионами Mn^{2+} и Mn^{4+} , что контролируется как концентрационными, так и кинетическими факторами. В работе [12] показано, что величина Mn^{3+}/Mn^{4+} прямо коррелирует с размерами туннелей структуры тодорокита.

Марганцево-железистая фаза, идентифицируемая как гётит-гроутит, в небольших количествах присутствующая в основной массе рудного вещества в ассоциации с тодорокитом, представляет собой, по-видимому, конечный продукт преобразования локально возникающих смешанных тиксотропных макроструктур аморфных гидроокислов железа и марганца. Образование такого рода частиц происходит, вероятно, в условиях крайне низких содержаниях Fe(II) в результате его окисления гидратированной двуокисью марганца.

Возникновение железо-марганцевой фазы возможно как в верхней зоне активного окисления I, с участием Fe(II), переходящего в раствор при микробиологической окислительно-восстановительной переработке железистой взвеси, так и в пограничной области, от верхнего рассола к нижнему, за счет присутствующих там следовых количеств гидротермального Fe(II). Очевидно нельзя исключить и ограниченно идущий процесс самопроизвольного взаимодействия $Mn^{2+} + Mn^{4+} \rightleftharpoons 2Mn^{3+}$, протекающий в микрообластях и инициируемый фрагментарной кристаллизацией гётита.

Большой интерес с генетической точки зрения представляет наличие в основной тонкодисперсной массе марганцеворудного вещества изолированных почковидных стяжений, состоящих из хорошо окристаллизованного мономинерального манганита, практически лишенного посторонних примесей. Присутствие в осадках этой минеральной фазы свидетельствует о существовании в водной толще специфических условий окисления Mn^{2+} , обеспечивающих образование аморфной гидроокиси, не содержащей никаких других катионов, кроме Mn^{2+} . Этим условиям в полной мере отвечает зона II, подстилающая зону активного окисления I (см. фиг. 1). Зона II характеризуется избытком ионов Mn^{2+} , дефицитом кислорода, сравнительно низкими (~ 6) значениями pH и повышенной ($\sim 50^\circ C$) температурой.

Выше отмечалось, что окисление иона Mn^{2+} молекулой O_2 приводит к образованию гидратированной двуокиси марганца $MnO_2 \cdot nH_2O$. В структуре же манганита катионы марганца находятся в трехвалентном состоянии. Один из возможных путей образования Mn^{3+} заключается во взаимодействии $MnO_2 \cdot nH_2O$ с катионами Mn^{2+} , в результате которого протекает внутрифазный окислительно-восстановительный процесс. Возможность такого взаимодействия может быть реализована благодаря снижению сорбционной активности поверхности частиц гидратированной двуокиси в условиях избытка Mn^{2+} , что приводит к быстрой трансформации сорбированной формы в химическое соединение (соль) $Mn^{2+}Mn^{4+}O_2$ и ее последующему окислительно-восстановительному преобразованию: $Mn^{2+} + Mn^{4+} \rightarrow 2Mn^{3+}$. Несмотря на отсутствие точных экспериментальных данных, можно предположить, что протекание подобного процесса:

ограничивается определенным интервалом величин рН, поскольку в слабощелочных условиях высокая степень гидратации как иона Mn^{2+} , так и сорбционных центров двуокиси Mn способствует стабилизации сорбированной формы Mn^{2+} в фазе $MnO_2 \cdot nH_2O$; в кислых же средах происходит диспропорционирование трехвалентного марганца. Оптимальным условиям рН, по-видимому, удовлетворяет зона окисления II, где образующаяся гидратированная двуокись марганца практически мгновенно реализует свою сорбционную емкость за счет катионов Mn^{2+} , которого при этом не может связать свыше отношения $Mn^{2+} : Mn^{4+} = 1 : 1$ в соответствии со стехиометрией реакции $MnO_2 \cdot H_2O \rightleftharpoons H_2MnO_3 + Mn^{2+} \rightarrow Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$, и далее $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3 + H^+ + OH^- \rightarrow 2Mn^{3+}O(OH)$.

В отличие от сильнообводненных комплексов $Me^{2+}[MnO_3^{2-}(nMnO_2 \cdot mH_2O)]$, образующихся в зоне активного окисления I, аморфные гидроокислы, формирующиеся в подстилающей зоне II, значительно менее гидратированы и практически не содержат сорбированных катионов, что обеспечивает их трансформацию в энергетически выгодную компактную упаковку, свойственную манганиту. Дальнейшая дегидратация этой фазы также протекает с повышенной скоростью и охватывает весь объем осаждающейся частицы геля, что определяет сферическую форму конечных выделений манганита и высокую степень его окристаллизованности. Результаты микрозондового анализа подтверждают практически полное отсутствие в составе почковидных манганитовых стяжений каких-либо других химических элементов, кроме марганца.

Совместное осаждение дегидратирующихся гелевых частиц тодорокитового и манганитового состава (при подчиненном количестве последнего) должно сопровождаться формированием механически смешанных образований, окончательный облик которых создается, по-видимому, уже в толще осадков. В данном случае в качестве наиболее вероятного процесса можно предположить связывание растворенного Mn^{2+} иловых вод сорбционно ненасыщенными участками двуокиси марганца. При этом достижение отношения $Mn^{2+} : Mn^{4+} = 1 : 1$ допускает формирование фрагментов структуры манганита наряду с кристаллизацией тодорокита. Возможны также и другие процессы, связанные с перегруппировкой структурных блоков двуокиси марганца и внутрифазными окислительно-восстановительными взаимодействиями.

Отмеченные выше различия в скоростях уплотнения различных фаз приводят к возникновению механических межфазных напряжений и как следствие — формированию морфологически сложных, причудливых, часто ветвистых, неправильных стяжений.

В том случае, когда гидратированная двуокись осаждается на сферических выделениях «предманганита», в ходе дегидратации могут сформироваться уплощенные корковидные образования, разрушение которых также происходит вследствие различий в скоростях уплотнения и возникновения межфазных напряжений.

Итак, наблюдаемый минеральный состав рудного вещества в богатых марганцем горизонтах впадины Атлантис-II складывается в результате разнообразных процессов взаимодействия восходящего диффузионного потока ионов Mn^{2+} , поступающих в составе термальных растворов, с встречным потоком кислорода и осаждающимися сверху частицами свежееобразованной аморфной гидратированной двуокиси марганца.

В целом отсутствие заметного накопления марганца в зоне его активного окисления свидетельствует о сбалансированности процессов формирования и осаждения частиц гидроокислов марганца.

ВПАДИНА ТЕТИС

Район впадины Тетис — один из немногих участков Красноморского рифта, где сочетаются сравнительно высокая активность гидротермальной деятельности с отсутствием высокоминерализованных придонных вод — рассолов.

В настоящее время металлоносные осадки граничат с водой, температура которой лишь на $0,8^{\circ}\text{C}$, а соленость на $0,4\%$ выше соответствующих параметров обычной морской воды. Слабое повышение солености иловых вод в отдельных частях осадочной толщи позволяет предположить периодическое, но весьма незначительное изменение минерализации придонных вод в прошлом.

В сообщении 1 [6] при описании изученного разреза ст. 224 и развитых там окисных минералов железа и марганца отмечалась четко выраженная ритмичность его строения.

В пределах осадочной толщи выделяются две основные разновидности отложений, закономерно чередующиеся в разрезе. Одна из них (пачки II и IV) [6] представлена преимущественно железорудным материалом, практически лишенным биогенно-терригенной примеси. Минеральные формы марганца полностью отсутствуют, содержания элемента не превышают фоновых. Наиболее характерные минералы рудного вещества представлены магнетитом и лепидокрокитом, в подчиненном количестве присутствуют гётит и гематит. Важно, что внутри железорудных горизонтов магнетит концентрируется в прослоях, обогащенных серой и медью [6], т. е. ассоциируется с сульфидами, маркирующими этапы максимальной активизации рудного процесса.

Вторая разновидность осадков впадины (пачки I, III, V) [6] характеризуется высоким содержанием биогенно-терригенного материала и смешанным железо-марганцевым составом рудного вещества. Железистая составляющая представлена в основном лепидокрокитом с неравномерно распределенной примесью гематита и гётита. Необходимо отметить, что чистый гётит в осадках этого типа встречается крайне редко, а широко развита смешанная железо-марганцевая фаза, аналогичная описанной во впадине Атлантис-II и идентифицируемая как гётит-гроутит.

Собственно марганцевая составляющая представлена преимущественно асболанами, степень структурной упорядоченности которых закономерно увеличивается (сверху вниз) по разрезу. В пачке I слабоокристаллизованные асболаны — единственная минеральная форма марганца, в пачках III и V они находятся в ассоциации с количественно преобладающим гётит-гроутитом [6]. В самом верхнем (20—35 см) из исследованных горизонтов впервые обнаружена асболоподобная марганцевая X-фаза, представляющая собой, по-видимому, один из начальных продуктов преобразования аморфной фазы в асболаны.

Ограниченность данных по физико-химическим параметрам условий осадконакопления во впадине Тетис и недостаточная детальность исследования развитых в ней отложений позволяют лишь в предположительной форме и более общем виде, чем для впадины Атлантис-II, представить режим и динамику протекания рудообразующего процесса и соответственно рассмотреть основные механизмы образования окисных фаз железа и марганца.

Отчетливо выраженное ритмичное строение разреза гидротермально-осадочных отложений с резко различными химико-минералогическими характеристиками вероятнее всего отражает периодическое изменение интенсивности, пульсационный характер функционирования гидротермального источника.

Этапам активизации рудообразующего процесса отвечают железорудные горизонты II и IV. Эти периоды характеризуются поступлением в наддонную воду больших количеств Fe(II) и Mn(II) в составе термальных растворов, смешивание которых с кислородсодержащей морской водой сопровождалось окислением восстановленных форм и прежде всего железа.

В настоящее время целым рядом лабораторных исследований установлено, что в нейтральных или слабощелочных растворах окисление Fe(II) приводит к образованию лепидокрокита или магнетита. Высказано предположение, что преобразование аморфного вещества в ту или иную минеральную фазу контролируется главным образом кинетическими факторами. Быстрое окисление способствует кристаллизации лепидокрокита, мед-

ленное — магнетита [20]. По-видимому, в данном случае на кинетику процесса влияет прежде всего соотношение концентраций Fe(II) и O_2 , т. е. условия окисления двухвалентного железа.

Выше было отмечено, что прослой осадков, резко обогащенные магнетитом, отвечают периодам самой высокой активности гидротермального процесса во впадине Тетис. Можно предположить, что именно в эти периоды соотношение концентраций Fe(II) и O_2 в морской воде ($\text{Fe(II)} \gg \text{O}_2$) допускало сосаждение аморфных гидроокисных и гидрозакисных форм железа, при дегидратации и раскристаллизации которых формировался магнетит. Возможность образования магнетита в результате раскристаллизации геля, содержащего как Fe(II) , так и Fe(III) , подтверждена экспериментально [15].

Некоторое снижение гидротермальной активности сопровождалось уменьшением содержания в растворе Fe(II) , что в условиях избытка кислорода приводило к высокой скорости окисления железа и образованию лепидокрокита. Небольшие количества гётита и гематита в железорудных осадках, вероятнее всего, являются продуктами трансформации лепидокрокита.

В условиях высоких концентраций Fe(II) активное потребление кислорода приводило к быстрому истощению его запасов и временному заполнению впадины бескислородными водами, обогащенными Mn(II) и содержащими недоокисленную часть Fe(II) . В подобных условиях совершенно естественно полное отсутствие в рудном веществе пачек II и IV окисных соединений марганца, поскольку весь кислород из заполняющей впадину воды был израсходован на окисление железа, часть которого осталась в растворе в форме Fe(II) .

В периоды ослабления интенсивности гидротермальной деятельности параметры водной массы, заполняющей впадину, постепенно выравнивались с параметрами морской воды благодаря конвективному и диффузионному перемешиванию и тем самым создавались условия для окисления как оставшегося в растворе Fe(II) , так и накопленного там Mn(II) , а также для окисления незначительных порций Fe(II) и Mn(II) , поступающих в наддонную воду в результате вяло протекающего гидротермального процесса.

Этим периодам отвечают пачки осадков (I, III, V) [6], резко обогащенные биогенно-терригенным материалом и характеризующиеся смешанным железо-марганцевым составом рудного вещества.

Совместное осаждение гидроокисных форм железа и марганца примерно в равных количественных соотношениях ($\text{Fe} : \text{Mn} = 0,8 : 1,09$) свидетельствует об относительно низких концентрациях Fe(II) , недостаточных для заметного восстановления (в слабощелочных условиях) гидратированной двуокиси марганца, образовавшейся в верхних, более аэрируемых, слоях водной толщи.

Окисление двухвалентного железа приводит, как было показано выше, к формированию лепидокрокита, который в осадках частично трансформируется в гётит и гематит. Переход этот, вероятно, в значительной степени тормозится благодаря присутствию аморфного кремнезема и гидратированной двуокиси Mn , а также требует времени, что подтверждается крайне низкими содержаниями гётита в верхней части разреза, где практически единственной минеральной фазой окисного железа является лепидокрокит [6].

Основные особенности механизма формирования обнаруженного во впадине Тетис комплекса марганцевых минералов можно представить, основываясь на изложенных ранее теоретических представлениях о поведении Mn и его гидроокисных форм в конкретных физико-химических обстановках. Прежде всего отметим, что в отличие от зоны окисления I впадины Атлантис-II водная толща впадины Тетис характеризуется более щелочными условиями, дефицитом кислорода, созданным в результате предшествующего окисления Fe(II) , а также существенно меньшими концентрациями Mn(II) . Очевидно, что эти условия препятствуют быстрому наращиванию массы взвешенных частиц двуокиси марганца

за счет их коагуляции. По-видимому, в данном случае на первом этапе формируются агрегаты, представляющие собой двумерные островковые сетки соединенных ребрами октаэдров, в центре которых находятся катионы Mn^{4+} , а анионами служат атомы О и группа ОН. Такие полимерные агрегаты реализуют свои сорбционные возможности преимущественно за счет Mn^{2+} . Таким образом, возможно, что из-за замедленной коагуляции первоначально возникают слабоупорядоченные гидратированные структуры, в которых к фрагментам островковых октаэдрических Mn^{4+} слоев сверху и снизу примыкают адсорбированные катионы Mn^{2+} и молекулы H_2O . Внутрифазовые окислительно-восстановительные реакции между Mn^{4+} и адсорбированными Mn^{2+} заторможены из-за высокой степени гидратации рассматриваемых полимерных микроагрегатов. Очевидно, что конденсация, слипание, а также взаимное ориентирование этих микроагрегатов приведут к послойному чередованию двумерных ассоциаций Mn^{4+} и Mn^{2+} . В ходе дегидратации и уплотнения возможна структурная реорганизация катионов Mn^{2+} и молекул H_2O , в результате которой возникнут двумерные зародыши из ассоциаций Mn^{2+} в октаэдрическом окружении молекул H_2O и ОН. Параллельно с образованием все более хорошо окристаллизованной структуры, по-видимому, происходит внутрифазовое окислительно-восстановительное взаимодействие Mn^{4+} и Mn^{2+} , в результате чего появляется трехвалентный марганец. Вероятно, этой стадии отвечает слабоупорядоченная X-фаза, содержащая слои (или островки слоев), заселенные катионами Mn^{4+} , Mn^{3+} и Mn^{2+} . Эту фазу логично рассматривать как предасболованую, поскольку при сравнительно небольшом содержании Mn^{2+} относительно Mn^{4+} в ходе окислительно-восстановительного взаимодействия между ними весь сорбированный Mn^{2+} будет израсходован и в структуре останутся лишь две валентные формы марганца — Mn^{4+} и Mn^{3+} , что и характерно для описываемых асболонов. Таким образом, чередование слоев из трех- и четырехвалентного марганца предопределено первоначальным упорядоченным чередованием сорбционных полимеризованных комплексов. Нарушение локального баланса валентностей в ходе реакции типа $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow 2Mn^{3+}$ может быть скомпенсировано в результате перераспределения электронной плотности в пределах структуры минерала, которое сопровождается локализацией Mn^{4+} в слоях одного типа, а Mn^{3+} в слоях другого типа. Эта разница определяется особенностями строения электронных оболочек разновалентных катионов марганца, что приводит преимущественно к кислородным октаэдрическим группировкам для Mn^{4+} и гидроксильным — для Mn^{3+} и Mn^{2+} . Следует отметить, что появление гидроокисных слоев, содержащих Mn^{3+} , может быть связано не только с окислительно-восстановительным взаимодействием Mn^{4+} и Mn^{2+} , но и с частичным окислением катионов Mn^{2+} в межслоях структуры свободным кислородом морской воды.

Формирование основной массы гётит-гроутита во впадине Тетис хорошо объясняется с позиций описанных выше процессов.

Так, высокая степень гидратации $MnO_2 \cdot nH_2O$ в условиях щелочной среды допускает существенное сорбционное поглощение частично гидратированного Fe(II). Захоронение в осадке такого сорбционного комплекса, его дегидратация и кристаллизация в ходе геологического времени открывают возможность для внутрифазного окислительно-восстановительного взаимодействия: $Fe(II) + Mn(IV) \rightarrow Fe(III) + Mn(III)$. Конечным продуктом такого рода преобразований и является, по-видимому, смешанная железо-марганцевая фаза гётит-гроутит. Преобладание гётит-гроутита в нижних богатых марганцем горизонтах осадков (пачки III и V) [6] и практически полное его отсутствие в верхней пачке 1 свидетельствуют об относительной длительности процесса формирования минерала.

Предложенный механизм образования гётит-гроутита представляется наиболее простым и вероятным, однако нуждается в экспериментальной проверке.

В целом большее однообразие состава и морфологических особенностей гидроокисных форм Mn во впадине Тетис по сравнению с впадиной Атлантик-II, а также повсеместное (а не локальное) их отложение на площади обусловлены главным образом отсутствием дифференцированности условий выпадения из раствора аморфной гидратированной двуокиси Mn, что в свою очередь связано прежде всего с морфометрией впадины, а также с характером протекания рудообразующего процесса.

Таким образом, ассоциация марганцевых минералов, развитых в рудном веществе гидротермально-осадочных накоплений во впадинах Атлантик-II и Тетис (Красное море), образуется в результате окисления Mn(II), поступающего в составе гидротерм и выпадения из раствора аморфной гидратированной двуокиси марганца.

Дальнейшие пути преобразования гелеобразного аморфного вещества, в индивидуальные кристаллические фазы зависят от его состава и контролируются сложным комплексом окислительно-восстановительных, координационных, коллоидно-химических, сорбционных, седиментационных и диагенетических эффектов, а также кинетическими параметрами дегидратации гелевых образований. Все перечисленные эффекты определяются, как было показано выше, конкретными физико-химическими условиями минералообразующей среды.

Следует иметь в виду, что многие положения и детали предложенных механизмов в значительной степени гипотетичны и требуют дальнейшего более углубленного исследования с постановкой специальных экспериментов в условиях, близких природным.

Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение / Под ред. Дегенса Э., Росса Д. М. М.: Мир, 1974. С. 157–194.
2. Брункс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение / Под ред. Дегенса Э., Росса Д. М. М.: Мир, 1974. С. 76–96.
3. Брюэр П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение / Под ред. Дегенса Э., Росса Д. М. М.: Мир, 1974. С. 70–76.
4. Бугузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11–32.
5. Бугузова Г. Ю. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 39–55.
6. Бугузова Г. Ю., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 21–35.
7. Звягин Б. Б., Чухров Ф. В., Горшков А. И. Структура ферригидрита, ее формирование и трансформации // Гипергенные окислы железа в геологических процессах // Под ред. Петровской Н. В. М.: Наука, 1975. С. 42–48.
8. Металлоносные осадки Красного моря / Под ред. Лисицына А. П., Богданова Ю. А. М.: Наука, 1986. 287 с.
9. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И. и др. Экспериментальные данные об условиях образования окислов железа // Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Под ред. Петровской Н. В. М.: Наука, 1975. С. 11–33.
10. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И., Бугельский Ю. Ю. Бэта-гидроокисел железа и акаганеит // Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Под ред. Петровской Н. В. М.: Наука, 1975. С. 61–71.
11. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Ермилова Л. П., Горшков А. И. Образование и превращения лепидокрокита (γFeOOH) // Гипергенные окислы железа в геологических процессах / Под ред. Петровской Н. В. М.: Наука, 1975. С. 48–61.
12. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А., Диков Ю. П. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 61–71.
13. Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение / Под ред. Дегенса Э., Росса Д. М. М.: Мир, 1974. С. 7–25.
14. Bäcker H., Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentäre lagerstätte Atlantis-II-Tief im Roten Meer // Geol. Rundschau. 1973. B. 62. S. 697–741.
15. Berz K. C. Über Magnetit in marinen Ablagerungen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart, 1922. S. 569–577.
16. Hackett J., Bischoff J. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. 1973. V. 68. № 4. P. 553–564.

17. *Hartmann M.* Untersuchungen von suspendiertem material in den hydrothermal laugen des Atlantis-II-Tiefs // *Geol. Rundschau*. 1973. V. 62. № 3. S. 742–754.
18. *Hartmann M.* Atlantis-II deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes since 1965 // *Deep-Sea Res.* 1980. V. 27. № 2A. P. 164–171.
19. *Holm N. G., Wadsten T., Dowler U. I.* β -FeOOH (akaganeite) in Red Sea brine // *Estud. Geol.* 1982. V. 38. № 3–4. P. 367–371.
20. *Murray G. W.* Iron oxides // *Marine minerals*/Ed. Burns R. G. Wash.: Mineral. Soc. America. Short course notes. V. 6. 1979. P. 47–107.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
11.XI.1987

УДК 552.143/551.791(265.4)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

ГОРБАРЕНКО С. А., ШАПОВАЛОВ В. В., ПУШКАРЬ В. С.

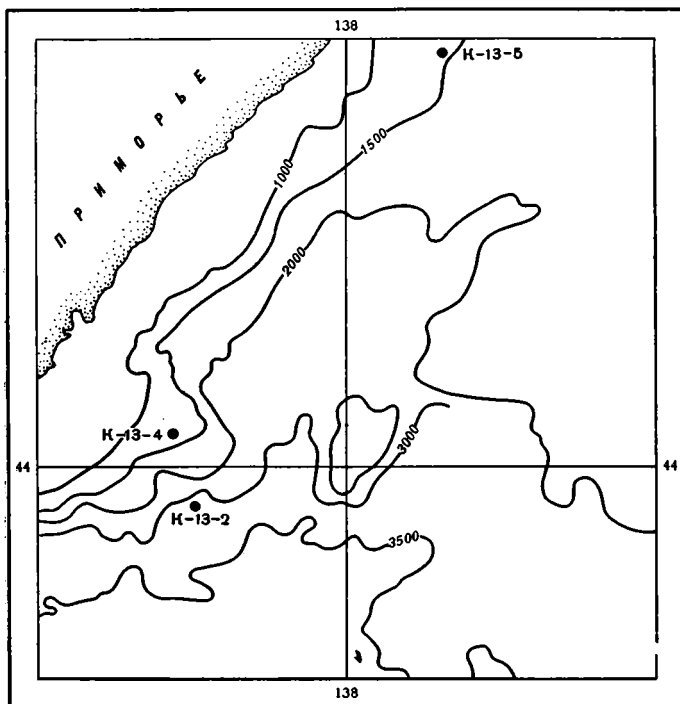
На примере изучения осадков северо-западной части Японского моря описаны их физические свойства (влажность, объемный вес, магнитная восприимчивость, естественная остаточная намагниченность, природа намагниченности и состав ферромагнитной фракции), химический и (выборочно) минеральный состав, проведено стратиграфическое расчленение осадков по составу диатомовых водорослей. На основании полученных данных выяснены некоторые аспекты влияния палеогеографических условий и диагенетических процессов на смену физических свойств осадков изучаемого района, а также на их вещественный состав в голоцене и позднем плейстоцене.

Известно, что в донных осадках окраинных бассейнов в результате изменений условий седиментации, а также интенсивности диагенетических процессов, связанных с окислением органики, меняется состав аутигенных минералов, осадков и иловых вод [1]. При этом наблюдается изменение ряда физических свойств — магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, влажности и объемного веса осадков [7]. Характер и интенсивность диагенетических процессов определяются геохимическими условиями природных вод, верхнего слоя осадков и количеством органики в них. Так, крайними примерами протекания диагенетических процессов являются окислительные условия пелагических красных глин и восстановительные — осадков Черного моря и других застойных бассейнов.

Известно, что на условия седиментации и вещественный состав осадков акваторий приконтинентальной области определяющее влияние оказывают климатические условия, а также колебания уровня моря и др. [9, 17]. Однако для бассейнов окраинного типа не всегда ясно, вызваны ли изменения физических свойств и вещественного состава осадков диагенетическими процессами или сменой палеогеографической обстановки и условий седиментации и насколько они взаимосвязаны.

Авторами изучены осадки трех колонок из северо-западной части Японского моря (фиг. 1). Две из них (К-13-4 и К-13-5) отобраны из средней части континентального склона Приморья (координаты $44^{\circ} 09,2'$ с. ш., $137^{\circ} 04,1'$ в. д. и $45^{\circ} 56,0'$ с. ш., $138^{\circ} 35,4'$ в. д.; глубины 1470 и 1500 м соответственно). Третья колонка (К-13-2) расположена у основания континентального склона (координаты $43^{\circ} 46,8'$ с. ш., $136^{\circ} 54,5'$ в. д.; глубина 3300 м) на северной оконечности центральной глубоководной котловины. Литологический состав осадков, по визуальному описанию и анализу шлифов (определения В. В. Еремеева и Н. Г. Бродской, ГИН АН СССР), приведен на фиг. 2.

Пелитовые осадки верхних частей колонок книзу замещаются более грубозернистыми с прослоями алевроита и включениями гравия и гальки, предположительно связанных с ледовым разномом (см. фиг. 2). В такой же последовательности происходит изменение однородной текстуры осадков на слоистую. Необходимо также отметить, что колонка К-13-5 в отличие от других колонок характеризуется более крупным гранулометрическим составом и большей однородностью текстуры. Слабый запах сероводорода и темно-серый цвет с зеленым или голубым оттенком свидетельствуют о восстановительных условиях в толще отложений. Не-



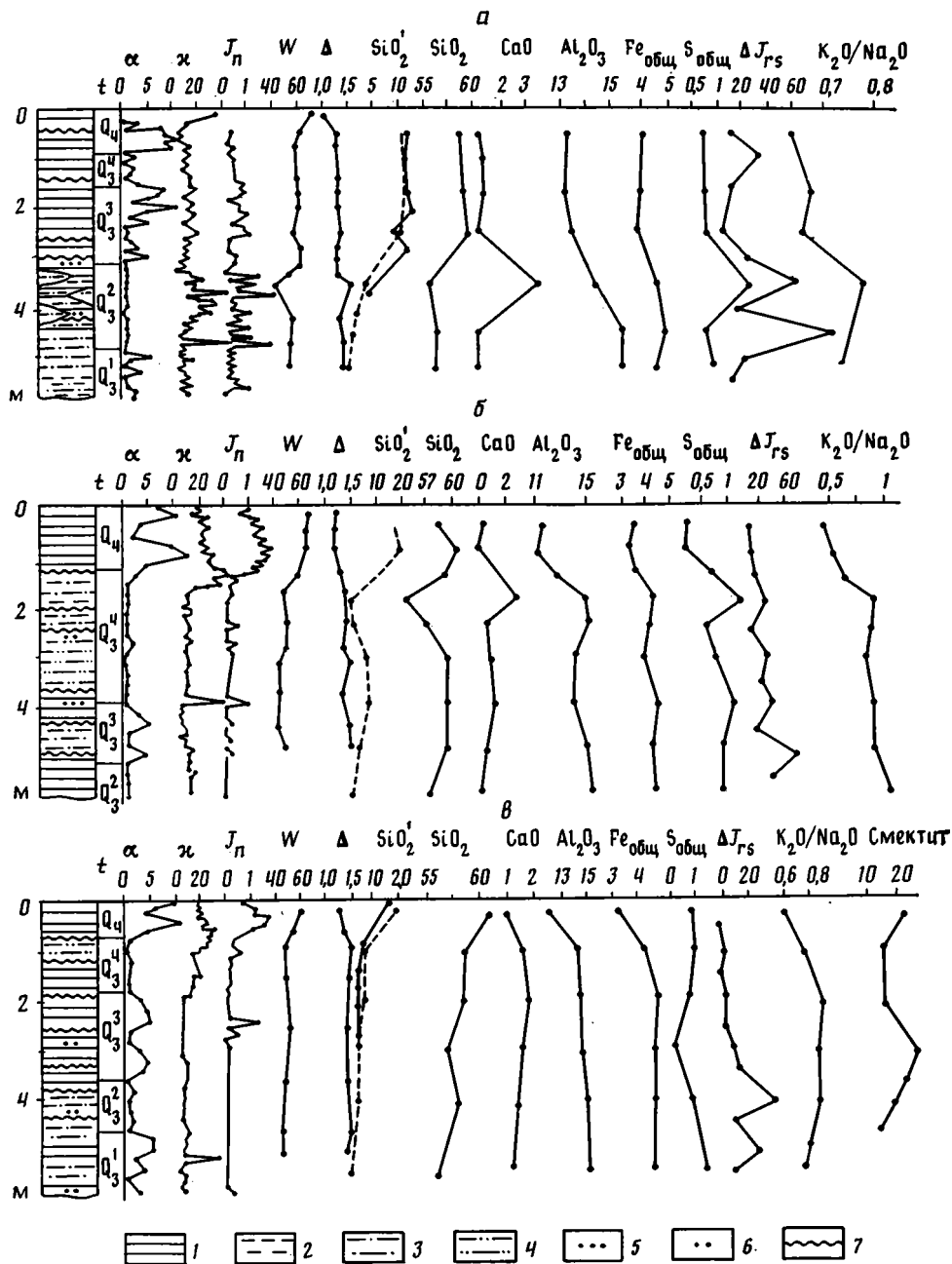
Фиг. 1. Схема расположения станций

которое представление о минеральном составе осадков можно получить на основе анализа шлифов. Из терригенных минералов встречены кварц, плагиоклазы, пироксен, эпидот, циркон, сфен, из диагенетических — гидроокислы железа, пирит, кальцит и глауконит. Биогенный компонент осадков представлен диатомеями, единичными фораминиферами, спикулами губок и сгустками органического вещества. Часто встречается вулканическое стекло.

Влажность W и объемный вес Δ осадков определялись на борту судна по общепринятой методике с помощью полевой лаборатории Литвинова.

Магнитная восприимчивость χ и естественная остаточная намагниченность J_n осадков были измерены в рейсе с помощью капша-метра ИМВ-2 и измерителя остаточной намагниченности ИОН-1. Образцы отбирались с интервалом в 5—10 см по всей длине колонок. В комплекс бортовых исследований входили также температурно-временная чистка образцов в пермалловых контейнерах и повторное измерение направления и величины стабильной части вектора J_n . Чистку образцов проводили при температуре 70—80° С. Время чистки определяли по следующей стандартной методике. Контрольные образцы, отобранные с интервалом в 50 см по всей длине керна, при данной температуре прогревали в течение 1 ч, охлаждали до комнатной температуры, после чего измеряли величину и направление оставшейся части J_n . Затем время прогрева образцов последовательно увеличивали на 1 ч и аналогично повторяли измерения; суммарное время термической обработки составило 20 ч. Время чистки определяли как общее время прогревов до того момента, когда угловые параметры вектора J_n переставали изменяться и оно оказалось равным 4—8 ч. Для повышения достоверности результатов все образцы прогревали в течение 10 ч.

Для определения состава ферромагнитной фракции осадков строили кривые нормального намагничивания [15] и термомагнитные кривые образцов. При снятии термомагнитных кривых в отличие от обычной методики [15] образцы намагничивали до насыщения перед каждым прогревом. Температуру (от комнатной) увеличивали последовательно на 50° С.



Фиг. 2. Литологический состав осадков колонок К-13-2 (а), К-13-4 (б) и К-13-5 (в) и изменения некоторых их физических и химических параметров по разрезам: 1 — пелитовый ил; 2 — алевроитопелитовый ил; 3 — мелкий алевроит; 4 — крупный алевроит; 5 — мелкий гравий; 6 — мелкая галька; 7 — резкий литологический контакт; t — стратиграфия осадков по диатомеям, α — число диатомей (млн. шт. на 1 г сухого осадка), χ ($12,6 \cdot 10^{-6}$) — магнитная восприимчивость, J_n ($10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^{-1}$) — естественная остаточная намагниченность, W (%) — влажность, Δ ($\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$) — объемный вес, ΔJ_{rs} (%) — относительное приращение остаточной намагниченности насыщения при нагревании до 650°C , χ_T — магнитная восприимчивость после нагревания до 650°C (в % по отношению к χ), смектит (%) — доля смектита в составе глинистых минералов; химический состав, %; SiO_2' — концентрация аморфного кремнезема (сплошная линия — по анализам, пунктирная — по расчету [8])

Оставшуюся после прогрева при температуре $T^{\circ}\text{C}$ часть намагниченности насыщения $J_{rs}(T^{\circ}\text{C})$ измеряли при комнатной температуре. Такая методика позволяет более четко выделить температурный интервал, в котором образуется новый ферромагнетик. Лабораторный комплекс исследований проводили на установке типа Авчяна [15]. Состав глинистых минералов и отношение кварца к плагиоклазу в осадках определяли на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3 по стандартной методике (аналитик И. В. Холодкевич, ДВГИ ДВНЦ АН СССР). Химический состав осадков определен стандартным методом силикатного анализа [14] (аналитики А. В. Ренкас, Г. А. Скринник, М. А. Шайкевич, ИГФМ АН УССР). Содержание аморфного кремнезема определено Л. Ю. Одиновой (Дальневосточный университет) методом щелочной вытяжки [14].

Стратиграфическое расчленение осадков изученных колонок основывалось на выявлении границ резких изменений экологического состава комплекса диатомовых водорослей, изменения численности α створок на 1 г сухого осадка и вариациях отношения численности экземпляров тепловодных видов к общей численности экземпляров в комплексе T_d [21]. Следует отметить, что изменения параметров α и T_d сильно коррелируют между собой. Наличие комплекса диатомей современного облика с зональным видом *Denticulopsis seminae* в отложениях самых низов всех колонок свидетельствует о том, что возраст изучаемых отложений не древнее позднего плейстоцена, поскольку эта форма появляется в океанических осадках Тихого океана на границе среднего и позднего плейстоцена [11, 18, 25]. Количественный и качественный анализ видового состава диатомей в разрезе колонок по методике, описанной в работе [10], позволил выделить в колонках семь комплексов и сопоставить их во времени (см. фиг. 2).

Комплекс 1 имеет высокую численность диатомей (до 5 млн. створок на 1 г осадка) и тепловодную структуру (T_d до 50%). Характерный комплекс диатомей составляют умеренно-тепловодные и тепловодные виды: *Coscinodiscus wailessii* (до 4%), *C. radiatus* (до 15%), *C. perforatus* (до 8,5%), *C. nodulifer* (до 4,8%), *Thalassiosira lineata* (до 9%), *Th. oestrupii* (до 7%), *Planktonilla sol* (до 8,4%), *Thalassionema nitzschioides* (11,2%). Из холодноводных основную роль играют *Thalassiosira excentrica* (до 20%), *Coscinodiscus marginatus* (до 10%). Исходя из сопоставления видового состава диатомей и их экологической структуры с позднелайстоценовыми комплексами северо-западной части Тихого океана [3] данный комплекс можно отнести к рисс-вюрмскому межледниковью Q_3^1 (изотопный ярус 5e). Об этом также свидетельствует присутствие *Rhizosolenia curvirostris* [11].

Комплекс 2 характеризуется малой численностью диатомей и низким содержанием тепловодных видов (T_d 1–10%). Ядро комплекса составляют холодноводные *Thalassiosira gravida* (до 17,5%), *Th. nordenskiöldii* (до 8%), *Th. excentrica* (до 35,4%). Время формирования комплекса соответствует раннему вюрму Q_3^1 (изотопный ярус 5d), когда похолодание климата вызвало смещение ареалов холодноводных диатомей в южные регионы [3, 11].

Комплексы 3–5 имеют умеренную экологическую структуру (T_d до 30%) и численность до 5 млн. створок на 1 г осадка и выше. Характерные теплолюбивые виды: *Coscinodiscus radiatus* (до 10%), *C. perforatus* (до 8,1%), *Actinocyclus curvatus* (до 18%), *A. diviatus* (до 11,7%). Руководящей формой комплекса является *Rhabdonema arcuatum* var. *ventricosa*. Из холодноводных преобладают *Coscinodiscus marginatus* (до 9%), *C. oculus-iridis* (до 18%), *Thalassiosira excentrica* (до 12%). Комплекс 4 характеризуется увеличением числа холодноводных видов (до 80%) и отвечает оледенению изотопного яруса 4. Комплексы 3 и 5 соответствуют потеплению среднего вюрма Q_3^3 (изотопные ярусы 5a–5c и 3). Возрастная привязка комплексов 3–5 дана по их корреляции с диатомеями III горизонта в осадках северо-западной части Тихого океана, выделенного А. П. Жузе [3].

Комплекс 6 характеризуется малой численностью створок и практически отсутствием тепловодной флоры (T_d 1—3%). Ядро комплекса составляют арктобореальные и северо-бореальные виды *Thalassiosira gravida* (до 18%), *Th. excentrica* (до 35%), *Th. nordeuskioldii* (до 11%), споры *Chaetoceros* (до 28%) и др. Встречены переотложенные третичные и пресноводные виды, что свидетельствует об их привносе из более древних отложений. По времени комплекс соответствует максимальному оледенению позднего юрма Q_3^4 (изотопный ярус 2). Отличительной чертой состава диатомей того времени является почти полное отсутствие тепловодных видов.

Комплекс 7 имеет численность створок до 10 млн. на 1 г осадка (T_d до 30—35%) и сформирован современной флорой северной части Японского моря [10]. По времени данный комплекс соответствует голоцену Q_4 .

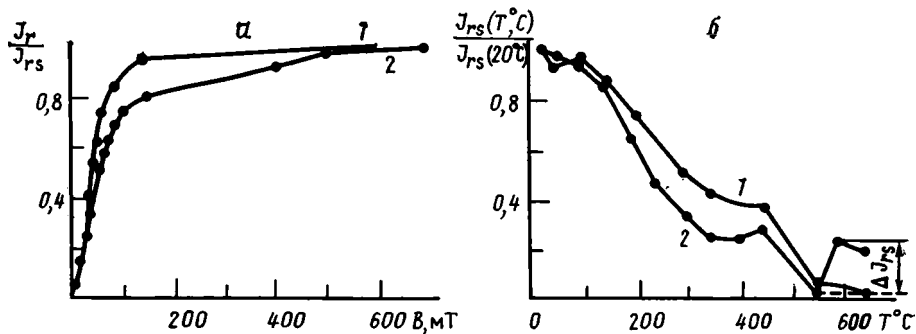
Для изучения состава ферромагнитной фракции осадков построены кривые нормального намагничивания и терморазмагничивания образцов из изученных колонок через каждые 50 см (типичные кривые двух проб колонки К-13-4 из горизонтов 50 и 350 см приведены на фиг. 3). Анализ кривых намагничивания показывает, что гематит и гидроокислы железа не играют существенной роли в образовании J_n , так как насыщение достигается при значениях индукции магнитного поля 100—150 мТ. Температуры Кюри, определенные для вещества осадка по термомагнитным кривым, варьируют от 200 до 580°C. Следовательно, можно заключить, что преобладающим ферромагнетиком в этих осадках является титаномагнетит. Перегиб кривых терморазмагничивания в интервале температур 300—400 и 550—600°C связан, вероятно, с преобразованием сульфидов железа в магнетит и затем в гематит. Увеличение оставшейся части намагниченности насыщения ΔJ_r после преобразований, по всей вероятности, пропорционально концентрации новообразованного ферромагнетика. Сравнение кривых ΔJ_r и магнитной восприимчивости осадков после прогрева до 650°C χ_T (см. фиг. 2) в целом подтверждает это предположение, поскольку магнитная восприимчивость пропорциональна концентрации ферромагнетика.

Для определения вида намагниченности осадков пять образцов из верхних и нижних частей колонок К-13-4 и К-13-5 были переосаждены по стандартной методике [15]. Судя по величине коэффициента переосаждения, равного 0,7—1,2, намагниченность осадков имеет ориентационную природу. Таким образом, магнитно-минералогический анализ позволяет установить состав ферромагнитной фракции осадков и считать их пригодными для палеомагнитных исследований.

По данным палеомагнитного анализа колонок К-13-2, К-13-4 и К-13-5, величина наклонения древнего магнитного поля Земли заключена в пределах $+45^\circ$ до $+65^\circ$, что свидетельствует о накоплении всех изученных осадков во время эпохи прямой полярности и это хорошо согласуется с их верхнеплейстоценовым возрастом.

В изученных колонках наблюдаются изменения физических свойств и химического состава осадков (см. фиг. 2). Так как станции отбора расположены на разных геоморфологических элементах дна бассейна, отличающихся по условиям седиментации, целесообразно результаты анализа рассмотреть отдельно по колонкам в соответствии с их геоморфологической принадлежностью.

В колонках К-13-4 и К-13-5, отобранных из средней части континентального склона с малым уклоном, изменения физических свойств (магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, влажности, объемного веса и химического состава осадков) наблюдаются в интервалах 100—170 и 20—100 см соответственно (см. фиг. 2). Переходные зоны физических свойств осадков в верхних частях колонок вследствие их более подробного опробования можно указать точнее: 120—170 см для К-13-4 и 50—100 см для К-13-5. По возрасту они соответствуют граничным осадкам позднеюрмского оледенения Q_3^4 и голоцена.



Фиг. 3. Типичные кривые нормального намагничивания (а) и терморазмагничивания (б) осадков колонки К-13-4, отобранных на расстоянии 50 (1) и 350 см (2) от верха. $J_{rs}(T^\circ\text{C})$ — остаточная намагниченность насыщения после прогрева до температуры $T^\circ\text{C}$, $J_{rs}(20^\circ\text{C})$ — остаточная намагниченность насыщения при комнатной температуре. B — индукция магнитного поля в мТ

Рассмотрим возможные причины изменения магнитных свойств осадков. Падение величин магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности осадков к низу переходной зоны связано с уменьшением концентрации ферромагнетика. Это подтверждается уменьшением количества выделяемой ферромагнитной фракции вниз по колонке при магнитной сепарации осадков. Первоначально изменения χ и J_n в этих колонках пытались связать с образованием магнитных сульфидов железа в процессе превращения гидротроилита в пирит [16]. Однако данные проведенного магнитно-минералогического анализа опровергают это предположение.

Раннее считалось, что магнетит и титаномagnetит являются химически устойчивыми минералами в естественных средах [6]. Однако в последних работах [19, 22] допускается неустойчивое химическое состояние магнетита в морских осадках и уменьшение объема зерен ферромагнетика вследствие преобразований их при диагенезе. В соответствии с этими представлениями некоторые исследователи [23, 24, 27] считают, что причиной уменьшения величин χ и J_n вниз по колонке является пиритизация наиболее мелкой фракции ферромагнетика. Такие изменения χ и J_n по длине кернов обнаружены также в осадках Японского моря севернее возвышенности Ямато [23], Калифорнийского залива и конуса выноса р. Конго [27]. При этом с уменьшением величин χ и J_n вниз по колонкам часто наблюдается увеличение содержания пирита в осадке. Следует отметить, что многие японские исследователи при стратиграфическом расчленении осадков Японского моря считают, что появление пирита — признак перехода от голоценовых осадков к ледниковым [20].

По имеющимся данным [2, 23], в исследуемом бассейне во время последней ледниковой регрессии моря содержание кислорода в придонных водах, в отличие от современного, было низким, что вызывало активизацию деятельности сульфатредуцирующих бактерий по окислению органики и соответственно образование сульфидов. Этому способствовали также повышенные содержания S_{org} в осадках ледникового и на границе с голоценом [2, 26]. В колонках К-13-4 и К-13-5 по минеральному (содержание пирита в глифах), химическому составу и значениям ΔJ_{rs} отмечается некоторое увеличение содержания сульфидной серы (преимущественно пирита). Этот процесс раннего диагенеза осадков может являться одной из причин падения величин χ и J_n в ледниковых отложениях Q_3^4 .

Считается [1, 13], что в аэробно-анаэробных условиях пирит образуется в результате взаимодействия сероводорода преимущественно с растворенным двухвалентным железом, а в анаэробных — с обломочным железом. Однако в настоящее время еще недостаточно эксперименталь-

ных данных, свидетельствующих о переходе магнитных минералов обломочной фракции железа в немагнитные в процессе диагенеза. Следует учесть также, что какая-то часть магнитного материала заключена в силикатную оболочку и не подвергается растворению [4].

Особенности поведения магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности по разрезу колонок К-13-4 и К-13-5 могут быть вызваны также уменьшением поступления обломочных ферромагнитных минералов в осадки средней части материкового склона в ледниковое время по сравнению с голоценом.

Известно [9], что во время регрессии моря резко активизируется перенос материала с первого уровня лавинной седиментации, расположенного в дельтах рек и на верхнем шельфе, на второй уровень — к основанию континентального склона, т. е. в ледниковое время на континентальном склоне увеличивается аккумуляция уже переработанных морских осадков, вероятно, с измененным составом тяжелой фракции. Вариации содержания ферромагнетиков при этом могут происходить как в результате уменьшения доли обломочного железа в $Fe_{\text{общ}}$ позднеледниковских осадков, так и изменения их гранулометрии в сторону тонких фракций, более подверженных растворению. На значительное преобразование форм железа в пограничных осадках Q_3^4 — Q_4 указывает тот факт, что содержание валового железа в пересчете на абиогенные отложения существенно не меняется (К-13-4) или даже увеличивается (К-13-5) вниз по разрезу. В этом плане изменения величин χ и J_n в переходных зонах интересно сопоставить с вариациями величин отношения K_2O/Na_2O , которое, по Л. В. Рухину, отражает «зрелость» осадка. По данным этого исследования, при недолговременном переносе обломочного материала содержание Na в осадке больше, чем K; длительная переработка донного грунта вызывает растворение Na и уменьшение его концентрации в осадке. В колонках К-13-4 и К-13-5 при переходе от голоценовых осадков к ледниковым Q_3^4 явно отмечается увеличение отношения K_2O/Na_2O и, следовательно, степени их переработки на дне бассейна. Таким образом, процессы транспортировки и механической переработки осадка также оказывают существенное влияние на концентрацию ферромагнитных минералов в отложениях континентального склона. При этом следует отметить, что как эта причина, так и предыдущая (сульфидизация железа) в значительной степени обусловлены колебаниями уровня моря.

Целесообразно указать на некоторые особенности изменений величин χ и J_n осадков на фоне общего их тренда в переходной зоне. В обеих рассматриваемых колонках интервал керна, в котором происходит возрастание естественной остаточной намагниченности, располагается выше, чем интервал, в котором увеличивается магнитная восприимчивость, т. е. ориентация магнитных зерен происходит уже после осадения. Кроме этого, в голоценое наблюдается некоторое уменьшение значений χ и J_n вверх по разрезу после их максимума в основании Q_4 . Возможно, это связано с особенностями процесса пиритизации ферромагнетика в разных окислительно-восстановительных условиях или механизма образования ориентационной намагниченности осадка.

В указанных «переходных зонах» осадков колонок К-13-4 и К-13-5 происходят изменения и в содержании основных породообразующих элементов: уменьшение SiO_2 к основанию зоны сопровождается увеличением Al_2O_3 , $Fe_{\text{общ}}$, MnO , MgO и др. (табл. 1). Одной из основных причин, вызывающих эти вариации, является уменьшение содержания в осадке SiO_2 (аморф.), представленного преимущественно скелетами диатомей. Это подтверждается результатами прямых определений SiO_2 (аморф.) значениями SiO_2 (аморф.), рассчитанными по коэффициенту $SiO_2-4Al_2O_3$ ¹ [8] и микропалеонтологическими подсчетами количества створок на 1 г сухого осадка (см. фиг. 2). Из данных, пересчитанных на осадок без SiO_2 (аморф.), видно, что концентрации большинства по-

¹ За нулевой отсчет SiO_2 (аморф.), вычисленному по А. П. Лисицыну [8], брали минимальные значения для каждой колонки.

Содержание основных породообразующих

Горизонт, см	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO
K-13-2									
50	58,67	0,74	13,1	3,14	2,16	3,88	0,08	2,19	1,09
	53,63	0,83	14,67	3,52	2,42	4,35	0,09	2,45	1,22
165	58,68	1,04	12,95	3,1	2,16	3,85	0,16	2,14	1,09
	53,24	1,18	14,63	3,5	2,44	4,35	0,18	2,42	1,23
250	59,49	1,04	13,28	3,12	2,02	3,75	0,12	2,3	0,99
	54,25	1,16	14,87	3,49	2,26	4,2	0,13	2,58	1,11
350	55,88	0,84	14,23	4,27	1,87	4,44	0,2	2,33	3,38
	54,32	0,87	14,79	4,44	1,94	4,61	0,21	2,42	3,52
445**	56,44	1,04	15,25	4,53	2,02	4,74	0,19	2,82	1,09
520**	56,16	0,84	15,21	3,99	2,3	4,58	0,24	2,76	0,99
K-13-4									
40	58,83	0,74	11,34	3,49	1,3	3,45	0,06	2,06	1,01
	50,11	0,9	13,83	4,26	1,59	4,21	0,07	2,51	1,27
90	60,46	0,62	11,2	2,75	1,86	3,37	0,05	2,2	0,92
	50,76	0,78	14	3,44	2,33	4,21	0,06	2,75	1,15
140	59,28	0,66	12,76	2,9	2,08	3,66	0,05	1,93	1,49
	53,30	0,75	14,55	3,31	2,37	4,17	0,06	2,2	1,7
190**	55,47	0,74	14,94	2,74	2,95	4,21	0,06	2,48	2,48
240	53,63	0,79	15,23	3,07	2,65	4,21	0,06	2,41	1,29
	57,2	0,8	15,38	3,1	2,68	4,25	0,06	2,43	1,3
310	59,72	0,7	14,33	3,78	1,65	3,92	0,06	2,41	1,49
	56,74	0,75	15,33	4,04	1,77	4,19	0,06	2,58	1,59
400	59,72	0,74	14,14	4,5	1,72	4,49	0,08	2,3	1,44
	56,45	0,8	15,27	4,86	1,86	4,85	0,09	2,48	1,56
490	59,50	0,84	15,04	4,18	1,65	4,2	0,10	2,38	1,19
	58,1	0,87	15,64	4,35	1,72	4,37	0,1	2,48	1,24
580	58,10	0,79	15,39	3,58	2,37	4,34	0,08	2,54	0,99
	57,84	0,8	15,54	3,62	2,39	4,38	0,08	2,57	1,0
K-13-5									
20	61	0,57	11,87	1,13	2,95	3,08	0,04	2,33	0,99
	52,48	0,70	14,48	1,38	3,6	3,76	0,05	2,84	1,21
100	58,85	0,84	14,24	3,32	2,16	4,0	0,07	2,41	1,49
	56,18	0,9	15,24	3,55	2,31	4,28	0,07	2,58	1,59
200	58,56	0,74	14,35	2,03	4,31	4,77	0,05	2,23	1,74
	56,12	0,78	15,21	2,15	4,57	5,05	0,05	2,36	1,84
295	57,19	0,82	14,73	2,35	4,02	4,76	0,05	2,41	1,49
	56,09	0,84	15,17	2,42	4,14	4,9	0,05	2,48	1,53
400	57,81	0,8	14,74	4,75	1,86	4,77	0,05	2,34	1,19
	56,14	0,82	15,18	4,89	1,92	4,91	0,05	2,41	1,23
550**	55,90	0,76	15,09	3,87	2,65	4,77	0,09	2,46	1,09

Примечание. Первое значение — содержание в натуральном осадке, второе — в расчете на его абиоген- (аморф.). При перерасчете SiO₂ от первоначальных значений отнималась величина SiO₂ (аморф.), S — содержится одна цифра.

родообразующих элементов довольно постоянны по длине колонки, а содержания SiO₂ (аморф.), K₂O, Na₂O, S, CaO, P₂O₅ и CO₂ изменяются в пределах переходной зоны. Вариации содержаний SiO₂ (аморф.) и CaO в переходной зоне изученных колонок, учитывая также данные просмотра шлифов (наличие диатомей, спикул губок, диагенетического кальцита и раковин фораминифер), в целом согласуются с установленной ранее закономерностью изменения концентраций этих биогенных компонентов в осадке вблизи границы верхнего плейстоцена и голоцена [2]. В Японском море осадки последнего оледенения обогащены CaCO₃ (содержания SiO₂ (аморф.) низкие), а в голоcene концентрации карбонатов падают (ухудшается их сохранность), а аморфного кремнезема — растут (увеличение продуктивности вод). Такие вариации биогенных компонентов объясняются колебанием уровня моря и изменением палео-океанологических условий [2].

элементов в колонке, %

Na_2O	K_2O	S	SO_3	$\text{S}_{\text{общ}}$	P_2O_5	CO_2	$\frac{\text{SiO}_2}{-4\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{/\text{Na}_2\text{O}}$	K^*
3,57	2,29	0,6	0,3	0,72	0,14	5,02	6,11	0,64	1,12
4,0	2,56	0,67	0,34	0,81	0,16	5,62	—	—	—
3,38	2,29	0,76	—	0,76	0,15	5,22	6,88	0,68	1,13
3,82	2,59	0,86	—	0,86	0,17	5,90	—	—	—
3,47	2,29	0,78	—	0,78	0,15	4,9	6,37	0,66	1,12
3,89	2,56	0,87	—	0,87	0,17	5,49	—	—	—
2,93	2,29	1,54	0,45	1,72	0,14	6,32	-1,04	0,78	1,04
3,05	2,38	1,65	0,47	1,79	0,15	6,57	—	—	—
3,07	2,34	0,76	—	0,76	0,15	3,57	-4,56	0,76	1
3,2	2,32	0,96	—	0,96	0,15	3,75	-4,68	0,73	1
4,35	1,8	0,28	—	0,28	0,12	6,2	13,47	0,41	1,22
5,31	2,20	0,34	—	0,34	0,15	7,56	—	—	—
3,94	2,01	—	0,51	0,2	0,08	5,53	15,66	0,51	1,25
4,93	2,51	—	0,64	0,25	0,1	6,91	—	—	—
3,54	2,13	0,56	0,44	0,72	0,11	6,6	8,24	0,59	1,14
4,04	2,43	0,64	0,5	0,82	0,13	7,52	—	—	—
2,98	2,77	1,2	0,51	1,4	0,12	5,72	-4,29	0,92	1
2,98	2,77	0,45	0,41	0,61	0,13	4,24	-3,29	0,92	1,01
3,01	2,8	0,45	0,41	0,62	0,13	4,28	—	—	—
3,2	2,64	0,58	0,32	0,71	0,09	3,83	2,4	0,83	1,07
3,42	2,82	0,62	0,34	0,76	0,1	4,1	—	—	—
3,0	2,64	1,02	0,25	1,12	0,1	3,42	3,16	0,88	1,08
3,24	2,85	1,1	0,27	1,21	0,11	3,69	—	—	—
2,88	2,64	0,82	0,31	0,94	0,12	3,09	-0,66	0,92	1,04
3,0	2,75	0,85	0,32	0,98	0,12	3,2	—	—	—
2,69	2,96	0,89	0,25	0,99	0,09	3,26	-3,46	1,1	1,01
2,72	2,99	0,9	0,25	1,0	0,09	3,29	—	—	—
3,52	2,12	0,8	0,43	0,97	0,05	5,64	13,52	0,6	1,22
4,29	2,59	0,98	0,52	1,18	0,06	6,88	—	—	—
3,08	2,4	0,77	0,49	0,97	0,14	4,38	1,89	0,78	1,07
3,3	2,57	0,82	0,52	1,04	0,15	4,69	—	—	—
2,96	2,62	0,7	0,33	0,83	0,09	4,98	1,16	0,88	1,06
3,14	2,78	0,74	0,35	0,88	0,16	5,28	—	—	—
3,07	2,62	0,14	0,32	0,27	0,11	5,69	-1,73	0,86	1,03
3,16	2,7	0,14	0,33	0,28	0,11	5,86	—	—	—
3,07	2,62	1	0,22	1,09	0,09	5,24	-1,15	0,86	1,03
3,16	2,7	1,03	0,23	1,12	0,09	5,4	—	—	—
3,27	2,5	1,14	0,22	1,53	0,11	6,64	-4,46	0,77	1

ную часть; K^* — коэффициент перерасчета содержаний [на абиогенный компонент, равный 100/100 — SiO_2 ,
 жание сульфидной серы; SO_3 — сульфатной и элементной серы. ** — в случае равенства содержаний ука-

По колонкам К-13-5 и К-13-2 отмечаются довольно высокие коэффициенты корреляции изменений концентраций SiO_2 с содержанием большинства терригенных элементов (табл. 2); для колонки К-13-4 величина этой связи несколько меньше. Некоторые вариации величин коэффициентов корреляции для одних и тех же элементов по колонкам позволяют судить об определенных различиях областей питания и путей транзита терригенного материала в изученном районе. Наличие малозначимых ($<0,5$) коэффициентов корреляций содержаний терригенных элементов в отдельных колонках указывает на возможность вариаций источников сноса терригенного материала во времени. Об этом свидетельствуют и материалы минерального и химического состава осадков. По данным рентгеноструктурного анализа, соотношение кварц/плагиоклазы осадков древней части колонки К-13-5 непостоянно и уменьшается к низу переходной зоны от 0,76 до 0,56 (табл. 3). В результате подробного изучения состава глинистых минералов в поверхностном слое осадков

Коэффициенты корреляции содержаний терригенных элементов в осадках колонок

Компоненты	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Колонка К-13-2							
SiO ₂	—0,25	0,99	0,75	0,58	0,94	—0,75	—0,88
TiO ₂		—0,16	—0,43	—0,14	—0,04	0,35	0,50
Al ₂ O ₃			0,67	0,56	—0,97	—0,69	—0,83
Fe _{общ}				0,68	0,54	—0,92	—0,90
MnO					0,41	—0,83	—0,77
MgO						—0,51	—0,68
Na ₂ O							0,94
Колонка К-13-4							
SiO ₂	—0,16	0,99	0,37	0,45	—0,15	—0,96	0,90
TiO ₂		—0,15	0,16	0,58	0,11	0,31	—0,36
Al ₂ O ₃			0,39	0,47	—0,14	—0,95	0,89
Fe _{общ}				0,70	0,02	—0,34	+0,43
MnO					0,02	0,33	0,30
MgO						0,20	0,16
Na ₂ O							—0,91
Колонка К-13-5							
SiO ₂	0,74	0,99	0,83	0,25	—0,90	—0,99	—0,09
TiO ₂		0,78	0,32	0,07	—0,40	—0,66	—0,24
Al ₂ O ₃			0,80	0,19	—0,87	—0,98	—0,06
Fe _{общ}				—0,01	—0,97	—0,90	—0,07
MnO					—0,09	—0,17	—0,03
MgO						0,94	—0,08
Na ₂ O							0,10

Таблица 3

Состав глинистых минералов (в %) и отношение содержаний кварц/плагиоклазы в осадках колонки К-13-5

Минерал	Горизонт, см							
	5—10	25	95	210	310	360	410	455
Смектит, 17 А	21	24	17	17	31	24	20	14
Гидрослюда, 10 А	46	44	55	49	46	48	53	54
Хлорит, 7 А	33	32	28	34	23	28	27	32
Кварц/плагиоклазы	—	0,76	0,56	0,67	—	—	—	—

Японского моря В. Б. Курносов [5] подтвердил представление М. А. Ратеева [12] о миграции зон транспортировки и площадей осаднения на дно глинистого вещества от каждого источника терригенного сноса. По данным В. Б. Курносова, в северной части моря преобладает снос с островов Японии, Сахалина и азиатской части Евразийского материка. С берегов островов Сахалина, Хонсю и Хоккайдо сносится преимущественно смешанослойный минерал гидрослюда-смектитового состава с преобладанием разбухающих пакетов.

Приморье и восточные склоны Сихотэ-Алиня поставляют главным образом гидрослюду и хлорит, а также малое количество смешанослойного гидрослюда-смектитового минерала.

В колонке К-13-5, по данным рентгеноструктурного анализа, к основанию переходной зоны, по сравнению с верхним слоем осадков, повышается концентрация гидрослюды и уменьшается доля смектита (см. табл. 3). Повышенные концентрации гидрослюдистых минералов наблюдаются и ниже по колонке с некоторым уменьшением в интервале 300—350 см, где сильно повышается доля смектита. Наблюдаемое изменение минерального состава глин, по данным В. Б. Курносова, отражает увеличение в позднеюрмских осадках доли поставки континентального сно-

са с Приморья и уменьшение терригенного вклада с островного обрамления.

Влажность и плотность осадков, как и другие физические свойства, претерпевают вариации в переходных зонах колонок К-13-4 и К-13-5. Влажность отложений уменьшается при переходе к нижележащим ледниковым осадкам Q_3^4 , плотность увеличивается. Известно [7], что влажность и объемный вес морских осадков определяются многими факторами: гранулометрическим и вещественным составом (содержанием CaCO_3 , SiO_2 (аморф.), $C_{\text{орг}}$ и тяжелых минералов), возрастом осадков и т. д. В исследуемых колонках с уменьшением W и ростом Δ вниз по разрезу падает содержание SiO_2 (аморф.) в осадках Q_3^4 , заглубляется их гранулометрический состав и снижается доля разбухающих пакетов. Изменения последних трех параметров осадков зависят главным образом от колебания уровня моря, характера подготовки и транзита вещества на континентальный склон.

Таким образом, при замещении вверх по разрезу ледниковых отложений Q_3^4 голоценовыми в колонках К-13-4 и К-13-5 наблюдаются изменения физических параметров (κ , J_n , W , Δ) и вещественного состава осадков (SiO_2 (аморф.), CaO , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Q/Pl , доли смектита).

Основной причиной этих вариаций, вероятно, является изменение уровня моря и последующая смена характера седиментации на континентальном склоне. При низком стоянии моря усиливалось влияние эрозии суши и уже ранее отложенного материала с первого уровня седиментации; в голоцене осадок формировался преимущественно в результате одностадийного поступления взвеси с суши и распределения ее в бассейне. Однако не следует напрямую коррелировать вариации этих параметров с кривой колебания уровня моря: связи могут быть опосредованными через изменения общей палеоокеанологической обстановки бассейна и физико-химических условий осадка.

В колонке К-13-2, отобранной из основания материкового склона вблизи каньона, резкое изменение физических свойств осадков (влажности, объемного веса, магнитной восприимчивости) отмечается в верхней части (0–35 см) голоценовых отложений. Окисленные осадки этого интервала имеют высокую (72%) влажность и низкий объемный вес. Редкое опробование на химический анализ нижележащей довольно однородной толщи отложений (35–250 см), охватывающей по времени ранний голоцен, поздний вюрм и позднюю часть среднего вюрма, не выявило определенных вариаций состава, за исключением незначительного роста отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в средней ее части. Хотя по подробным данным диатомового анализа отложения голоцена и второй половины среднего вюрма по сравнению с поздним имеют высокие содержания створок водорослей. Физические свойства этой толщи отложений также не претерпевают существенных изменений, кроме небольшого пика содержания сульфидной серы (ΔJ_n на границе $Q_3^4-Q_4$).

В колонке К-13-2 более выражены изменения физических свойств и химического состава в осадках, по времени соответствующих переходу от средневюрмского интерстадиала Q_3^3 к ранневюрмскому похолоданию Q_3^2 (см. фиг. 2 интервал 250–350 см). Для осадков ранневюрмского похолодания в этой колонке характерен пестрый гранулометрический и вещественный состав. Частое переслаивание алевритов, пелитов и включения мелкого гравия и гальки на фоне общего поглубления осадков указывает на то, что во время регрессии в формировании конуса выноса каньона доминировали гравитационные процессы седиментации. Это в свою очередь обусловило усиленный привнос крупной фракции ферромагнитных минералов, резистентных к растворению. Последующая трансгрессия моря в среднем вюрме вызвала затухание гравитационных факторов аккумуляции и изменение вещественного состава отложений и их физических свойств. Вариации влажности, плотности и химического состава осадков в переходной зоне колонки К-13-2 в главных чертах аналогичны рассмотренным выше колебаниям этих параметров в колонках К-13-4 и К-13-5. При этом к основанию переходной зоны также умень-

шается доля SiO_2 (аморф.) в осадках, растет концентрация CaCO_3 (диагенетического кальцита), увеличивается содержание пиритной серы (по данным химического анализа и ΔJ_{rs}), возрастает отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Основной причиной вариаций в данной колонке, вероятно, также является изменение уровня моря, которое вследствие особенности ее геоморфологического расположения (вблизи выхода каньона) обусловило более интенсивную деятельность гравитационных процессов аккумуляции во время ранневюрмской регрессии.

Таким образом, в трех колонках северо-западной части Японского моря методом диатомового анализа выделены осадки ресс-вюрмского межледниковья, раннего, среднего и позднего вюрма и голоцена.

В двух колонках из средней части континентального склона при переходе от поздневюрмских отложений к голоценовым увеличиваются магнитная восприимчивость, естественная остаточная намагниченность, влажность осадка и изменяется их вещественный состав. В колонке из основания континентального склона Приморья вблизи каньона вследствие ее редкого опробования вариации вышеуказанных физических свойств и компонентов осадков наиболее четко выражены в интервале, соответствующем переходу от ранневюрмского похолодания к средневюрмскому интерстадиалу, т. е. более ранней трансгрессии моря.

В целом выявленные изменения физических свойств и состава осадков изученного района обусловлены гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря и связанными с ними изменениями условий седиментации и палеоокеанологии бассейна. При низком положении уровня моря усиливается эрозия суши и значительный вклад в осадконакопление вносит поступление отложенного ранее материала с обнаженного шельфа. При высоком стоянии моря осадок формируется преимущественно за счет одностадийного поступления взвеси с суши и ее распределения в бассейне.

Вариации величин χ и J_n объясняются изменением концентрации ферромагнетика в осадках и могут происходить вследствие: увеличения растворения обломочного железа в процессе его сульфидизации в периоды регрессии моря и более застойных условий на дне; усиления поступления переотложенного материала с первого уровня осадконакопления, характеризующегося обедненной концентрацией ферромагнетиков при низком положении уровня моря; привноса грубозернистых ферромагнетиков, более резистентных к растворению во время регрессии моря в районах, геоморфологически предрасположенных к аккумуляции гравитационных отложений.

На увеличение во время оледенений в отложениях континентального склона доли переотложенного материала указывает также повышение значений K/Na в осадках, т. е. степени их «зрелости». Вариации физических свойств и вещественного состава осадков, вероятно, также обусловлены увеличением доли терригенного материала, привнесенного с Приморья по сравнению с материалом, поступившим с островного обрамления во время оледенений. В силу географических особенностей данного окраинного бассейна при трансгрессии моря в отложениях повышается содержание SiO_2 (аморф.) и падает концентрация CaCO_3 (в средней части континентального склона эти изменения наиболее выражены во время последней трансгрессии).

Литература

1. Волков И. И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Горбаренко С. А. К стратиграфии верхнеплейстоценовых — голоценовых осадков Японского моря по комплексу видов и палеоокеанологическим условиям в это время. Владивосток, 1986. 21 с. Деп. в ВИНТИ. № 4216-В/86.
3. Жузе А. П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднелистоценового возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5—27.
4. Игнатова В. Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 80 с.

5. Курносов В. Б. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков Японского моря // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во АН СССР, 1975. С. 62–77.
6. Кузаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 316 с.
7. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
8. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 352 с.
9. Лисицын А. П. Осадочные тела океана // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 12–61.
10. Пушкарь В. С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 140 с.
11. Пушкарь В. С. Зональная биостратиграфия глубоководных отложений северо-западной Пацифики // Древние климаты и осадкообразование в восточной окраине Азии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 60–76.
12. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 235 с.
13. Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
14. Химический анализ горных пород и минералов / Под ред. Попова Н. П., Столяровой И. А. М.: Недра, 1974. 244 с.
15. Храмов А. Н., Шолто Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
16. Шаповалов В. В., Шевалдин Ю. В. О связи магнитных свойств и геохимических изменений в донных осадках Японского моря // Тихий океан. Геофизика, геохимия, минеральные ресурсы (тез. докл.). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 90–92.
17. Щербakov Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 213 с.
18. Donahue J. G. Diatoms as Quaternary biostratigraphic and paleoclimatic indicators in high latitudes of the Pacific Ocean. Thesis Columbia Univ. 1970. 230 p.
19. Henshaw P. C., Merrill R. T. Magnetic and chemical changes in marine sediments // Rev. Geophys. Space Phys. 1980. V. 18. № 2. P. 83–504.
20. Ichikura M., Ujiie H. Lithology and Planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores // Bull. Natn. Sci. Mus. Ser. C (Geol.). 1976. V. 2. (4). № 22. P. 154–177.
21. Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of the diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of the core V. –20–130 // Sci. Rept. Tohoku Univ. Sec. Ser. 1966. № 3. P. 89–130.
22. Karlin R., Levi Sh. Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments // Nature. 1983. V. 303. P. 327–330.
23. Kobayashi K., Nomura M. Iron sulfides in the sediment cores from the Sea of Japan and their geophysical implications // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1972. V. 16. № 2. P. 200–208.
24. Kobayashi K., Tonouchi S., Furuta T., Watanabe M. Paleomagnetic results in deep-sea sediment cores collected by the R. V. Hakuho Maru in a period 1968–1977 compiled with associated Information // Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 1980. № 13. 148 p.
25. Koizumi I. The late Cenozoic diatoms of sites 183–193. Leg. XIX // Initial Reports of DSDP. Wash., 1973. V. XIX. P. 806–855.
26. Masuzawa T., Kitano Y. Sulfate reduction and sulfide deposition in deep-sea sediments from the south-western Japan Sea // J. Oceanograph. Soc. Japan. 1983. V. 39. P. 251–258.
27. Van Vreumanigen M. T. A palaeomagnetic and rockmagnetic study of sediment cores from the Zaire fan. Neth. // J. Sea Res. 1984. V. 17. № 2–4. P. 342–363.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
23.IX.1985

УДК 551.461.6/553.32

К ВОПРОСУ ОБ ОСНОВНЫХ И ВТОРОСТЕПЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ МАРГАНЦА В ОКЕАНАХ

ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е.

Рассмотрены соотношения между системами разломов на дне Тихого океана и полями Fe — Mn-конкреций, содержаниями марганца в осадках и размещением разломов в Атлантическом океане. Полученный материал позволяет присоединиться к мнению Н. М. Страхова о незначительном влиянии вулканизма на накопление Fe — Mn-конкреций и корок на океанском дне.

Вопрос о генезисе и путях поступления марганца (как и других макро- и микроэлементов) на океанское дно и его участие в рудообразовании имеет большую историю и давно обсуждается на страницах журналов и монографий.

Н. М. Страхов [9—11 и др.] и ряд отечественных и зарубежных исследователей пришли к выводу, что Mn, Fe и другие элементы имеют главным образом континентальное происхождение и попали в моря и океаны с помощью речных артерий из различных типов кор выветривания, развитых в областях питания этих водоемов.

Геохимический процесс в океане, по Н. М. Страхову, является по существу процессом физическим и контролируется механическим разномом и фракционированием растворенных и твердых фаз, поступающих с суши. Он осложнен биогенной седиментацией (карбонаты кальция и магния, органическое вещество, кремнезем); и в какой-то мере является и физико-химическим (коагуляция и осаждение растворенных Mn и Fe из придонной океанической воды и сорбция на них микроэлементов). В итоге этот процесс приводит к формированию в пелагиали Fe—Mn-конкреций, образующих поля колоссальных размеров.

Резко противоположной точки зрения придерживаются А. П. Лисицын и его сотрудники [5], считающие, что главная роль в геохимии марганца в океанах принадлежит процессам вулканизма, контролирующим его распределение и накопление в осадках и рудах. Как отмечают эти авторы, объективное рассмотрение новых данных свидетельствует о больших ошибках и заблуждениях Н. М. Страхова по вопросам о количестве и составе речных поставок в океаны.

В цитируемой работе А. П. Лисицын и др. пишут, что количество материала, поступающего с речными водотоками, долгие годы (подразумеваются работы Н. М. Страхова) многократно (в 8—10 раз) преувеличивалось. Полученные за последнее время данные свидетельствуют о его резком разделении на барьере река — море. Главная часть материала (~90% и более) осаждается в устьях рек, не проникая в моря и океаны, формируя дельты и подводные конуса выноса. Мощность конусов выноса, судя по геофизическим данным, достигает 12—15 км, а развивающиеся здесь процессы характеризуются высокими скоростями, приводящими к формированию особых свойств осадочного материала. Колоссальные массы последнего компенсируются изостатическим прогибанием земной коры, что и обеспечивает накопление таких огромных мощностей осадков в одной точке.

Из этого абзаца можно сделать вывод, что А. П. Лисицыным получены новые данные, которые не были известны Н. М. Страхову, и что именно они позволяют по-новому понять особенности накопления осадков в различных частях Мирового океана и решать вопросы об источнике марганца и ряда других элементов для формирования на его дне

Fe—Mn конкреционных руд и других полезных образований. Сразу же отметим, что Н. М. Страхов знал о положениях, выдвигаемых А. П. Лисицыным. В ряде своих статей и монографий он специально разбирает эти представления А. П. Лисицына, доказывая их ошибочность.

По нашему мнению, Н. М. Страхов убедительно показал, что решающим механизмом седиментации поступающего с водосборов материала было, есть и остается гранулометрическое и геохимическое фракционирование. Процессы вулканизма, по Н. М. Страхову, не оказывают решающего влияния на баланс марганца (железа и многих других элементов) в океане.

И. И. Волков в статье [1], посвященной балансу марганца в океанском осадочном цикле, на достаточно добротных данных подтверждает ведущую роль континентального блока в поставке марганца в океаны, о которой писал Н. М. Страхов.

В настоящей статье приводится материал, также позволяющий подойти к решению считающегося до сего времени спорным вопроса об основных и второстепенных источниках марганца, участвующего в осадочном Fe—Mn-рудообразовании.

Соотношение между полями Fe—Mn конкреционных руд и разломными системами. Формирование Fe—Mn конкреционных руд и специфических глубоководных тонкозернистых осадков, обогащенных Mn, Fe и другими элементами, обладающими весьма незначительной мощностью в пелагиали, в результате геохимического и гранулометрического фракционирования представляет одну из самых замечательных черт океанского литогенеза, впервые выделенного Н. М. Страховым [9 и др.]. Его отличительные признаки — это колоссальные по размеру бассейны, чрезвычайно низкие величины отношений площади питания к площади седиментации, ничтожно малая величина биологической продуктивности верхней пленки воды, значительная метаморфизация новообразованного биогенного вещества и его крайне малые содержания в осадках ($C_{орг}$ 0,2—0,1%). На дне океанов широко распространены глубоководные красные глины, характеризующиеся высокими (+500; 550 мВ) величинами Eh, что лишний раз подчеркивает господствующие здесь окислительные условия. Конкреции пелагиали имеют разнообразную форму и размеры. Они различаются по характеру поверхности и другим параметрам. Важен и определенный набор рудных минералов, участвующих в типично осадочных (гидрогенных) конкрециях и корках. Это железосодержащий вернадит, асболян, асболян-бузерит, бузерит-I, бузерит-II и ряд других минералов, имеющих заметно меньшее распространение [14].

Конкреции и корки пелагиали океанов в качестве основных элементов в своем составе всегда содержат марганец и железо, хотя соотношения между ними не остаются постоянными и изменяются в широких пределах. Они, как правило, значительно обогащены микроэлементами; содержания никеля, меди и кобальта в сумме иногда достигают 5—7% [2].

Академик Ю. М. Пущаровский с сотрудниками [7] рассматривают ряд разломных систем в Тихом океане, основная масса которых сосредоточена в его восточной половине:

1. Система гигантских субширотных разломов (Мендосино, Мерей, Молокаи, Кларион, Клиппертон и др.), занимающая северо-восточную часть океанского ложа. Разломы эти обладают значительной (до 3—4 тыс. км) протяженностью. Ширина разломных зон достигает 100 миль, а иногда и более. Они имеют сложное строение и слагаются узкими протяженными впадинами, гребнями, грядами и уступами. Высота последних на отдельных участках достигает 2—2,5 км при крутизне около 30°, что свидетельствует о значительном проявлении вертикальных движений. По мнению авторов статьи, разломы-гиганты не имеют глубокого заложения и, следовательно, не представляют собой глубинных зон проницаемости. Вообще типично вулканических гор здесь очень мало и они, как правило, не демонстрируют связь с разломами.

2. Система разломных зон, располагающаяся на юго-востоке Тихого океана (Менард, Хизен, Элтанин, Академика Курчатова и др.). В отли-

чие от предыдущей системы она характеризуется более простым рисунком. Пространственно разломы этой системы связаны с Восточно-Тихоокеанским поднятием (по [7], Восточно-Тихоокеанский и Южно-Тихоокеанский хребты), хотя обычно выходят за его пределы.

3. Система разломов, представляющих совокупность разломных нарушений, протягивающихся вдоль гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Она входит в единую Мировую рифтовую систему.

4. Система глубинных разломов (зона проницаемости) протяженных линейных вулканических хребтов (Лайн, Гавайские острова, Императорские горы, Гильберта, Кука и др.). Они имеют преимущественно кайнозойский возраст. Основная часть вулканических хребтов этой системы имеет северо-западное простирание, что свидетельствует наряду с другими данными об их структурной автономии.

На схеме (фиг. 1, а) показано соотношение между полями Fe—Mn-конкреций [15] и глубинными разломами [7] в Тихом океане. Их сопоставление позволяет убедиться в хорошей сходимости расположения полей Fe—Mn-конкреций и гигантских субширотных разломов, а также системы разломов, находящихся в юго-восточной части океана. Вероятнее всего, подобная приуроченность полей Fe—Mn-конкреций к гигантским субширотным разломам, находящимся на юго-востоке Тихого океана, может быть связана с резко выраженным их рельефом, способствующим обновлению состава придонных вод с помощью течений.

В то же время поля Fe—Mn-конкреций явно не коррелируют с глубинными разломами зоны высокой проницаемости, а ведь именно эти системы разломов могли бы быть прекрасными путями для поступления вулканогенного марганца. Подобным образом ведут себя поля конкреций и в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосском поднятии и на других активных хребтах, на которых установлены локальные по распространению, практически лишенные железа, марганцевые или существенно железистые (безмарганцевые) корки, находящиеся в тесной связи с нонтронит-селадонитовыми глинами. Типично гидротермальные марганцевые образования в отличие от гидрогенных Fe—Mn-конкреций характеризуются устойчивой тодорокит-бернесситовой ассоциацией [4, 12, 13, 17, 18].

Таким образом, Fe—Mn-конкреции пелагиали океана резко отличны по минеральному составу от гидротермальных образований, локализуемых на активных хребтах. Поля Fe—Mn-конкреций не согласуются и с расположением активных хребтов и пересекают их. Явное несоответствие устанавливается также между возрастом и составом Fe—Mn-конкреций и металлогенными осадками, в верхних частях которых они сформировались (например, депрессия Бауэр и др.). Отсутствует также связь между величинами марганцевого модуля (Mn/Fe) и гидротермально-активными зонами, располагающимися на Восточно-Тихоокеанском поднятии (Фиг. 2). Еще более проблематична зависимость между Fe—Mn-рудообразованием в гемипелагической части океана и вулканизмом, приведенная в работе [5].

Многочисленными авторами, изучавшими особенности Fe—Mn-рудообразования во фронтальных частях островных дуг и гемипелагиали, установлено, что формирование их происходит при относительно повышенном темпе накопления осадков в верхнем сравнительно маломощном (10—15 см) окисленном слое (Eh +400; +450 мВ). Подстилающими являются более мощные восстановленные осадки. В основе формирования конкреционных руд и корок, связанных с процессами диагенеза, теоретическое обоснование которым дано Н. М. Страховым в работе [8], лежит единый механизм. Попадающие в водоемы взвешенные формы Mn, Fe и других элементов под влиянием органического вещества осадков редуцируются, переходят в водорастворимые формы и накапливаются в иловых водах. Обмен между иловой и придонной водой приводит к некоторому обеднению первой рядом подвижных элементов (Mn и Fe), в связи с чем создаются условия для диффузионного перетока этих элементов к разделу осадок — придонная вода, где и формируются Fe—Mn-стяжения и корки.

Конкреционные руды окраинной части океана представлены слабо развитыми зародышевыми образованиями. Форма их обычно неправильная, размер колеблется от 1 до 2 см, реже несколько больше. Наиболее часто их основу составляют обломки пемзы, вулканических пород, окатанных литифицированных осадочных образований и др. Они инкрустированы гидроокислами железа (8–10%) с подчиненными количествами гидроокислов марганца (4–6%); отношение марганца к железу, как правило, меньше единицы. Толщина рудной оболочки небольшая, содержание нерастворимого остатка в рудной части обычно высокое и нередко достигает 75%. Количество малых элементов в рудах фронтальной части островных дуг невелико (Ni 0,16–0,19%; Cu 0,08–0,115%; Co 0,048–0,060%), однако оно почти на порядок выше, чем во вмещающих и подстилающих конкреции осадках и в образованиях, связанных с вулканическими процессами. Вмещающие и подстилающие конкреции осадки содержат ряд аутигенных минералов (сульфиды железа, глауконит, кальциевый родохрозит и др.), подчеркивающих типично осадочный диагенетический характер процессов, господствующих в рассматриваемой зоне [2, 9, 10 и др.]. Данные М. А. Глаголевой [3] свидетельствуют о наличии постепенного перехода состава гемипелагических Fe–Mn-конкреций в пелагические, при котором в значительной степени снижаются количества реакционноспособного железа, участвующего в рудообразовании, и повышается степень окисления и количество марганца. Аналогичная картина вырисовывается и на профилях при удалении от крупных островных систем. Вблизи них Fe–Mn-конкреции содержат, как и в гемипелагической зоне океанов, повышенные количества железа и терригенных компонентов, при второстепенной роли марганца. По мере удаления от островных систем роль марганца заметно повышается, он все более и более окисляется, а содержание железа в конкрециях заметно уменьшается.

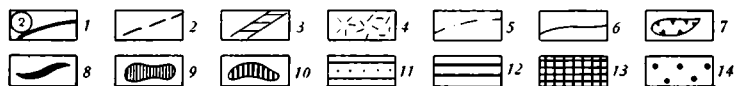
Конфигурация разломов, устанавливаемых в краевой части Тихого океана, также явно не согласуется с расположением полей Fe–Mn-конкреций.

А. О. Мазарович [6] детально рассмотрел особенности размещения и строения разломов на севере центральной части Атлантического океана. Согласно его данным, между экватором и 40° с. ш. в этом районе выделяются следующие основные типы тектонических нарушений:

- 1) крупные субширотные разрывные нарушения (весьма сложного строения), пересекающие практически все структурные зоны океана;
- 2) система тектонических нарушений, связанных с продольными структурами срединно-океанического хребта;
- 3) разломы, развитые в пассивных континентальных окраинах Атлантического океана;
- 4) система тектонических деформаций, формирование которых связывается с горизонтальным тектоническим расслоением океанской литосферы.

При сопоставлении систем разломов, проявляющихся на дне Атлантического океана, с полями Fe–Mn-конкреций в общем наблюдается сходная картина, которая наблюдалась в Тихом океане. Поля Fe–Mn-конкреций также согласуются с крупными субширотными разломами и при этом здесь не повсеместно, а лишь на отдельных относительно крупных участках. Вероятнее всего, на этих участках наиболее ярко выражена тектоническая неоднородность в рельефе, способствующая направленным придонным течениям и более интенсивному обновлению привносящегося из континентов растворенного и взвешенного материала. Остальные разломы, в том числе и активные, с которыми связаны типично гидротермальные рудные образования, включающие марганцевые и железистые корки, железо-медь-цинковые выделения сульфидов и др. [4, 7, 18], не связаны с полями Fe–Mn-конкреций.

Как известно, общее количество конкреций в Атлантическом океане намного меньше, чем в Тихом. Это обстоятельство рядом исследователей объясняется большей скоростью накопления в нем терригенного материала.



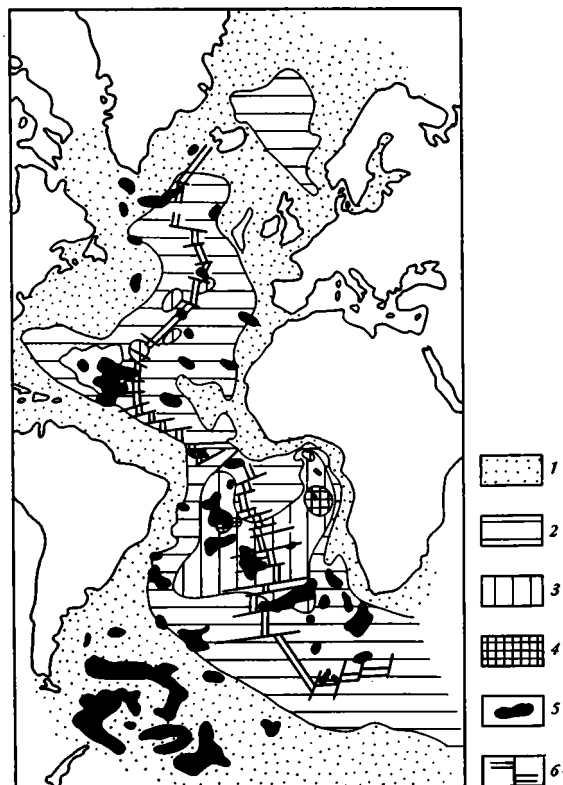
Фиг. 1. Схема размещения полей Fe — Mn-конкреций на дне Тихого океана по [15], совмещенная со схемой разломов по [7]. 1 — субширотные разломы (1 — Чинук, 2 — Сервейер, 3 — Мендосино, 4 — Пайонир, 5 — Меррей, 6 — Молокаи, 7 — Клариян, 8 — Клиппертон); 2 — разломы, сопряженные с Восточно-Тихоокеанским поднятием (9 — Элтанин, 10 — Хизена, 11 — Тарп, 12 — Удинцева, 13 — Курчатова); 3 — разломы гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и ее продолжения; 4 — линейные зоны глубинной проницаемости; 5 — разломы континентальных окраин и островных дуг; 6 — прочие разломы; 7 — глубоководные желоба; 8—9 — впадины (8 — глубиной более 5500 м, 9 — глубиной 3500—5500 м); 10 — подводные гребни; 11—13 — области поступления эксгалаций (по [9]): 11 — слабого, 12 — среднего, 13 — максимального; 14 — поля Fe — Mn-конкреций [15]. Зоны глубинной проницаемости: А — Императорская, Б — Гавайская, В — Лайн, Г — Кука, Д — Тубуаи, Е — Туамоту, Ж — Гильберта

Таблица 2

Гидротермальные проявления, установленные на Срединно-Атлантическом хребте по [17, 18]

№ п. п.	Местоположение (координаты)	Минеральный состав	Mn	Fe	Ni	Cu	Co	Тип минералообразования
3	Гребень (45° с. ш.), дно рифтовой долины	Гётит, Fe-монтмориллонит, гидроокислы марганца	0,03—0,7	2,5—8,5	20—370	25—167	—	Осадки
5	Гребень (36° с. ш.)	Fe-монтмориллонит, нонтронит, тодорокит.	2,9—8,3	14,5—28,4	28—325	49—135	3—27	Корки красного, желтого и зеленого цветов
6	Гребень (26° с. ш.)	Бернессит, манганит. Бернессит, тодорокит. Нонтронит	9,6—27,0 38—52 0,7	0,79—26,8 0,01—0,11 32,4	2—275 50—790 100	46—275 11—119 100	— 14—25 100	Fe—Mn-конкреции Корки Прослойки
7	Гребень (25°48' с. ш., 44°59' з. д.)	Пирит, хлорит, кварц	—	—	—	—	—	Вкрапление и прожилковые выделения, сульфиды, кварцевые жилы
8	Гребень (24°12' с. ш.)	Кварц, хлорит, пирит, халькопирит	—	—	—	—	—	Кварц в жеодах (эвгедральный) и жилах (массивный), вкрапленные выделения сульфидов
9	Гребень (23°36' с. ш.)	То же	—	—	—	—	—	Зеленокаменные брекчии с вкрапленностью сульфидов
10	Западный фланг (23° с. ш.)	Тодорокит	Много (?)	Мало (?)	—	>1000	—	Корки
11	Гребень (22°30' с. ш., 45°00' з. д.)	Пирит, кварц, хлорит	—	—	—	—	—	Вкрапленные выделения сульфидов и кварцевые жилы в зеленокаменной брекчии
12	Гребень (16°47' с. ш., 46°23' з. д.)	Окислы марганца	—	—	—	—	—	Корки
13	Гребень (12°48' с. ш., 44°47' з. д.)	Пирит, хлорит	—	—	—	—	—	Вкрапленные выделения и прожилки сульфидов в зеленокаменной породе
14	Экваториальный участок (11° с. ш.)	Халькопирит, пирит, пиротин	<0,1	32	—	5·10 ⁴ 5·10 ⁵	—	Вкрапленные выделения и прожилки сульфидов в метабазах
15	Экваториальный участок (0°)	То же + гётит	0,05—0,19	29—51	90—270	35—390	27—75	Сульфидные конкреции, вкрапленные выделения и прожилки сульфидов в метабазах

Примечание. Содержание Mn и Fe приведено в процентах; Ni, Cu и Co — 10⁻⁴ %.



Фиг. 3. Схема распределения Mn в осадках Атлантического океана по [5], совмещенная со схемой расположения полей Fe—Mn-конкреций по [15]. Содержание Mn, % (на бескарбонатный и кремнистый материал): 1 — <0,2; 2 — 0,2—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—3,0; 5 — поля Fe—Mn-конкреций; 6 — срединный хребет

Вместе с тем большая железистость и пониженные содержания микроэлементов (никеля, меди и кобальта) конкреций и корок Атлантического океана по сравнению со сходными образованиями Тихого океана вполне закономерны и легко объяснимы на основе представлений Н. М. Страхова о разной интенсивности фракционирования материала, поступающего с водосборов на континентах, в зависимости от величины бассейна седиментации.

Соотношения между содержанием марганца в осадках океана и полями Fe—Mn-конкреций. В работе [5] значительное внимание уделено особенностям распределения Mn в поверхностных осадках Тихого и Атлантического океанов. Эти авторы считают, что на основании составленных ими карт распределения марганца в поверхностных осадках Мирового океана, можно сделать следующие выводы: 1) концентрация марганца в океанских осадках намного выше, чем в осадках внутренних (Черное) или краевых (Берингово и Охотское) морей и 2) наибольшие концентрации марганца тяготеют к активным срединным хребтам.

Отметим, что Н. М. Страхов [9—11 и др.], рассмотрев механизм увеличения содержаний Fe, Mn, P, Co и других элементов (а не только одного марганца) в пелагических осадках крупных морей и океанов по сравнению с более мелкими континентальными водоемами, пришел к заключению, что такое обогащение первых связано с фракционированием тонких взвесей, поступающих с континентов. При этом чем больше акватория бассейна и чем длительнее перенос взвешенных частиц, тем больше возможностей для разделения взвесей и тем более отчетливо обогащение пелагических илов указываемыми элементами. Н. М. Страхов отмечает, что илы Арктического бассейна заметно обогащены Mn,

Fe, Р и другими элементами по сравнению с черноморскими или охотоморскими илами, а илы Атлантического океана более обогащены ими, чем сходные отложения Арктического бассейна. Наконец, осадки пелагиали Тихого океана содержат больше Fe, Mn, Р, Со и других элементов, чем иловые отложения Атлантического океана. Добавим к этому, что геохимическим и механическим фракционированием можно объяснить различие состава Fe—Mn-конкреций гемипелагической и пелагической зон одних и тех же океанических бассейнов, различие в составе Fe—Mn-образований в озерах, морях, океанах и др.

Важным для рассмотрения, на наш взгляд, является положение, выдвинутое А. П. Лисицыным и его соавторами, о приуроченности повышенных содержаний марганца в поверхностных слоях осадков океанов к активным срединным хребтам. Для решения этого вопроса нами составлена схема, на которой сопоставлены распределение марганца в поверхностных осадках Атлантического океана [5] и поля Fe—Mn-конкреций [3]. На эту схему нанесено также положение Срединно-Атлантического хребта, а в табл. 2 приведены данные П. Рона [17, 18] о гидротермальных проявлениях, установленных в верхних частях отложений Атлантического океана. Из этой схемы видно, что авторы статьи ошибочно утверждают, что осадки с повышенными содержаниями марганца приурочены главным образом к активным срединным хребтам. На схеме (фиг. 3) видно, что Срединно-Атлантическое поднятие, в осевой части которого установлены гидротермальные проявления, ассоциирует с осадками средних, а иногда и пониженных содержаний марганца ($<0,2\%$). Поля Fe—Mn-конкреций совершенно не связаны с осадками, характеризующимися наиболее высокими грациями содержаний марганца. Судя по данным П. Рона [18], из известных в настоящее время 15 гидротермальных проявлений на Срединно-Атлантическом хребте (табл. 2) только пять из них указывают на присутствие марганцевых или железистых рудопроявлений, причем все они (а также остальные 10, в которых Fe- и Mn-рудопроявления не установлены) располагаются в северной части Атлантического океана, в то время как основные поля Fe—Mn-конкреций находятся в его южной половине. Более того, как видно на схеме (см. фиг. 3), поля Fe—Mn-конкреций не согласуются с активными разломами и наоборот (как и в Тихом океане), а значительно чаще пересекают их, свидетельствуя об их генетической несхожести.

* *
*

Приведенные данные позволяют утверждать, что между полями Fe—Mn-конкреций и системами глубинных разломов отсутствует генетическая связь, при наличии которой разломы играют роль путепроводных каналов для вулканогенных флюидов, участвующих в осадко- и рудообразовании.

Отсутствует также однозначная связь между полями конкреций и распределением в осадках марганца. В одних случаях поля конкреций действительно располагаются среди осадков, наиболее обогащенных марганцем, а в других — там, где он практически отсутствует в осадках или находится в наименьшей градации. Более того, поля Fe—Mn-конкреций явно коррелируют с положением установленных на Срединно-Атлантическом хребте (так же как и на Восточно-Тихоокеанском поднятии) гидротермальных проявлений марганца. Объяснение этих фактов, по нашему мнению, может быть только одно — в рамках положений Н. М. Страхова о фракционировании рудообразующих и других элементов при миграции их с континентов.

Изложенный выше материал дает основание присоединиться к мнению исследователей, считающих, что вулканогенная поставка марганца и других элементов, участвующих в конкреционном рудообразовании и накоплении осадков на дне океана, не имеет такого большого значения, которое придается ему в работе [5].

1. Волков И. И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 25–34.
2. Волков И. И., Штеренберг Л. Е. Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 4–46.
3. Глаголева М. А. Распределение химических элементов в донных осадках подгруппы железа, марганца и халькофильная // Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1979. С. 143–186.
4. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
5. Лисицын А. П., Гордеев В. В., Демина Л. Л., Лукашин В. Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3–29.
6. Мазарович А. О. Разломы северной части Центральной Атлантики // Геотектоника. 1986. № 5. С. 25–34.
7. Пущаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О. и др. Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. 1980. № 2. С. 3–12.
8. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.
9. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
10. Страхов Н. М. Геохимия современного седиментогенеза // Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 9–239.
11. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
12. Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Габлина И. Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 125–128.
13. Штеренберг Л. Е., Антипов М. П., Ивлев А. Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 106–115.
14. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Смешанослойные минералы асболап-бузерит и асболап в океанических железомарганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91–99.
15. Marchig V. Marine manganese nodules // Cosmo- and Geochemistry. 1982. P. 99–126.
16. McKelvy V. E., Wright N. A., Bowen R. W. Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules // Geol. Surv. Circ. 1983. № 886. 55 p.
17. Rona P. A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 2. P. 135–160.
18. Rona P. A. Hydrothermal mineralization of seafloor spreading center. Amsterdam: Elsevier, 1984. 104 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.V.1987

УДК 551.577.11/552.333.5

ИНИЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ И ИХ ВОЗМОЖНЫЙ ВКЛАД В СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

СИМАНОВИЧ И. М., СКОЛОТНЕВ С. Г.

Показано, что интерстиции в континентальных и океанических базальтах образованы двумя типами стекол: кислыми с включениями рудного минерала и магнезиально-железистым (хлорофентом). Образующиеся в результате вторичного выщелачивания пустоты (2–5 об. % базальтов) позволяют предположить вынос из них значительного количества вещества на стадии инициального изменения. Проведенное экспериментальное выщелачивание хлорофента в морской воде при pH 2 показало, что искусственный осадок, полученный при нейтрализации раствора, по составу петрогенных и малых элементов приблизительно соответствует составу пелагических глин.

Вклад базальтового вулканизма в осадко- и рудообразование на дне океана в настоящее время общепризнан. В обширной литературе рассмотрены различные аспекты этой проблемы. Так, А. Г. Коссовская [3] сформулировала гипотезу пелагического глинообразования в связи с вторичным изменением базальтов, согласно которой специфические железистые смектиты — типовые минералы океанических глин, характеризующиеся относительной однородностью в пелагиали океанов, отражают высокую однородность источника сноса — океанических базальтов.

В последние годы в ряде работ [1, 2, 4] развиваются представления о выносе петрогенных и рудных компонентов в результате гидротермальной циркуляции морской воды в толще базальтов. Наиболее полное воплощение эта концепция получила в недавно опубликованной монографии В. Б. Курносова [4].

Некоторые исследователи положительно оценивают значение выноса вещества при контакте остывающих базальтов с морской водой. Дж. Корлисс [18] на основании сравнения состава внутренних частей базальтовых потоков и их закалочных корок заключил, что обеднение базальтов рядом элементов происходит в результате взаимодействия морской воды, проникающей в остывающие базальты, и «остаточной жидкости» (остаточного расплава), обогащенной элементами, не входящими в решетки кристаллизующихся минералов базальтов. Внутренние части базальтовых потоков обеднены именно теми элементами, которые концентрируются в рудных осадках и марганцевых конкрециях (Fe, Mn, Co, редкие земли). Гипотеза Корлисса была принята и поддержана многими крупными исследователями океанского седиментогенеза и рудных осадков [5, 18].

Очевидно, даже столь краткий обзор дает представление о сложности и неоднозначности роли базальтов в океаническом седименто- и рудо-генезе. На основании многолетних сравнительных исследований минеральных преобразований континентальных и океанических базальтов авторы настоящей статьи попытались представить, как развиваются процессы на самых ранних стадиях изменения базальтов океанов и каков их вклад в пелагический седименто- и рудогенез. Предлагаемая концепция заключается в следующем: при взаимодействии остывающих потоков с морской водой (в условиях пелагиали) происходит значительный вынос петрогенных и рудных компонентов в результате выщелачивания реакционноспособного магнезиально-железистого стекла (хлорофента) из интерстиций раскристаллизованных базальтов. В статье приводятся новые данные и обсуждаются некоторые известные факты, на которые исследователи пока не обратили должного внимания. Авторы отдают

себе отчет, что интерпретация этих фактов в рамках выдвинутой гипотезы дискуссионна, однако надеются, что предлагаемая статья поможет более полно представить проблему мобилизации вещества из базальтов, участвующего в океаническом седиментогенезе, во всей ее сложности и многообразии.

В основу работы положены данные, полученные при изучении некоторых типов континентальных и океанических базальтов, а также анализ обширной литературы. На примере толеитовых платобазальтов девонского возраста Северного Тимана нами детально изучены постэруптивные процессы, приводящие к формированию реакционноспособного магнезиально-железистого стекла (хлорофейта) в интерстициях неполнокристаллических базальтов [8].

В крупных обнажениях базальтовых потоков Северного Тимана (и других платобазальтов континентов) возможна привязка этих явлений к различным текстурным типам пород, что крайне затруднительно на образцах керна скважин. Базальты Северного Тимана близки по составу и структурам к толеитам океанов и, главное, в них хорошо сохранилась и доступна для изучения магнезиально-железистая фаза (хлорофейт).

Океанические базальты исследовались по образцам, полученным от Национального научного фонда США (рейсы 32–34 DSDP); переданным авторам А. Г. Коссовской (рейс 69) и шлифам, предоставленным Л. В. Дмитриевым (рейс 37). Детально изучены также молодые базальты рифта Таджура, поднятые со дна в 9-м рейсе НИС «Академик М. Келдыш» при помощи ПОА «Пайсис».

Следует также отметить, что нами изучены в основном неполнокристаллические разности базальтов (как континентальных, так и океанических), закристаллизованные на 80–90% и имеющие интерсертальные, толеитовые и микроофитовые структуры. Стекловатые базальты нами не исследовались.

О ВОЗМОЖНОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСТЫВАЮЩИХ БАЗАЛЬТОВ С МОРСКОЙ ВОДОЙ

Существует мнение, что взаимодействие остывающих потоков с морской водой невозможно по крайней мере по двум причинам: в силу кратковременности этого контакта, а также из-за затрудненности проникновения морской воды внутрь потока (или пиллоу) через быстро образующуюся стекловатую корку.

Представляется, что время остывания базальтовых лав может быть достаточным для протекания химических реакций реакционноспособных составляющих базальтов с морской водой, при повышенных температурах и давлениях. По имеющимся данным [24], последние порции расплава в потоке мощностью 14 м затвердевают лишь через 13 мес после извержения, а внутренняя часть потока остывает до 100°С за 4 года. Разумеется, подушки пиллоу-лав застывают гораздо быстрее, но и в этом случае достаточно крупные тела сохраняют в ядре расплавленное состояние в течение суток и более. При этом следует учесть, что скорость химических реакций при повышенных (~400°С) температурах увеличивается на несколько порядков. Резко увеличивается также скорость диффузии воды по границам минералов. Недавно показано, что в условиях океанического дна она увеличивается в 10000 раз при нагревании пород от 34 до 300°С [21].

Быстро образующиеся стекловатые корки не могут служить непреодолимым препятствием для проникновения воды в застывающие потоки (пиллоу), так как эти корки мгновенно разбиваются контракционными трещинами, которые даже могут проникать в еще не застывший расплав [23]. Есть точка зрения, что вхождение воды в расплав (транспортизация) при подводных излияниях должно происходить вследствие разницы парциальных давлений паров воды в лаве и во вмещающей среде [11].

Результаты представительных химических анализов (микрозонд), %

Окисел	Хлорофент				Интерстиционное стекло			
	Тиман [8]	Витимское плато	Исландия [22]	Скв. 304 DSDP	Тиман	Исландия [22]	Скв. 396B DSDP [27]	
							обр. 1	обр. 2
SiO ₂	45,00	45,08	45,58	46,49	74,49	75,25	63,03	73,60
TiO ₂	0,05	Нет	0,03	0,64	0,71	0,39	1,33	0,50
Al ₂ O ₃	6,13	6,20	5,57	3,27	12,74	13,49	14,08	14,91
FeO (суммар- ное)	28,65	19,96	24,48	28,10	3,22	1,50	5,57	2,61
MgO	7,28	6,88	10,69	9,78	0,06	0,01	1,53	0,37
CaO	2,71	0,67	1,46	0,94	2,52	0,69	2,12	2,24
Na ₂ O	0,09	0,02	0,03	0,45	2,86	3,67	5,94	5,73
K ₂ O	0,44	0,12	0,32	0,27	0,56	3,80	0,28	0,46
MnO	0,09	0,48	0,30	0,11	0,04	0,01	0,17	0,03
Сумма	90,44	79,41	88,46	90,05	97,20	98,81	94,05	100,45

В качестве аргумента в пользу отсутствия взаимодействия остывающих базальтовых лав с морской водой обычно приводится их «свежесть» в образцах, поднятых в осевых частях зон спрединга. Действительно, в этих базальтах, как правило, не изменены реакционноспособные сидеромелановое стекло и оливин. Однако означает ли это, что преобразования базальтов еще не начались? Известно, например, что в молодых пиллоу-базальтах, не обнаруживающих признаков палагонитизации, окисления и т. д., вдоль трещин в ядрах пиллоу развиты темно-серые пояса («черный фронт») обычно с повышенным содержанием калия и железа [28, 29]. «Черный фронт» отмечен в образцах с возрастом менее 1 млн. лет, не обнаруживающих никаких других признаков изменений [17].

Эти факты свидетельствуют о том, что преобразование кристаллических ядер пиллоу и внутренних частей потоков, по-видимому, начинается очень рано, вероятно, еще при взаимодействии остывающего лавового потока с морской водой [18, 28].

ХЛОРОФЕНТ И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В МЕЗОСТАЗИСЕ БАЗАЛЬТОВ

Хлорофент детально изучен на примере девонских базальтов Северного Тимана [8]. Установлена псевдоаморфность изотропного хлорофента, выражающаяся в существовании в его структуре ближних порядков, аналогичных таковым в ассоциирующем с ним оксисмектите. Сделан вывод, что хлорофент — это гидратированное и частично окисленное стекло, являющееся ликватом излившегося базальтового расплава. Хлорофент вследствие высокой гидрофильности содержит до 20% молекулярной воды. Гидратация и окисление до некоторых пределов не меняют его фазовую принадлежность, поэтому в первом приближении понятия «хлорофент» и «фемическое стекло» эквивалентны. Сильно гидратированное и окисленное фемическое стекло переходит в коллоидную фазу (гель-хлорофент), присутствующую в северотиманских базальтах, но не встреченную в океанических.

Строение мезостазиа базальтов рассмотрим сначала на примере изученных авторами [8] базальтов Северного Тимана с интерсертальными и микрофитовыми структурами. В этих породах интерстиции между кристаллами пироксена и плагиоклаза обычно выполнены кислым стеклом, часто с пылевидными и скелетными включениями рудного минерала, микролитами пироксена, плагиоклаза и других неопределимых минералов.

Кислый состав стекла удается определить в сравнительно редких случаях, когда включения рудных минералов относительно крупные и неравномерно распределены в совершенно свежем и прозрачном розовато-коричневом стекле (табл. 1). С кислым стеклом (прозрачным и замут-

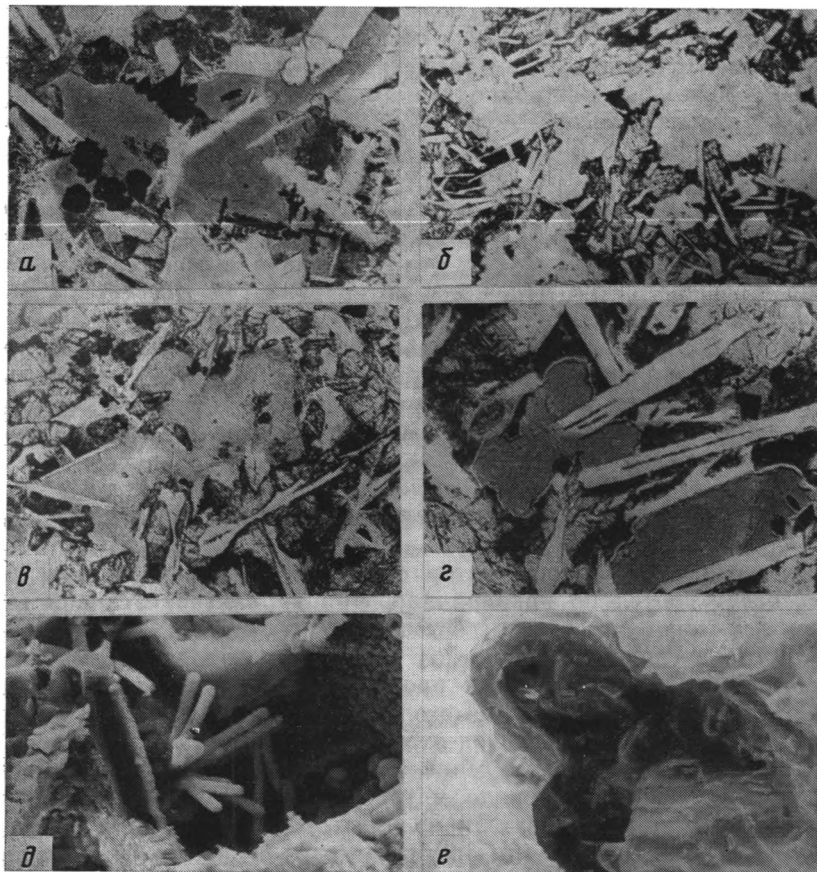


Рис. 1. Структурная локализация хлорофеита и глинистых минералов в базальтах
 а — хлорофеит (серый) в ксеноморфной интерстиции; белое — плагиоклаз, черное — титаномагнетит (Северный Тиман); без анализатора, увел. 80; б — ксеноморфные полости выщелачивания, в которые вдаются кристаллы пироксена и плагиоклаза (рифт Таджура); без анализатора, увел. 30; в — вторичный сапонит (серый) в ксеноморфной поре (скв. 332A DSDP); без анализатора, увел. 80; г — калий-железистый глинистый минерал; контактирует с талилитовым стеклом и кристаллами плагиоклаза (скв. 332A DSDP); без анализатора, увел. 80; д — полость выщелачивания под сканирующим электронным микроскопом (рифт Таджура); видны игольчатые кристаллы пироксена и плановидные — плагиоклаза; е — первичная газовая пора под сканирующим электронным микроскопом (большое Трещинное Толбачикское извержение, Камчатка)

ненными включениями) в интерстициях ассоциируют хлорофеит или оксисмектит в количестве, соизмеримом со стеклом. Выделения хлорофеита частично, реже полностью заключены в стекло, или же выполняют промежутки между кристаллами пироксена и плагиоклаза и отчетливо ксеноморфны по отношению к ним (фиг. 1, а).

Структура мезостазиса океанических толеитовых базальтов в разностях с толеитовой или интерсертальной структурой принципиально не отличается от таковой в континентальных аналогах. Основу интерстиционного заполнения составляет стекло, обычно переполненное рудной пылью и микролитами. В отличие от континентальных траппов, в мезостазисе океанических базальтов трудно найти достаточно крупные участки стекла без включений, поэтому определения с помощью микрозонда пока единичны [27]. Эти определения, а также результаты сравнения показателей преломления мельчайших участков чистого стекла с пихтовым базальтом (например, в шлифах базальтов рифта Таджура и из 37-го рейса DSDP) позволяют предположить, что это стекло в океанических базальтах, закристаллизованных на 80–90%, имеет преимущественно кислый состав.

В мезостази́се океанических базальтов с относительно кислым стеклом обычно ассоциируют характерные глинистые минералы: высокожелезистые с высоким содержанием калия и высокомагнезиальные, почти без калия [17, 19 и др.] Важно подчеркнуть, что в мезостази́се они локализованы в таких же структурных соотношениях с интерстиционным стеклом и окружающими кристаллическими фазами, как и хлорофит в континентальных базальтах (см. фиг. 1, а, в, г). В участках пород, приуроченных к «темным поясам» (вдоль трещин контракции), локализован преимущественно К—Fe глинистый минерал, а в остальном их объеме, как правило, Mg-сметит. Эта устойчивая закономерность хорошо известна и неоднократно описана в литературе [17, 19, 20, 25, 26].

Мезостази́с океанических базальтов, особенно молодых, часто содержит полости, контуры которых обусловлены формой выделений окружающих минералов и интерстиционного стекла (см. фиг. 1, б). Морфология этих полостей, размер и их структурная позиция идентичны форме выделений глинистых минералов в океанических базальтах или хлорофита — в континентальных.

ИНТЕРСТИЦИОННЫЕ ПУСТОТЫ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

В литературе, посвященной вторичным изменениям океанических базальтов, обсуждаются по крайней мере три варианта трактовки генезиса глинистых минералов в их мезостази́се.

1. Многие исследователи [4, 26] рассматривают глинистые минералы в мезостази́се базальтов как продукт замещения интерстиционного стекла. При этом, как правило, исходный состав стекла не оговаривается. Нередко даже делается вывод о том, что стекло в интерстициях полностью замещено глинистыми минералами, следовательно, остается неясным, какое стекло послужило матрицей для образования глинистых минералов. Иногда исследователи не учитывают неизбежное различие в составе между остаточным (интерстиционным) и закалочным, сидеромелановым стеклом [4].

Лишь в немногих работах можно найти попытки представить, каким составом характеризовалось гипотетическое первичное стекло мезостази́са. Так, в статье [28] рассмотрен вероятный ход химической эволюции остаточного расплава океанических лав, определивший состав интерстиционного стекла.

Преимущественная интерстиционная локализация глинистых минералов в мезостази́се океанических базальтов хорошо согласуется с представлением о том, что они являются продуктами замещения остаточного стекла. Однако, как уже отмечалось выше, в мезостази́се базальтов обычно присутствует (иногда преобладает) более кислое стекло с многочисленными включениями рудных минералов и микролитов. Это стекло в молодых базальтах, как правило, не изменено, и контакт с обособлениями глинистых минералов имеет четкие границы. Следовательно, если считать, что глинистые минералы развиты по стеклу, то остается предположить, что в мезостази́се океанических базальтов было не одно, а два стекла. Это не противоречит нашим представлениям о ликвационном происхождении магнезиально-железистого стекла (хлорофита) интерстиций [8].

2. Не менее распространено мнение, что глинистые минералы в мезостази́се базальтов не замещают стекло, а осаждаются из растворов в своеобразных интерстиционных порах, которые получили название «миаролитовых пустот» [17 и др.]. Действительно, в мезостази́се очень молодых, «свежих» океанических базальтов (например, в базальтах рифтов Красноморского и Таджура, спрединговой зоны САХ) имеются многочисленные поры, почти не заполненные глинистыми минералами. Как уже отмечалось, морфология этих пор диктуется формой прилегающих к ним магматических минералов (см. фиг. 1, б). В базальтах (37-й рейс DSDP) встречаются как вакантные поры, так и частично или полностью выполненные глинистыми минералами.

Рассмотрим принципиальную возможность первичного (дегазационного) образования таких пор в мезостазисе океанических базальтов. В них нередко глубоко вдаются кристаллы пироксена, плагиоклаза и рудного минерала (см. фиг. 1, б, д), при этом состав этих минералов в интерстициях базальтов и в порах идентичен. Можно ли представить, что магматические минералы кристаллизовались в газовых полостях? Прежде всего необходимо подчеркнуть, что породообразующие минералы базальтов — моноклинные пироксены и основные плагиоклазы являются типичными магматическими, т. е. кристаллизуются только из расплава. Кроме того, если и допустить кристаллизацию этих минералов в газовой среде, то все же трудно представить эффективную доставку «строительного материала» через газ, сильно разреженный при высоких ($\sim 1000^\circ \text{C}$) температурах.

Мы предполагаем, что рассматриваемые поры не могли формироваться в процессе кристаллизации базальтового расплава, скорее всего первоначально они были участками локализации какой-то составляющей остаточного расплава, тем или иным способом впоследствии удаленной.

Один из возможных вариантов такого удаления остаточного расплава рассмотрен в работе [13]. Авторы этой работы допустили, что остаточный расплав уже после окончания кристаллизации магматических минералов оставался подвижным. Под действием «фильтр-прессинг эффекта», т. е. давления летучих, скапливающихся в остаточных порциях расплава, по мнению этих исследователей, остаточный расплав впрыскивался (сегрегировался) в ранее образовавшиеся газовые везикулы; на месте расплава при этом оставались газовые полости. Однако следует отметить, что сегрегационные везикулы [27], частично или полностью заполненные расплавом, относительно редки в океанических базальтах, а интерстиционные поры (пустые или заполненные вторичными минералами) весьма обычны. Кроме того, в настоящее время можно считать доказанным, что кристаллизация породообразующих минералов происходит в переохлажденном базальтовом расплаве с высокой вязкостью [10]. Остаточный расплав должен иметь высокую вязкость, поэтому его механическое удаление сквозь ажурную сеть кристаллов, без нарушения их целостности, представляется невероятным.

Напрашивается вывод, что механизм, который мог бы обеспечить первичное формирование «миаролитовых пустот», найти не удастся. Более логичным представляется вывод о вторичном происхождении интерстиционных пор в результате выщелачивания ранее заполнявшей их реакционноспособной составляющей остаточного расплава.

3. Авторы предполагают, что интерстиционные «пустоты» первоначально были участками обособления метастабильного магнезиально-железистого стекла (хлорофеита), являющегося продуктом дифференциации застывающего расплава [8]. Магнезиально-железистый ликват отделился от расплава в начале его кристаллизации, поэтому магматические минералы его прорастали. Обособления феррического ликвата ограничены от матричного расплава поверхностью натяжения; через эту границу, по представлениям Э. Реддера [7], свободно осуществляется диффузия компонентов, обеспечивающая равновесную совместную кристаллизацию магматических минералов в ликвате и в матричном расплаве. Разный состав ликвата и матрицы мог повлиять лишь на количественные соотношения выделившихся фаз, что и наблюдается.

Как отличить интерстиционные пустоты выщелачивания от первичных газовых пузырей в базальтах? Последние не всегда идеально округлы, иногда имеют очень неправильную, часто многокамерную форму, но обычно ограничены от основной массы комбинациями сферических поверхностей (в том числе и вогнутых). Например, в сильнопузыристых базальтах Большого Трещинного Толбачикского извержения присутствуют многочисленные пустоты крайне неправильной формы. Однако в эти газовые поры магматические минералы не вдаются, и ограничивающие их поверхности образованы стеклом (см. фиг. 1, е). Характерным признаком интерстиционных пустот выщелачивания является их

Таблица 2

Данные химических анализов (микрозонд) глинистых минералов из базальтов скв. 304 DSDP обр. 15-1 (108—112 см), %

Оксид	Глауконитоподобный минерал	Зеленовато-бурый смектит
SiO ₂	54,30	45,82
TiO ₂	0,21	0,02
Al ₂ O ₃	2,65	5,57
FeO	22,51	15,58
(суммарное)		
MgO	5,07	15,69
CaO	0,50	0,18
Na ₂ O	0,18	0,63
K ₂ O	7,99	0,36
MnO	0,02	0,18

отчетливая зависимость от формы окружающих ее кристаллов магматических минералов. К сожалению, этот признак не всегда хорошо распознается в петрографических шлифах, так как вдающиеся в интерстиции кристаллы магматических минералов тонки и хрупки, поэтому легко выкрашиваются при шлифовании. Так, в образцах молодых базальтов рифта Таджура с помощью бинокулярного оптического или сканирующего электронного микроскопов можно наблюдать тончайшие выросты хорошо ограненных кристалликов пироксена и плагиоклаза во вторичные интерстиционные пустоты (см. фиг. 1, б). В шлифах из этих образцов те же полости, как правило, выглядят как изометричные пустоты с неправильными очертаниями, легко принимаемые за газовые везикулы. Поэтому идентификация пустот выщелачивания в петрографических шлифах должна контролироваться изучением образцов под бинокулярным микроскопом.

ХЛОРОФЕИТ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

В условиях отсутствия агента выщелачивания, например морской воды, в массивных континентальных базальтах неизменный хлорофит сохраняется очень долго и поэтому часто в них встречается [8]. В океанических базальтах хлорофит почти всегда уничтожен (выщелочен или разложен). Поэтому даже единичные находки этой фазы в океанических базальтах очень важны.

Достаточно надежно хлорофит определен нами лишь в базальтах скв. 304 DSDP [9]. По цвету, стеклоподобному облику, показателю преломления и изотропности он практически идентичен таковому в континентальных базальтах. Химические составы океанического и континентального хлорофитов также близки (см. табл. 1). Для хлорофита в базальтах скв. 304 DSDP характерна обычная интерстиционная локализация, однако он присутствует и в капельных выделениях, которые нередко частично или полностью включены в магматические минералы.

Имеющиеся в литературе указания на присутствие хлорофита в океанических базальтах по разным причинам не представляются достаточно обоснованными. Так, например, описанные В. Барагаром и др. [14] К — Fe-хлорофит и Mg-хлорофит скорее всего являются продуктами, развитыми на месте локализации фемического стекла (или по нему).

В образцах изученных нами базальтов (скв. 304 DSDP) не всегда наблюдается неизменный хлорофит. В прикровлевой части потока в мезостазисе базальтов присутствуют К — Fe-минералы типа глауконита — селадонита, а также железистый сапонит (табл. 2). Эти минералы развиты в тех же структурных позициях, что и хлорофит в других образцах базальтов этого потока, т. е. в интерстиционных пространствах или в капельных выделениях. Это свидетельствует о том, что вторичные глинистые минералы или являются продуктами замещения фемического

стекла (хлорофейта), или выполняют вторичные пустоты выщелачивания.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ХЛОРОФЕЙТА С МОРСКОЙ ВОДОЙ

Таким образом, развиваемые нами представления в известной степени могут рассматриваться как конкретизация идей Дж. Корлисса [18]. Место гипотетической «остаточной жидкости» Корлисса в новом контексте занимает магнезиально-железистое стекло ликвационного происхождения, т. е. по существу хлорофейт с вполне определенной локализацией в структуре пород. Нами установлено, что хлорофейт крайне неустоек в кислых условиях, в частности быстро (за несколько часов) разлагается морской водой, подкисленной соляной кислотой (до $\text{pH} \sim 2$): сначала выносятся железо и происходит обесцвечивание остаточной фазы, а затем (при смене кислой обстановки на щелочную) полное выщелачивание хлорофейта, с образованием интерстиционных пор, аналогичных встречающимся в мезостазисе океанических базальтов. При этом, судя по данным наблюдений в шлифах, породообразующие минералы пород и кислое стекло с включениями рудных минералов не изменяются.

Дж. Бишофф и В. Сиффрид [15] показали, что морская вода при высоких ($350\text{--}400^\circ\text{C}$) температурах становится гидротермальным флюидом с $\text{pH} 2,5$. Возникновение таких кислых растворов можно ожидать не только при вторичном разогреве пород (в результате крупномасштабной гидротермальной циркуляции морской воды в толще базальтов), но и на фоне остывания базальтовых лав.

В излившихся и остывающих базальтовых лавах морская вода циркулирует по трещинам контракции, которые мигрируют вслед за фронтом охлаждения к центру шиллоу или потока. Очевидно, морская вода внедряется в лаву как по трещинам, так и по капиллярам. В первом случае большие массы внедряющейся воды нагреваются сравнительно слабо, тогда как вода, проникающая в остывающие лавы по капиллярам или посредством диффузии, быстро прогревается и превращается в кислый гидротермальный флюид. Возможно также, что причиной разложения хлорофейта служили содержащиеся в расплаве кислые газы и прежде всего хлористый водород, обладающий относительно высокой растворимостью в базальтовых расплавах в поверхностных условиях [6]. Очевидно, содержание этих газов в лавах, излившихся на океаническое дно в условиях относительно высоких давлений, должно быть выше, чем в континентальных лавах. Кислые газы, присутствующие в застывающем расплаве, в контакте с водой могут образовывать слабоконцентрированные кислоты, разлагающие хлорофейт, при устойчивости прочих компонентов породы.

Имеющиеся данные пока не позволяют отдать предпочтение одному из двух приведенных вариантов кислотного выщелачивания хлорофейта. Возможно, оба процесса вносят свой вклад в создание кислотной среды в остывающих океанических лавах.

В каждом фрагменте остывающей лавы, ограниченном трещинами контракции, должны образовываться диффузионно-капиллярные потоки, в которых поступающая и быстро прогревающаяся подкисленная морская вода, по-видимому, растворяет магнезиально-железистое стекло (хлорофейт). Нагружаясь растворенными компонентами, флюид выносятся к поверхностям трещин контракции, где можно ожидать осаждение этого вещества на геохимическом барьере, т. е. там, где растворы встречаются с богатой кислородом относительно холодной морской водой с pH , близким к нейтральному. Часть вещества отлагается в зонах пород, непосредственно прилегающих к трещинам, другая часть осаждается в самих трещинах с образованием жил и некоторое количество его выносятся в морскую воду.

Рассмотрим, как реализуется описанная модель в молодых, слабо измененных последующими процессами, базальтах. Проведено исследование образцов из рифта Таджура (Аденский залив), поднятых с помощью ПОА «Пайсис» (наблюдатель Ю. А. Богданов) в 9-м рейсе НИС

Данные химических анализов (микронд) новообразованных фаз из темного гало базальтов рифта Таджура (обр. 1093/3), %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,20	39,80	43,80	48,38	38,20	41,75	22,31
TiO ₂	0,07	0,37	0,07	0,02	0,09	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	4,99	5,64	5,47	9,97	6,00	5,84	2,90
FeO	31,47	31,14	30,38	27,71	32,43	29,82	42,83
(суммарное)							
MnO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,18
MgO	9,76	9,87	7,39	4,14	8,31	7,99	1,94
CaO	0,58	2,09	0,53	0,76	0,48	0,69	0,25
Na ₂ O	0,44	0,32	0,59	0,38	0,54	0,22	2,16
K ₂ O	2,37	2,69	3,73	5,98	2,65	4,20	0,96
Сумма	90,18	91,72	92,06	95,48	88,86	90,82	73,63

Примечание. 1 — изотропное вещество желтого цвета, локализованное в поре в виде каймы; 2 — то же, интерстиционное обособление; 3 — изотропное вещество зеленого цвета, интерстиционное обособление; 4 — слабо дупреломляющее желтое вещество, ядро зонального интерстиционного обособления; 5 — желтое изотропное вещество, кайма того же обособления; 6 — слабо дупреломляющее желтое вещество, интерстиционное обособление; 7 — изотропное вещество красного цвета, интерстиционное обособление.

«Академик М. Келдыш». Поднятые породы представлены оливин-порфировыми базальтами. Выделения оливины в основном свежие. Породы характеризуются высокой кристалличностью и интерсертально-офитовой структурой основной массы, образованной примерно равным количеством микролитов клинопироксена и основного плагиоклаза удлиненно-таблитчатой формы. В мезостазисе базальтов отмечается небольшое количество светло-коричневого стекла, обычно переполненного включениями рудного минерала и неопределимых микролитов. Показатель его преломления значительно ниже пихтового балласта, что свидетельствует о кислом составе. Базальты сильнопористые (15–20 об.%) размер пор колеблется от 0,1 до 3 мм. Отмечаются крупные округлые дегазационные поры, большая же часть пор ксеноморфна, их морфология обусловлена пересекающимися микролитами пироксена и плагиоклаза, торчащими в пустоту (см. фиг. 1, д).

На основании изложенного авторы интерпретируют данные образования как вторичные поры выщелачивания.

Параллельно всем поверхностям отдельности и вдоль трещин внутри образца развиты зоны темного гало мощностью 8–10 мм. Поры в этих зонах частично или полностью заполнены вторичными продуктами золотисто-желтого или зеленого и красного цвета. При этом последние преимущественно локализуются на участках, более близких к поверхности отдельности или трещины. Эти продукты были выделены и изучены комплексом физических и химических методов: рентгенографических, мессбауэровской и ИК-спектроскопии и др.¹ На основании этих исследований и результатов химических анализов с помощью микронда (табл. 3) был сделан вывод о том, что новообразования желтого и зеленого цвета состоят из кристаллитов глауконита (~35%) диоктаэдрического Al-сметита (~25%) и триоктаэдрического оксисметита (~40%), степень окристаллизации вещества низкая. В новообразованиях красного цвета к этим фазам примешиваются гидроокислы железа. Наличие триоктаэдрического оксисметита в переотложенных продуктах, в пределах зоны темного гало, а также химический состав обнаруженных в нем фаз не противоречат рассмотренной выше модели, так как они, судя по составу, вполне могут быть образованы в результате растворения вещества хлорофрита и его последующего осаждения на геохимическом барьере. Как уже отмечалось, аналогичные высококалийевые глауконит-смет-

¹ Результаты этих исследований подробнее будут изложены в специальной статье.

Содержание малых элементов в базальтах (первое значение) и в хлорофите (второе значение), ppm

Номер образца	Ba	Sr	B	Sn	Zr	Pb	Zn	Cu	Cr	Ni	Co	V	Ge	Sc
72-82	240	290	2,0	1,7	120	6,6	130	140	46	33	42	18	1,5	27,0
	340	170	7,2	6,1	420	9,7	64	190	8	41	52	65	0,6	4,8
128-79	60	250	2,8	2,2	115	5,1	160	190	54	36	48	210	1,7	12,0
	120	210	10,0	7,2	320	11,0	140	290	21	28	65	190	0,6	14,0
18-83	185	460	2,7	1,1	170	6,6	130	200	54	28	48	230	1,6	23,0
	250	290	6,7	2,3	300	19,0	150	250	16	68	68	77	0,5	7,1
48-82	95	270	2,8	2,1	55	7,2	140	120	80	52	50	180	1,8	6,5
	260	130	9,1	8,1	87	4,3	99	120	18	42	48	200	0,7	4,4
18-82	64	250	1,7	1,1	87	4,8	95	100	110	70	51	210	1,3	17,0
	57	107	4,6	2,1	110	5,5	95	130	19	180	85	140	0,9	5,8
120-79	60	290	2,0	1,7	120	3,9	200	120	88	46	52	200	1,1	19,0
	120	160	11,0	3,9	190	6,4	130	160	38	140	100	210	1,0	23,0
14-82	94	260	1,6	0,9	65	3,4	98	110	130	78	45	190	1,3	9,5
	370	82	4,4	2,3	94	4,8	85	240	15	110	84	105	1,5	6,0
15-82	77	220	2,0	1,3	80	3,2	120	98	140	80	53	210	1,3	11,0
	96	82	5,2	2,7	100	4,5	79	210	19	200	105	170	1,4	11,0
325-80	200	420	5,8	2,4	170	6,6	120	180	29	23	42	170	1,5	27,0
	190	235	7,8	4,0	330	19,0	110	210	13	22	53	150	0,8	15,0

титовые продукты в пределах зон темного гало описаны многими исследователями [17, 19].

В базальтах, вскрытых скважинами на флангах рифтовых зон, в результате наложения крупномасштабных гидротермальных процессов проявления вторичного минералообразования становятся гораздо сложнее. Изучение поздних гидротермальных преобразований базальтов в океанах не входило в нашу задачу. Отметим лишь, что в относительно древних базальтах, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов, интерстиционные пустоты выщелачивания заполняются различными вторичными минералами, чаще всего — высокомагнезиальным сапони-том. Возможно, образуются также глинистые минералы глауконит-села-донитового типа второй генерации.

Наиболее важным выводом, вытекающим из гипотезы инициального выщелачивания магнезиально-железистого стекла (хлорофита) из базальтов, является принципиальная возможность выноса больших масс вещества в морскую воду, с его последующим осаждением в качестве составляющей пелагических осадков. Высокая количественная оценка этого процесса основана на повсеместном присутствии интерстиционных выделений глинистых минералов или вторичных пор на месте фемического стекла (хлорофита) в океанических раскристаллизованных базальтах. Эти структурные элементы составляют от 2 до 10% объема пород.

ПЕТРОГЕННЫЕ И МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ХЛОРОФИТЕ

Представляется интересной оценка вероятного фонда петрогенных и малых элементов, которые могут быть выщелочены при растворении магнезиально-железистого стекла (хлорофита).

В табл. 1 приведены представительные анализы хлорофита из континентальных и океанических базальтов. Среди петрогенных компонентов рудная составляющая представлена лишь железом. Содержание марганца ниже, чем в соответствующих базальтах. По своему составу продукты разложения фемического стекла могут служить основой для образования диоктаэдрических слоистых силикатов типа нонтронита или глауконит-селадонита.

Данные, полученные при исследовании континентальных девонских базальтов Тимана, могут быть полезны для предварительной оценки рудной специализации магнезиально-железистых стекол и в океанических базальтах, так как их составы по петрогенным компонентам близки. Изучение состава микроэлементов в хлорофите из океанических

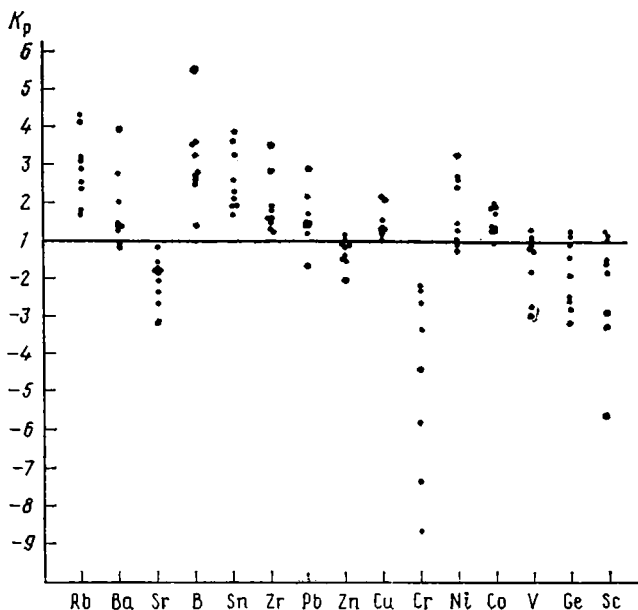


Рис. 2. Коэффициенты распределения K_p микроэлементов между базальтами и выделенным из них хлорофитом

базальтов пока не удалось выполнить, так как имеющиеся в нашем распоряжении образцы из скв. 304 DSDP незначительны по объему и содержанию хлорофита в них низкое.

Микроэлементы проанализированы в мономинеральных фракциях, выделенных из девяти образцов тиманских базальтов. Из этих же образцов анализировались отквартованные валовые пробы базальтов, что позволило попарно сравнить содержание малых элементов в хлорофите и в базальте в целом. В табл. 4 приведены результаты количественных спектральных анализов, выполненных в Институте геологии ЯФ СО АН СССР (аналитики Л. С. Сукнева и М. В. Одинцова). Для каждого элемента в парах базальт — хлорофит рассчитаны коэффициенты распределения K_p по формулам: $K_p = C_x/C_b$ при $K_p \geq 1$ и $-K_p = C_b/C_x$ при $K_p \leq 1$ (где C_x — содержание элемента в хлорофите, C_b — то же в базальте). Полученные данные приведены на графике (фиг. 2), анализ которого показывает, что, как правило, K_p имеет положительное или отрицательное значение. Нет сомнения, что такое статистическое распределение элементов между хлорофитом и породой в целом носит закономерный характер.

Обращает внимание обогащение хлорофита рядом рудных элементов (Sn, Pb, Cu, Ni, Co) по сравнению с соответствующими образцами базальтов. Отмечается также заметное обогащение Rb, Ba, Zr, B, т. е. элементами, накапливающимися в магматическом остатке при кристаллизации базальтов. Элементы, изоморфно входящие в решетки магматических минералов (Sr, Zn, Cr, V, Ge, Sc), наоборот, в хлорофите содержатся в меньшем количестве, чем в базальте.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОГО СТЕКЛА (ХЛОРОФИТА)

Целью экспериментов было установление условий выщелачивания хлорофита в морской воде, а также выявление фонда петрогенных и малых элементов, которые при этом процессе могут выноситься из породы и образовывать осадок.

Результаты экспериментов имеют сугубо предварительный характер и лишь раскрывают возможную тенденцию процесса. Они проводились на образцах девонских базальтов Тимана, так как в настоящее время

Химические анализы хлорофрита, выщелоченного хлорофрита и искусственных осадков (Тиман), %

Окисел	Хлорофрит обр. 18-83	Выщелочен- ный хлоро- фрит обр. 18-83	Искусственные осадки			
			обр. 18-82	обр. 18-83	обр. 25-83	обр. 18-83*
SiO ₂	45,00	40,73	5,34	7,31	4,91	9,11
TiO ₂	0,05	Нет	0,01	0,01	0,01	Нет
Al ₂ O ₃	6,13	5,31	6,48	8,55	1,97	1,38
FeO	28,65	32,64	12,75	19,43	8,10	88,72
(суммарное)						
MgO	7,28	7,78	31,61	30,96	42,70	0,51
CaO	2,71	1,48	1,27	1,45	0,42	0,46
Na ₂ O	0,09	0,27	0,00	0,05	0,92	0,08
K ₂ O	0,44	0,37	0,04	0,05	0,06	0,10
MnO	0,09	0,14	0,14	0,25	0,10	Нет
Сумма	90,44	88,70	57,64	68,06	59,19	100,36

* Нейтрализация раствора морской водой.

мы не располагаем достаточным количеством хлорофрита, выделенного из океанических базальтов.

Эксперименты с небольшими образцами базальтов. Маленькие кусочки (3–5 мм) базальта (обр. 18–83), содержащего хлорофрит, заваривали с морской водой в платиновые ампулы и выдерживали при T 400° С и P 500 бар 18 ч. Эксперимент проведен в ДВГИ ДВО АН СССР И. В. Холодковичем. Изучение образцов после эксперимента под бинокулярным микроскопом показало, что на месте хлорофрита образовались рыхлые пористые окислы железа, т. е. полного выщелачивания не произошло, хотя хлорофрит, безусловно, разложен. Эксперимент проводился в закрытой системе, поэтому кислая среда ($pH \sim 2,5$) возникала лишь при $T > 350^\circ$ С. При охлаждении ампулы pH морской воды восстановился и окислы железа из раствора, очевидно, переосадились в новообразованных порах. В шлифе удается установить, что наряду с рыхлыми окислами железа участками сохранился сильно окисленный (красный) хлорофрит. Результаты химического анализа этого преобразованного хлорофрита (табл. 5) показывают, что произошло заметное изменение его состава (вынос SiO₂ и Al₂O₃, принос FeO).

Во второй серии описываемых экспериментов кислую среду, естественно возникающую в морской воде при $T > 350^\circ$ С, имитировали добавлением нескольких капель HCl на 100 мл морской воды² до $pH \sim 2,5$. Образцы кипятили в течение 30 ч. Наблюдение в шлифах показывает, что при этих условиях произошло частичное разложение хлорофрита, выразившееся в его обесцвечивании и разрыхлении. Полный вынос вещества с образованием вакантных интерстиционных пор, аналогичных описанным (см. фиг. 1, ∂), происходит лишь при добавлении HCl до $pH \sim 1$.

Магматические минералы и мезостазис базальтов во всех рассмотренных случаях не претерпели никаких заметных изменений. Возможно только частичное окисление титаномagnetита.

Эксперименты с выделенными фракциями хлорофрита (размерность 5–50 мкм, навески ~ 1 г). Образцы кипятили в модельной морской воде (с добавкой HCl до $pH \sim 2,5$) в течение 30 ч. Наблюдение в иммерсионной жидкости позволяет установить, что остаточный продукт — сильно разложенный (обесцвеченный и корродированный) хлорофрит. Раствор, окрашенный в бледно-зеленый цвет, был декантирован и нейтрализован добавлением NaOH до $pH \sim 7,4$ –7,6. При этом выпал рыхлый зеленый

² Рецепт модельной морской воды Лаймана и Флеминга заимствован из работы [12].

Таблица 6

Средние содержания малых элементов в базальтах (А), хлорофита (Б)
и искусственной осадке (В), ppm

Номер образца	Фаза	B	Zr	Sn	Pb	Zn	Cu	Cr	Ni	Co	V	Sc	Mn *
18-82	A	1,7	87	1,1	4,8	95	100	110	70	51	210	17	0,31
	Б	4,6	110	2,1	5,5	95	130	19	180	85	140	5,8	0,03
	В	64	660	10	18	150	130	50	280	156	176	48	0,28
18-83	A	2,7	170	1,1	6,6	130	200	54	28	48	230	23	0,21
	Б	6,7	300	2,3	19,0	150	250	16	68	68	77	7,1	0,09
	В	80	600	12	38	200	160	13	190	130	170	28	0,50

* Содержание марганца приведено в процентах.

Таблица 7

Средние содержания некоторых малых элементов в осадках Тихого океана [1]
и в искусственной осадке, ppm

Элемент	Осадок		
	металлоносный	пелагический	искусственный
Cu	841	387	145
Zn	422	248	175
Pb	152	89	23
Ni	841	182	235
Co	279	105	143
V	448	154	173
Zr	510	201	630
Sc	40	27	33

осадок, который через сутки расслоился на зеленовато-голубой (снизу) и желтый (сверху) цвет, а через неделю гомогенизировался и окрасился в желто-бурый цвет.

Осадок отделили от раствора и отмыли от солей в дистиллированной воде. Химический анализ осадков (микронд), выделенных из трех образцов хлорофита, показал, что в них в значительном количестве содержатся Al_2O_3 , SiO_2 и FeO , т. е. главные петрогенные компоненты пелагических осадков (см. табл. 5). Вместе с тем в осадках оказалось очень высокое значение MgO и низкое — суммы окислов. Это объясняется тем, что в осадке за счет элементов, выщелоченных из хлорофита и содержащихся в морской воде (Mg , анионы), образовался гидроталькит. На дифрактограммах порошков осадков фиксируются широкие рефлексы 7,72–7,80 и 3,84–3,80 Å, что позволяет диагностировать образовавшуюся фазу как гидроталькит, по-видимому, плохо окристаллизованный.

В табл. 6 приведены содержания малых элементов в искусственных осадках, хлорофитах и соответствующих образцах базальтов. Анализ данных показывает, что, несмотря на существенное «разбавление» выщелоченного вещества магнием и анионами (SO_4^{2-} , CO_3^{2-}) из морской воды, содержание многих элементов (B, Zr, Sn, Pb, Zn, Ni, Co, Sc) в осадке оказалось заметно выше, чем в хлорофите и соответственно в базальте.

Сравним полученные результаты с содержаниями соответствующих элементов в металлоносных и пелагических осадках. Анализ данных, приведенных в табл. 7, показывает, что в целом содержание малых элементов находится на уровне пелагических осадков и заметно уступает

металлоносным. Исключение составляет Mn, содержание которого в искусственных осадках значительно ниже, чем в пелагических глинах.

Эксперименты показали, что количественный и качественный состав петрогенных и малых элементов, выносимых при выщелачивании хлорофейта, приближенно соответствует составу нормальных пелагических глин. Участие инициальных изменений базальтов в образовании рудных концентраций в осадках проблематично. Очевидно, мобилизованное вещество вносит вклад в фоновое накопление осадков аутигенного происхождения.

Таким образом, не отрицая важности поступления вещества при разгрузке крупномасштабных гидротермальных систем, а также подводного выветривания базальтов и гиадокластитов, авторы предлагают вернуться к изучению и обсуждению значимости вклада инициальных изменений базальтов в океанский седиментогенез. Окончательно решить этот вопрос, очевидно, возможно при прямых систематических наблюдениях за извержениями океанических базальтов.

Литература

1. Богданов Ю. А. Пелагический осадочный процесс в Тихом океане: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИОАН СССР, 1980. 44 с.
2. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Мигдисов А. А. и др. О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 246–276.
3. Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования // Proc. Seventh Conf. of clay mineralogy and petrology. Karlovy Vary, 1976. P. 195–200.
4. Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1984. 252 с.
5. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
6. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгальций Большого Трещинного Толбачикского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
7. Реддер Э. Ликвация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 24–66.
8. Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. Сметиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 86–103.
9. Симанович И. М., Степанов С. С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 «Гломара Челленджера») // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 41–47.
10. Фрих-Хар Д. И. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М.: Наука, 1977. 113 с.
11. Фрих-Хар Д. И. О взаимодействии морской воды с магматическим веществом // Сов. геология. 1982. № 10. С. 93–99.
12. Хорн Р. Морская вода. М.: Мир, 1972. 398 с.
13. Andersen A. T., Swarth G. H., Artioli G., Geiger Ch. A. Segregation vesicles, gas filter-pressing and igneous differentiation // J. Geol. 1984. V. 92. P. 55972.
14. Baragar W. R. A., Plant A. G., Pringle G. I., Schau M. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP // Canad. J. Earth Sci. 1977. V. 14. № 4. Pt 2. P. 837–874.
15. Bischoff J. L., Seyfried W. E. Seawater as a geothermal fluid: chemical behaviour from 25 to 350° C // Proc. 2-nd Intern. Symp. Water-Rock Interact. Strasbourg, 1977, sect. 4. Strasbourg, 1977. P. 165–172.
16. Koström K., Farguharson B., Eyl W. Submarine hot springs as a source of active-ridge sediments // Chem. Geol. 1972. V. 10. № 3. P. 189–203.
17. Böhlke J. K., Honnorez J., Honnorez-Querstein B. M. Alteration of basalts from Site 396B, DSDP: petrographic and mineralogic studies // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. V. 73. № 4. P. 341–364.
18. Corliss J. B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 33. P. 8128–8138.
19. Honnorez J., Böhlke J. K., Honnorez-Querstein B. M. Petrological and geochemical study of the low-temperature submarine alteration of basalt Hole 396B, Leg 46 // Initial Reports of DSDP. Wash., 1979. V. 46. P. 299–318; 320–329.
20. Honnorez J., Laverne C., Hubberten H. W. e. a. Alteration process in layer 2 basalts from deep-sea drilling project hole 504B, Costa Rica rift // Initial Reports of DSDP. Wash., 1983. V. 69. P. 509–546.
21. Macdonald A. H., Fyfe W. S. Rate of serpentinization on sea floor environments // Tectonophysics. 1985. V. 116. № 1/2. P. 123–125.
22. Meyer P. S., Sigurdsson H. Interstitial acid glass and chlorophaeite in Iceland basalts // Lithos. 1978. V. 11. № 3. P. 231–241.

23. *Peck D. L., Minakami T.* The formation of columnar joints in the upper part of the Kilauean Lava Lakes, Hawaii // *Bull. Geol. Soc. America.* 1968. V. 79. P. 1151-1196.
24. *Peck D. L., Wright T. L., Moore J. G.* Crystallization of tholeiitic basalt in Alae Lava Lake, Hawaii // *Bull. Volcanology.* 1966. V. 29. P. 629-656.
25. *Pertsev N. N., Boronikhin V. A.* Alteration zones near veins in basalts from deep-sea drilling project sites 501/504 and 505, Costa Rica rift // *Initial Reports of DSDP.* Wash., 1983. V. 69. P. 565-572.
26. *Robinson P. T., Flower M. F. J., Schminke H. U., Ohnmacht W.* Low-temperature alteration of oceanic basalts, DSDP Leg 37 // *Initial Reports of DSDP.* Wash., 1977. V. 37. P. 775-789.
27. *Sato H.* Segregation vesicles and immiscible liquid droplets in ocean-floor basalts of hole 396B, IPOD/DSDP leg 46 // *Initial reports of DSDP.* Wash., 1979. V. 46. P. 283-286.
28. *Scott R. B., Hajash A.* Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study // *Amer. J. Sci.* 1976. V. 276. P. 480-501.
29. *Shido F., Miashiro A., Ewing M.* Compositional variations in pillow lavas from the Mid-Atlantic Ridge // *Marine Geol.* 1974. V. 16. P. 177-190.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
28.VII.1987

УДК 551.577.11/551.782.12(470)

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В СРЕДНЕМИОЦЕНОВОМ БАССЕЙНЕ ПРЕДКАВКАЗЬЯ В СВЯЗИ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ПАЛЕО-ДОНА

НЕДУМОВ Р. И.

В статье рассмотрены литолого-фациальные особенности западной, центральной и восточной частей среднемиоценового Предкавказского палеобассейна и их связь с конфигурацией миоценовой речной сети. Сделан вывод о миграции устья крупнейшей реки Русской платформы — палео-Дона в течение среднего миоцена.

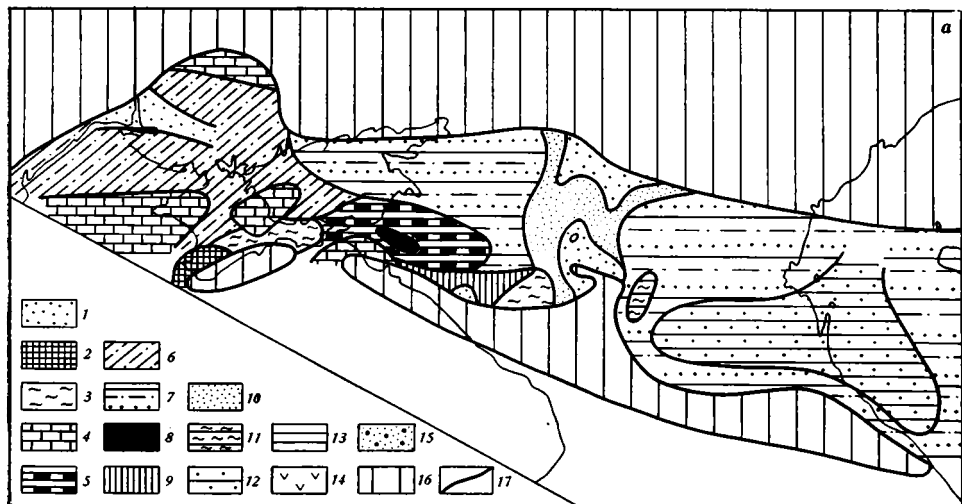
Миоценовое и, в частности, среднемиоценовое время является одним из наиболее интересных периодов в истории Предкавказского бассейна. Именно в среднем миоцене на смену обширному и довольно однородному по особенностям седиментации майкопскому морю возник меньший по площади, но значительно более дифференцированный по условиям осадконакопления бассейн.

На протяжении ряда лет в лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР под руководством В. Н. Холодова проводились работы, посвященные литолого-фациальному и литолого-геохимическому изучению среднемиоценовых отложений Предкавказья. Их результатом явился литолого-фациальный профиль, протянувшийся более чем на 1000 км вдоль Кавказского хребта — от разреза по р. Сулак на востоке до разреза урочища Малый Камышлак на западе. Профиль включает 16 детально описанных и опробованных разрезов, общая мощность которых приблизительно составляет 7 км. Территориально профиль распадается на три части: западную, центральную и восточную, которые соответствуют западной, центральной и восточной зонам палеоморя, различавшимся условиями седиментации. Западная зона включает Керченский полуостров и Западное Предкавказье, а центральная и восточная зоны соответствуют Центральному и Восточному Предкавказью.

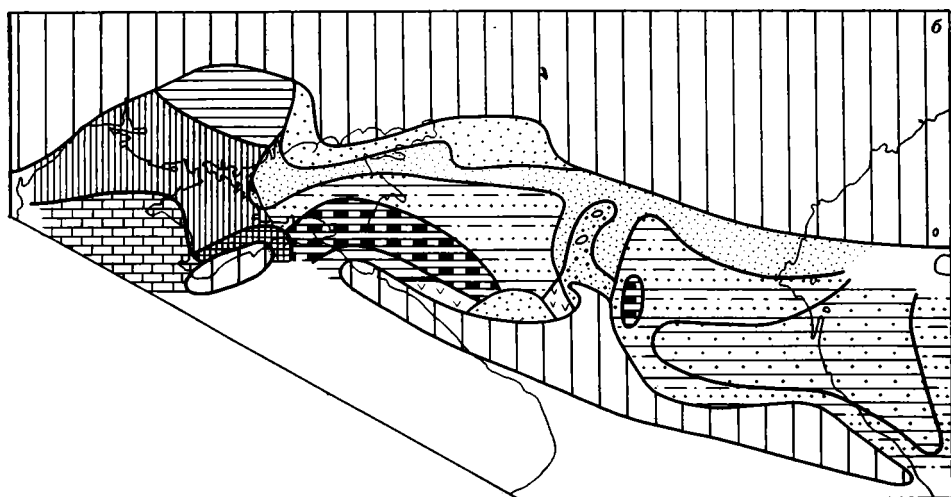
В тектоническом плане восточная и западная зоны соответствуют Терско-Кумской и Азово-Кубанской впадинам и осложняющим их передовым прогибам, а центральная — разделяющему эти впадины Ставропольскому своду и Беломечетскому прогибу.

Воспользовавшись результатами изучения этого профиля [17, 21, 22], а также литературными данными [1, 2, 6—8, 10, 11, 15, 20, 23 и др.], кратко охарактеризуем особенности среднемиоценовых отложений различных зон палеобассейна.

Западная зона (фиг. 1). Отложения среднего миоцена Причерноморья и Крыма представлены разнообразными фациями мелководного моря. Отложения фации известково-глинистых осадков относительно глубоководных частей моря появляются лишь в Западном Предкавказье в осевой части палеобассейна. В западной зоне среднемиоценового бассейна доля песчаных отложений в разрезе минимальна. Они развиты главным образом в северной части Западного Предкавказья и представлены отложениями фаций переслаивания песчано-алевритоглинистых осадков малоподвижного мелководья, а также алевритопесчаных осадков подвижного и сильно подвижного, в том числе приустьевого, мелководья. Необходимо отметить, что площадь распространения этих песчаных отложений заметно увеличивается в конце карагана и конке, а контуры фаций в плане (см. фиг. 1, б, в) наводят на мысль о существовании палеореки, занимавшей место современного Дона. Надо сказать, что наличие в карагане — конке довольно крупной реки, впадающей в западную



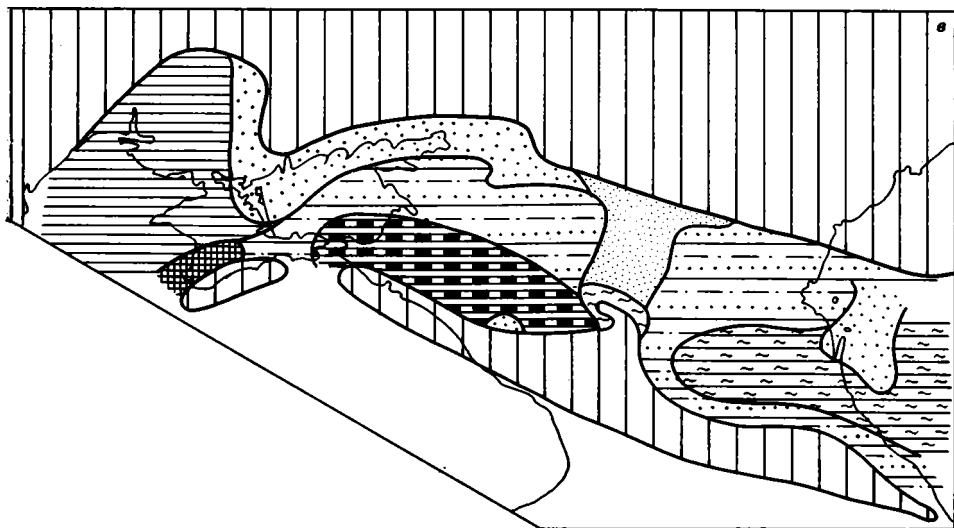
Фиг. 1, а



Фиг. 1, б

часть палеоморя в районе современного устья Дона, подтверждается находками в пойме Дона у ст. Мелиховской и в некоторых других местах погребенных долинообразных врезов с крутыми склонами шириной до 500 м и более и глубиной до 60 м. Долины выработаны в отложениях харьковской свиты палеогена и заполнены песчано-глинистыми отложениями, среди которых широко распространены темные глины, переполненные растительными остатками. Эти отложения получили название мелиховской свиты [19]. Анализ спорово-пыльцевых комплексов из флороносной толщи мелиховских врезов, произведенный Е. Н. Анановой, позволил отнести их к карагану — конке. Кроме того, в этих же отложениях у ст. Богаевской были обнаружены раковины *Spaniodontella pulchella* Baily, а в низовьях р. Сал остракоды, характерные для карагана. Эти данные дали возможность Г. Н. Родзянко сделать вывод о совпадении в плане положения долин миоценового и современного Дона [19] (фиг. 2, а).

В северо-западной части западной зоны в чокракских отложениях фиксируется язык отложений фации алевитопесчаных осадков сильно подвижного мелководья, в том числе его приустьевой части, который, по-видимому, маркирует устье палео-Днепра. В среднем миоцене водный и твердый стоки этой реки были относительно невелики. Об этом свиде-



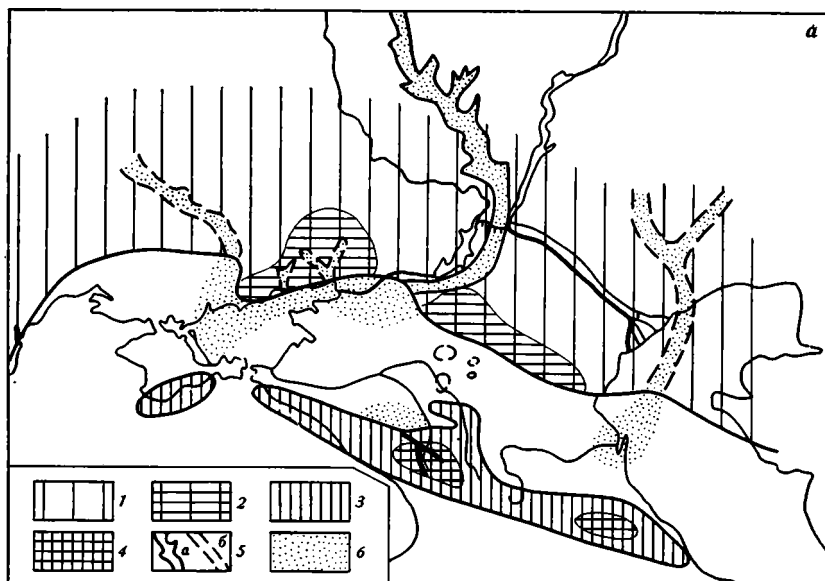
Фиг. 1, е

Фиг. 1. Литолого-фациальные схемы чокракских (а), караганских (б), конкских (в) отложений Предкавказья (по данным [1, 2, 10, 15, 20, 23] с добавлением от автора) 1–15 – отложения фации: 1 – алевритопесчаных осадков сильно подвижного в том числе приустьевое мелководья (ММД); 2 – песчано-карбонатных осадков прибрежного подвижного мелководья (МПК); 3 – песчано-карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья (МПК_г); 4 – глинисто-карбонатных осадков малоподвижного мелководья (ММИ); 5 – известково-глинистых осадков относительно глубоководных частей моря (МГК); 6 – глинисто-алевритопесчано-карбонатных осадков мелководных частей моря (ММК); 7 – переслаивания песчано-алевритоглинистых осадков малоподвижного мелководья (МММ); 8 – алевритопесчаных осадков подводного поднятия (ММП_п); 9 – карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья (МПИ); 10 – алевритопесчаных осадков подвижного мелководья (ММП); 11 – алевритоглинистых осадков относительно глубоководных частей моря (МГТ); 12 – песчаных осадков донных течений и алевритоглинистых осадков относительно глубоководных частей моря (МГП, МГТ); 13 – глинистых осадков застойного прибрежного мелководья (МПЗ); 14 – алевритоглинистых осадков прибрежного мелководья (МПТ); 15 – алевритопесчаных осадков сильно подвижного мелководья (ММБ); 16 – суша; 17 – границы фаций

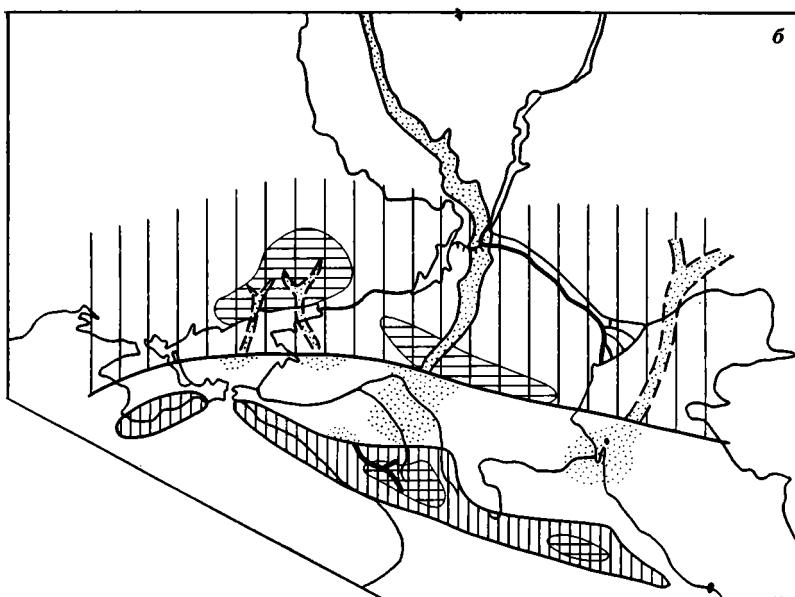
тельствуют небольшая мощность и площадь распространения глинисто-песчаных осадков, накопившихся в чокраке – карагане в районе ее устья, а также отсутствие значительных врезов палеодолины – они не превышают 20–30 м в бассейне нижнего Днепра [16].

Центральная зона. Эта часть бассейна представляет собой промежуточную, переходную зону между западной и восточной чашами среднемиоценового моря. Здесь, в пределах Ставропольского свода, накопилась относительно маломощная по сравнению с западной и восточной зонами глинисто-песчаная толща отложений фации алевритопесчаных осадков подвижного и сильно подвижного, в том числе приустьевое мелководья (см. фиг. 1, а–в). Отложения носят следы многочисленных размывов, в песчаниках, как правило, наблюдается косая и волнистая слоистость, нередко они приобретают оолитовое строение за счет карбонатных «рубашек», облекающих кварцевые песчинки. Все это свидетельствует о мелководном характере осадконакопления и о неоднократном перемыве и переотложении терригенного материала.

В Беломечетском прогибе, в отличие от Ставропольского свода, в среднем миоцене шло накопление главным образом глинистых, алевритовых и карбонатно-глинистых отложений. Практически весь песчаный материал сконцентрирован в нижней части чокрака в виде мощных песчаных прослоев. На Ставропольском своде при общем преобладании



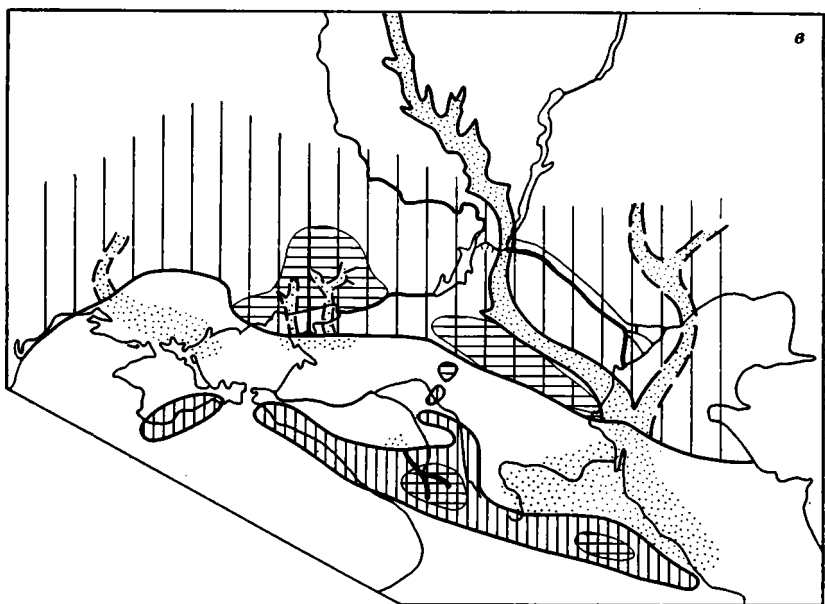
Фиг. 2, а



Фиг. 2, б

песчаного материала в разрезе доля его снизу вверх уменьшается. Платформенное происхождение песчаных отложений подтверждается изучением комплексов терригенных минералов, которое показало широкое распространение в песчаных осадках группы устойчивых минералов, таких, как циркон, рутил, турмалин, гранат, а также постоянное присутствие дистена и ставролита. Подобный комплекс терригенных минералов определенно указывает на Русскую платформу как на источник материала песчаных прослоев [3, 4, 9, 12]. Интересно отметить тот факт, что В. А. Гроссгейм [12] на основании анализа схемы терригенно-минералогических провинций чокрака делает вывод о том, что песчаный материал поступал в бассейн в двух местах: в Ставрополье и в районе Северного Каспия (фиг. 3).

По-видимому, в раннем чокраке в центральную зону бассейна с платформы поступила крупная порция песчаного материала, а затем по-



Фиг. 2, б

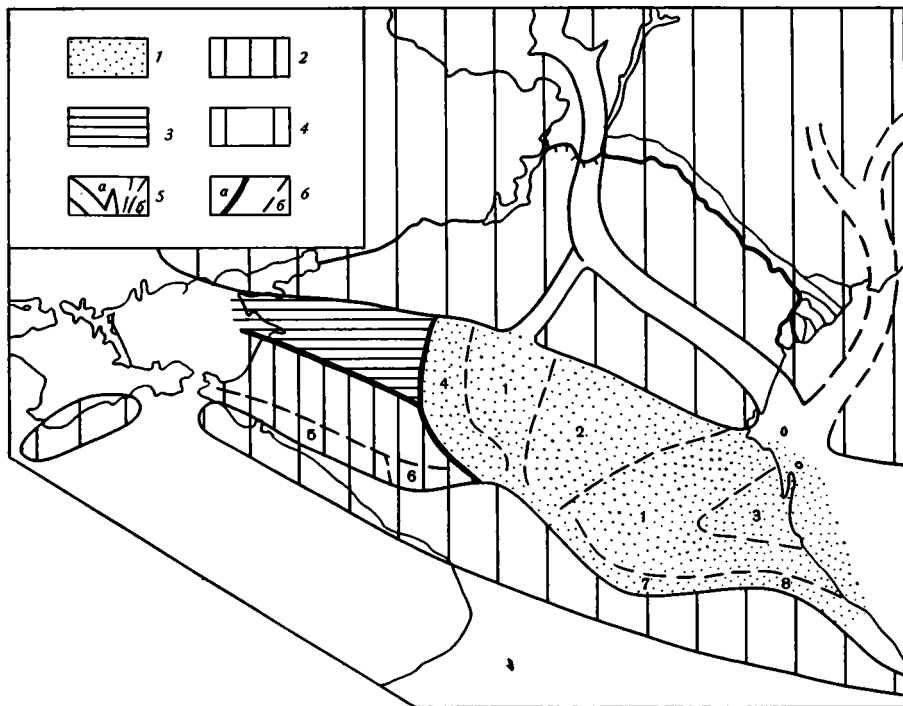
Фиг. 2. Палеогеографические схемы Предкавказья для среднемиоценового времени (а — караган — конк; б — ранний чокрак; в — чокрак — караган)
1 — северная суша; 2 — возвышенные участки северной суши; 3 — кавказская суша; 4 — возвышенные участки кавказской суши; 5 — контуры долин палеорек (а — прослеженные, б — предполагаемые); 6 — площади преимущественного накопления песчаного материала

ставки песка резко сократились. Высокая песчанистость всего среднемиоценового разреза на Ставропольском своде объясняется тенденцией к воздыманию этой структуры в чокракско-караганское время, в результате чего накопившиеся в раннем чокраке песчаники неоднократно перемаывались и переоткладывались в условиях мелководья, в то время как в погружавшемся Беломечетском прогибе шло формирование глинистой толщи.

Песчаный материал в раннем чокраке поставлялся крупной платформенной рекой, деятельность которой нашла отражение в мощностях отложений, накопившихся в северной части Ставрополя. Если воспользоваться данными Атласа литолого-палеогеографических карт [2] и построить изолинии мощностей чокрака, то, несмотря на многочисленные размыты, которые существенно исказили первоначальную картину распределения осадков на Ставропольском своде, все же можно с уверенностью говорить о существовании в северной части района крупной реки, конус выноса которой отражается в рисовке изопакит (фиг. 4). Следует отметить, что на карте караганских отложений следы палеореки уже не отмечаются.

Четко выявившийся на схеме равных мощностей чокрака конус выноса платформенной реки располагается на продолжении узкого извилистого каньона, врезанного почти на 400 м в майкопские отложения и заполненного ингрессивно-морскими отложениями чокракского (по данным спорово-пыльцевого анализа) возраста. Этот каньон, выявленный Н. И. Лупаревым и затем изученный В. С. Косаревым [13, 14] в районе ст. Дивной, располагается на продолжении прослеженной более чем на 1 тыс. км долины палео-Дона и, по мнению Ю. И. Иосифовой [16], представляет собой его устьевую часть (см. фиг. 2, б).

Восточная зона. Характерной чертой этой части среднемиоценового палеобассейна является чередование в разрезе мощных алевроглинистых и песчаных пачек. Глинистые отложения принадлежат главным образом фации алевроитоглинистых осадков относительно глубоко-

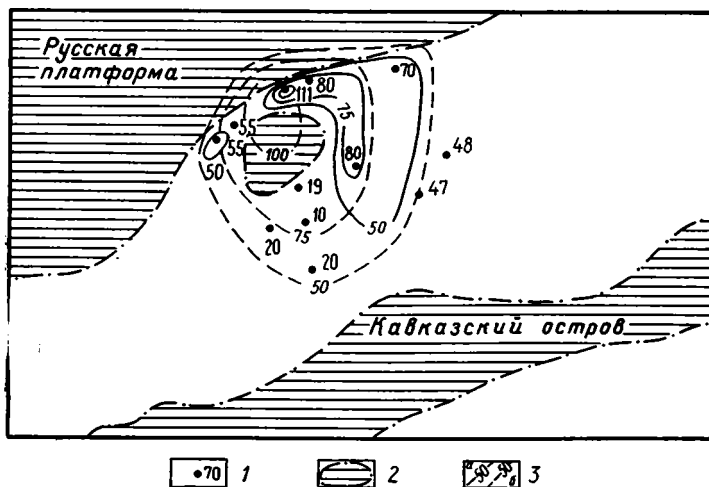


Фиг. 3. Схема терригенно-минералогических провинций чокрака (по В. А. Гроссгейму [12])

1–3 – провинции (1 – Восточно-Предкавказская, 2 – Кубанская, 3 – Донская); 4 – суша; 5 – контуры долин палеорек (а – прослеженные, б – предполагаемые); 6 – границы (а – провинций, б – подпровинций).

Цифрами на схеме обозначены подпровинции: 1 – Сунженская; 2 – Озек-Суатская; 3 – Махачкалинская; 4 – Черкесская; 5 – Западно-Кубанская; 6 – Восточно-Кубанская; 7 – Нальчикская; 8 – Дарадинская

водной, удаленной от побережья части эпиконтинентального бассейна. Большинство песчаных прослоев выполнено отложениями фации песчаных осадков донных течений, возникающих на продолжении речного потока в морском бассейне. В подобном происхождении песчаных прослоев нас убеждают некоторые текстурно-структурные особенности песчаников. Нижний контакт песчаных прослоев, как правило, резкий и содержит мелкую галечку кварца, мергелей, а иногда довольно крупные (до 20 см в диаметре) обломки глин и глиняные катуны. Нижняя, иногда довольно мощная часть песчаников обычно довольно однородна по составу и сложена относительно чистым мелко- и среднезернистым (реже крупнозернистым) кварцевым песком, причем размерность частиц снизу вверх убывает. Выше в песчаниках появляются прослои алевролитов и глин, количество которых снизу вверх растет. Для песчаников характерно отсутствие фаунистических остатков и наличие косой однонаправленной слоистости потока. Замеры углов наклона косых слоев позволили Н. Б. Вассоевичу и В. А. Гроссгейму [8] построить карты палеотечений для среднемиоценового палеобассейна и тем самым уточнить положение устья палеореки, поставляющей песчаный материал в Восточное Предкавказье. Согласно их построениям, устье палеореки располагалось в районе современного Северного Каспия. Такую рисовку палеоустья подтверждает также схема терригенно-минералогических провинций чокрака (см. фиг. 3), где сама форма терригенно-минералогических провинций в плане четко отражает два источника терригенного материала: один в Ставрополье и другой в районе Северного Каспия. Кроме того, и сам комплекс терригенных минералов, значительную роль в котором играют дистен и ставролит, неопровержимо свидетельствует о платформенном источнике песчаного материала.



Фиг. 4. Изопахиты чокракских отложений северной части Ставропольского свода
1 — скважина и мощность вскрытых ею чокракских отложений по [2]; 2 — зона полного размыва чокракских отложений; 3 — изопахиты чокракских отложений (а — по данным скважин, б — предполагаемые)

Остатки речной долины в непосредственной близости от предполагаемого устья палеореки пока не обнаружены, однако находки отложений яшкульской свиты, представленной мелководными континентально-морскими песчано-глинистыми осадками с прослоями грубозернистых косослоистых песков речного типа [5, 18], позволили В. А. Брылеву [15] по-своему реконструировать положение долины палео-Дона и направить его нижнее течение на восток в сторону Каспийского моря (см. фиг. 2, в). Отложения яшкульской свиты выполняют широкие и глубокие долины, выработанные в породах майкопской свиты и ориентированные с запада на восток, причём амплитуда расчленения погребенного рельефа достигает 200 м. Расширяясь и погружаясь в восточном направлении, они как бы вливаются в Прикаспийскую низменность. Среднемиоценовый возраст яшкульской свиты устанавливается на основании находок чокракской фауны *Leda fragilis* Chern, *Spirialis* sp, а также комплекса спор и пыльцы, характерного для чокрака — карагана.

Для правильного понимания особенностей осадконакопления в восточной зоне палеоморя необходимо отметить, что песчаные прослои широко распространены только начиная со средней части чокрака. В раннем чокраке на большей части территории Восточного Предкавказья накапливались существенно глинистые отложения. Только в северном Дагестане песчаные осадки известны с самых низов чокрака. Неслучайность этого явления подчеркивается и некоторыми изменениями комплексов терригенных минералов нижней существенно глинистой и верхней песчано-глинистой частей чокрака, что, по-видимому, свидетельствует о переменах в источнике сноса в бассейн терригенного материала [11].

Итак, рассмотрение литолого-фациальной характеристики Предкавказского чокракско-караганского палеобассейна, а также анализ расположения палеоврезов долин среднемиоценовых рек, проведенный в работах ряда исследователей [5, 16, 19], приводит к парадоксальной ситуации: в каждую из трех зон палеобассейна значительные массы терригенного материала выносит одна и та же река — палео-Дон. Причем рисовка большей части палеодолины этой реки у разных авторов близка и разночтения появляются только в нижнем ее течении. Несомненно, что палео-Дон оставил следы своей деятельности и в Западном, и Центральном, и Восточном Предкавказье, но, и это следует особенно подчеркнуть, эти следы *разновременны* и возникли в результате того,

что эта река в течение среднего миоцена дважды изменяла направление своего нижнего течения.

Действительно, накопление основной массы песчаных осадков в центральной зоне палеобассейна шло только в раннем чокраке и ингрессивные отложения в Ставропольском каньоне датируются чокраком. В восточной зоне прослой кварцевых песчаников накопились в течение чокрака и карагана, исключая ранний чокрак и поздний караган, и отложения яшкульской свиты датируются чокраком и караганом. Наконец, в западной зоне доля песчаных отложений увеличивается в конце карагана — конке и этим же временем датируются отложения мелиховской свиты.

Как крупная речная артерия палео-Дон сформировался в предсредне-миоценовое время, причем огромные размеры (общая длина долины превышает 1200 км, ширина в средней части 40—50 км, площадь водосбора приблизительно составляет $1,5 \cdot 10^6$ км²), линейность очертаний, длительность существования долины указывают на значительную роль тектоники в образовании этой реки. Тектоническая деятельность и трансгрессивно-регрессивные движения палеоморя определяли, по-видимому, и изменения направления течения палео-Дона в среднем миоцене.

Вкратце среднемиоценовую историю палео-Дона можно охарактеризовать следующим образом. Первоначально устье палео-Дона располагалось в северной части Ставрополя. В результате регрессии моря и понижения базиса эрозии, связанных, очевидно, с процессами альпийского тектогенеза, затронувшими в среднем миоцене территорию Предкавказья, палео-Дон в короткое время вынес на Ставропольский свод и в Беломечетский прогиб значительные массы песчаного материала и прорезал при этом глубокий 400-метровый каньон в майкопских отложениях, развитых по побережью моря. При этом в восточной части моря песчаные осадки поступали лишь в район Северного Дагестана, а поставщиком их служила очевидно палео-Волга. О деятельности палео-Волги трудно сказать что-нибудь определенное, так как остатки ее миоценовой долины были либо уничтожены впоследствии, либо еще не найдены [5]. Во время последующей трансгрессии моря воздымавшиеся Южно-Ергенинское и Донецкое поднятия создали преграду на пути палеореки, и палео-Дон при следующей регрессии моря был вынужден повернуть на восток и сформировать долину в районе Яшкульей, а устье — в северной части современного Каспийского моря вблизи или совместно с палео-Волгой. Совокупная деятельность этих двух крупных платформенных рек привела к образованию на большей части площади восточной зоны мощного песчаного прослоя. Последовавшая затем серия трансгрессивно-регрессивных движений моря привела, с одной стороны, к образованию примерно 20 песчаных прослоев в чокракско-караганской толще Восточного Предкавказья, а с другой — к формированию целого ряда довольно глубоких (до 200 м) палеоврезов, заполненных отложениями яшкульской свиты и погружающихся в сторону Каспийского моря. Наконец, где-то во второй половине карагана, после одной из трансгрессий палео-Дон еще раз изменил направление своего нижнего течения, повернув на запад. Однако интенсивность тектонических движений, судя по глубине палеоврезов, на протяжении среднего миоцена постепенно убывала и в конце карагана — конке была невелика, вследствие чего воздействие палео-Дона на литолого-фациальную картину западной зоны бассейна было небольшим, а врез его палеодолины, заполненной отложениями мелиховской свиты, не превышал 60 м.

Таким образом, крупнейшая речная артерия Русской платформы в среднем миоцене — палео-Дон оказывал огромное влияние на процессы осадконакопления в Предкавказском палеобассейне. Миграция устья палео-Дона в течение среднемиоценового времени в значительной степени обусловила литолого-фациальное своеобразие западной, центральной и восточной зон палеоморя.

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. II. Л.: Гостехиздат, 1961.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. М.: ГУГК, 1967.
3. Батурич В. П. Некоторые черты палеогеографии чокракского бассейна в новом освещении // Докл. АН СССР. 1944. Т. 45. № 4. С. 170–173.
4. Блаженков С. А. Основные черты минералого-петрографической характеристики караганских и чокракских отложений Терской нефтяной области // Тр. ГНИ (Сборник работ 1945–1946 гг.). 1947. С. 43–67.
5. Брылев В. А. Палеогеоморфология речных долин юго-востока Русской равнины // Геоморфология. 1984. № 3. С. 22–29.
6. Буриштар М. С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Л.: Гостехиздат, 1960. 215 с.
7. Буряк В. Н. Миоценовые отложения Восточной Кубани // Тр. КФ ВНИИ. 1960. Вып. 3. С. 67–82.
8. Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба) // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 128. С. 9–220.
9. Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. К палеогеографии северо-восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху // Геол. сборник. 1951. № 1 (IV). С. 15–27.
10. Геология СССР. Т. IX. М.: Недра, 1968. 425 с.
11. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья // Тр. КЮГЭ. 1958. Вып. 1. 621 с.
12. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 180. 376 с.
13. Косарев В. С., Козар Л. А., Ипатова З. М. Новые данные о каньоне в майкопских отложениях Северного Ставрополя // Докл. АН СССР. 1965. № 2. С. 403–406.
14. Косарев В. С., Онопа С. И. Каньон в майкопских отложениях Северного Ставрополя // Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. Сер. геол. Науч. анал. и тематический обзор ЦНИИТЭИнефтегаз. М.: Недра, 1963. С. 48–51.
15. Маймин З. Л. Третичные отложения Крыма. М.: Гостехиздат, 1951. 230 с.
16. Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.
17. Недумов Р. И. О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Центрального Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 48–60.
18. Родзянко Г. Н. Миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов н/Д, 1965. С. 84–101.
19. Родзянко Г. Н. Континентальный и континентально-морской миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги // Состояние изученности стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области и задачи дальнейших исследований. Уфа: Изд-во Башк. фил. АН СССР, 1976. С. 102–116.
20. Стратиграфия СССР. Т. 12. М.: Изд-во АН СССР. 1940. 687 с.
21. Холодов В. Н., Недумов Р. И. К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 59–84.
22. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 207 с.
23. Щерик Е. А. Стратиграфия и фации третичных отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. М.: Гостехиздат, 1957. 178 с.

УДК 553.068.6/551.733.1(474)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ОРДОВИКА ПРИБАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ.

СООБЩЕНИЕ 1. ДИКТИОНЕМОВЫЕ СЛАНЦЫ

ЖМУР С. И.

В статье показано, что диктионемовые сланцы Прибалтики являются образованиями сублиторальной фации морского бассейна и что основными продуцентами органического их вещества служили бентосные микробные организмы, функционировавшие в условиях спокойных распресненных вод, обогащенных гумусовыми кислотами аллохтонного происхождения. Объясняется причина слабой деструкции органического вещества в диагенезе — быстрая его консервация в литифицированных чехлах микроорганизмов и закисление среды.

В ряду платформенных проявлений морских углеродистых пород нижнего палеозоя диктионемовые сланцы и кукерситы ордовика Прибалтики занимают особое место. Причина не только их практическая ценность, но и явное индивидуальное своеобразие этих пород, свидетельствующее о специфичности и несхожести условий их накопления.

Вопросы, связанные с происхождением диктионемовых сланцев и кукерситов, давно привлекали внимание исследователей, но из-за имевшихся трудностей в установлении источника органического вещества во многом оставались нерешенными или спорными. Поэтому отсутствует удовлетворительное объяснение тех или иных закономерностей их вещественного состава.

В последние годы благодаря совместной работе с микробиологами (В. М. Горленко) удалось не только по-новому взглянуть на проблему происхождения горючих сланцев Прибалтики, но и в той или иной мере увязать воедино разрозненные данные отдельных исследователей.

Диктионемовые сланцы стратиграфически связаны с отложениями пакеротского горизонта нижнего ордовика, которые представлены исключительно терригенными осадками. Нижняя (до 10 м) половина этой толщи представлена разнозернистыми кварцевыми песками с характерной волнистой косой слоистостью мелководных морских осадков, обилием мелких размывов и фосфатизированными раковинами моллюсков; верхняя (0,1—8 м) — выдержанной монотонной пачкой диктионемовых сланцев, прослеживающейся вдоль всего южного склона Балтийского щита. Лишь в зонах замещения этой пачки песками однообразие ее нарушается вследствие появления в диктионемовых сланцах тонких (до 3—4 см) светлых кремнистых прослоек, состоящих из спикул губок, сероватых алевритистых слоев, а также линз пирита и антропоконита.

В литологическом отношении диктионемовые сланцы представляют собой достаточно однородную по содержанию органического вещества (8—12%) и минеральному составу тонкослоистую алевритопелитовую породу темно-серого цвета. В органической составляющей их наряду с керогеном были обнаружены аминокислоты и гумусовые кислоты. При этом было замечено, что содержание этих компонентов в целом возрастает в западном направлении в сторону увеличения однородности разреза пачки сланцев [9, 18, 21].

Кероген диктионемовых сланцев, по данным его петрографического изучения [6, 23], сложен преимущественно бесструктурным органическим веществом (сапроколлинитом)¹, тонко перемешанным с глинистым

¹ Здесь и далее микрокомпонентный состав керогена сланцев приводится согласно классификации Л. И. Боголюбовой, П. П. Тимофеева и С. В. Пронина [3].

веществом. Структурные фрагменты (альгинитоталломит) имеют подчиненное значение, как и псевдовитринит и кутинит. В шлифах обнаруживается угольный детрит и гумусовые гелифицированные включения [13]. Изучение химического состава керогена [11, 12] показало, что для него характерны сравнительно небольшие колебания в содержании углерода (63,6–75,4%) и кислорода (10,7–24,2%), низкое содержание водорода (7,7–9,0%) и повышенное — азота (до 4%).

Хлороформный битумоид (ХБА) диктионемового сланца [1] практически лишен общих с нефтяным веществом свойств. Для него характерна обедненность всех компонентов углеводородными структурами и высокое содержание кислородных групп преимущественно фталатного типа в бензольных и спиртобензольных смолах. В маслах ряд *n*-алканов заканчивается на C_{28} , а ряд изопреноидов — на C_{26} ; жидкие *n*-алканы составляют всего 5% от общего их количества, а в ряду изопреноидов они вообще отсутствуют.

Минеральный состав диктионемовых сланцев [2, 10, 13, 22] определяют пелитовые частицы (до 50–70%) и минералы алевритовой фракции (до 30% и более). Глинистая фракция состоит из монтмориллонита, гидрослюд, разбухающей гидрослюды и мусковита. Встречаются каолинит и хлорит. Алевритовая фракция практически нацело состоит из терригенных минералов — кварца и полевого шпата (последний преобладает). В тяжелой фракции этой же размерности установлены турмалин, циркон, апатит, гранат, в виде единичных зерен — альбит, ставролит, эпидот, диастен, анатаз, амфибол, пироксен, рутил, барит, магнетит, гематит. Из аутигенных минералов отмечены гипс и франколит.

В диктионемовых сланцах имеется еще слабо изученная аморфная неорганическая фаза (~20%), состоящая из окислов железа и кремния [22]. По всей породе наблюдается тонкая вкрапленность аутигенного пирита, содержание которого колеблется от 3 до 10%.

К характерной особенности диктионемовых сланцев следует отнести исключительную бедность их фаунистическими остатками. Кроме граптолитов, давших название этим сланцам (род *Dictyonema*), на плоскостях напластования встречаются редкие остатки конодонтов и иногда отдельные створки оболочек. В верхней части толщи диктионемовых сланцев в шлифах выявлены единичные виды фораминифер *Psammospaera* и *Thuramina* [8].

• Источник органического вещества и условия накопления. Условия образования диктионемовых сланцев изучены недостаточно, в основном из-за трудностей установления источника их органического вещества. Относительно последнего существуют различные мнения. Одни исследователи полагают, что органическое вещество рассматриваемых сланцев генерировали граптолиты [15, 21, 24], другие, — что оно является продуктом деятельности различных простейших водорослей — зеленых, синезеленых, золотистых и динофлагеллат [20], а также акритарх [14].

Проведенные нами исследования, обобщение и обработка литературных данных показывают, что органическое вещество диктионемовых сланцев имеет сложную аллохтонно-автохтонную природу. Организмы — продуценты автохтонного органического вещества были изучены нами с помощью электронного сканирующего микроскопа с приставкой Link, а также в шлифах в световом микроскопе при темнопольном конденсоре. Основные результаты этого исследования демонстрируются на фиг. 1. На представленных снимках отчетливо видны хорошо сохранившиеся объемные фрагменты нитей различного диаметра, часто окруженные чехлами, составляющие биседиментационную микростроматолитовую структуру диктионемового сланца.

Среди идентифицированных микроорганизмов доминируют колоннальные *Microcoleus chthonoplastes*. Трубочатые литифицированные остатки микроколоний этих организмов в исследованных образцах имеют обычно диаметр до 30 мк, что совпадает с размерами *Microcoleus chthonoplastes* в современных водоемах. Внутри толстого общего чехла содержатся более тонкие трубочатые элементы диаметром около 10 мк, объединяющие до



Фиг. 1. Литифицированные остатки микроорганизмов — продуцентов автохтонного органического вещества диктионемовых сланцев ордовика Прибалтики
а — отслоившаяся нитчатая цианобактерия (шлиф под световым микроскопом с темнопольным конденсором, увел. 430); **б—г** микростроматолитовая слоистая структура мата (напыленные углеродом сколы сланца под сканирующим электронным микроскопом, бар 10 мкм). **I** — общие чехлы микроколоний *Microcoleus chthonoplastes*, **II** — чехлы отдельных ее нитей, **III** — чехлы зеленой бактерии *Chloroflexus*, **IV** — фрамбoidalный пирит по колонии серобактерий

четырёх-пяти индивидуальных нитей. Нить может быть окружена собственным тонким чехлом, средняя длина индивидуальных клеток составляет 4–5 мк при ширине 3 мк (фиг. 1, *а, б*). Кроме того, под сканирующим микроскопом обнаруживаются частые тонкие (0,5–1 мк) трубчатые образования, которые, по всей видимости, являлись чехлами зеленых бактерий рода *Chloroflexus* (см. фиг. 1, *в*), заселяющих в современных морских водоемах периферическую часть колоний *Microcoleus chthonoplastes* [25], а также сужающиеся к концу нити *Colothrix*, современные виды которого имеют гетероцисты и активно фиксируют молекулярный азот.

Помимо перечисленных выше микроорганизмов в формировании органического вещества диктионемовых сланцев принимали участие микроколонии пурпурных бактерий *Thiocapsa* и *Thiocystes*. Это заключение можно сделать на основании наличия в диктионемовых сланцах пиритных фрамбоздров размером 1,5–2 мк, по-видимому, являющихся отдельными клетками этих колоний. В пользу микробиального происхождения фрамбоздров пирита свидетельствует их морфологическое сходство с микроколонирами пурпурных бактерий вплоть до наличия окружающей их оболочки (см. фиг. 1, *г*) и имеющиеся в литературе [30] указания по этому поводу. Микроколонии поселялись в покинутых чехлах нитчатых микроорганизмов.

Выявленный в диктионемовых сланцах комплекс цианобактерий с доминирующим *Microcoleus* характерен для гладких, аэробных микробных матов, развивающихся в мелководных прибрежно-морских условиях (глубина контролируется пределами фотической зоны) — лагуны, заливы, сублитораль. В современных условиях маты, подобные установленному в пакеротском горизонте, функционируют в водах различной солености (от 30 до 200‰) и разных широт [26]. У нас нет данных, позволяющих судить, насколько были минерализованы воды области накопления диктионемовых илов, но можно с уверенностью сказать, что они были в значительной мере распреснены. Распресненность бассейна в должной

мере определяет присутствие в цианобактериальном сообществе представителей *Colothrix*, средой обитания которых часто служат солоноватые морские воды или пресные воды озер. О распресненности диктионемового водоема свидетельствуют также данные Грабау и М. Коннелль, приводимые Л. Д. Мирошниковым [16], о находках в граптолитовых фациях нормально развитых эвриптерид и филокардит, являющихся обитателями пресных (речных) вод.

Распреснению водоема во многом способствовал гумидный климат, что подтверждается наличием в минеральной матрице диктионемовых сланцев каолина.

Продуктивность гладких матов с доминирующим *Microcoleus* весьма высока, достигая в отдельных случаях до 300 мг органического углерода в 1 ч на 1 м² площади [29], что обеспечивало достаточно высокую продуктивность роста микростроматолитовых построек. По данным некоторых исследователей [31], скорости роста строматолитов с гладкой поверхностью могут достигать 10 мм/год = 10 км/1 млн. лет. С учетом уплотнения осадка, седиментационной эрозии и наличия перерывов в осадконакоплении эта скорость была безусловно меньше. В Персидском заливе на основании перечисленных выше факторов она составила 0,004 мм/год, или 4 м за 1 млн. лет [32]. Примечательно, что средняя скорость седиментации черных граптолитовых сланцев, вычисленная по скорости накопления граптолитовых зон в Кордильерах (время существования граптолитовых зон определялось по абсолютному возрасту), составила ту же цифру, т. е. 0,004 мм/год [27].

Выявленное бентосное микробальное сообщество и служило основным источником автохтонного органического вещества диктионемовых сланцев, так как планктонные микроорганизмы, которые могли бы участвовать в продуцировании органического вещества, в исследованных образцах не обнаружены.

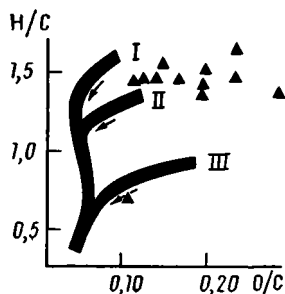
Помимо автохтонного источника органического вещества диктионемовых сланцев существовал и аллохтонный. Это следует из целого ряда фактов. Так, на классификационной диаграмме [33], построенной на атомных соотношениях водорода и углерода (водородный индекс), а также кислорода и углерода (кислородный индекс), кероген диктионемовых сланцев попал во второй (промежуточный) тип, который образован органическим веществом как водорослевого, так и терригенного происхождения (фиг. 2). Петрографическими методами в диктионемовых сланцах установлены гумусовые гелифицированные включения, угольный детрит и кутинит. Кроме того, присутствие аллохтонного органического вещества объясняет высокие содержания кислорода в общем балансе биомассы. И наконец имеется видимая прямая зависимость содержания терригенного глинозема и $C_{орг}$ (фиг. 3), а также указание В. А. Успенского [21]² на наличие в диктионемовых сланцах гуминовых кислот, достигающих в отдельных случаях 40% от общей массы ОВ.

Однако несмотря на то что присутствие аллохтонного органического вещества в диктионемовых сланцах не вызывает сомнения, вопрос о его природе достаточно труден. Сложность прежде всего обусловлена, с одной стороны, противоречивостью биохимических данных о вкладе в кероген диктионемовых сланцев растений суши, а с другой — существующими представлениями об отсутствии высших растений во флоре конца кембрия — начала ордовика. Действительно, попадание фигуративных точек диктионемовых сланцев по водородному и кислородному индексам в поле керогенов смешанного типа указывает на участие органического вещества растений суши в сложении керогена диктионемовых сланцев, в то время как молекулярные биологические метчики ХБА показывают, что органическое вещество высших растений континентального проис-

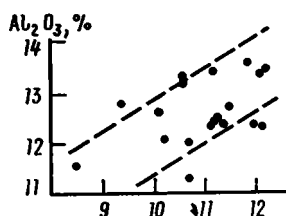
² В. А. Успенский придерживался точки зрения об автохтонной природе гумусового вещества диктионемовых сланцев, рассматривая их как продукт разложения полисахарида (аминогексозы) хитина граптолитов, несущих в себе свойства как углеводной, так и белковой молекулы.

хождения в конечный водоем не транспортировалось — нет явного преобладания нечетных гомологов в высокомолекулярной области $C_{25}-C_{39}$ ($nч/ч=1,2$), да и сама эта область выражена не столь ярко, оканчиваясь на C_{28} . Следует, однако, признать, что несмотря на укороченность, содержание ее гомологов достаточно высокое и составляет 17,6% (см. фиг. 4). И хотя появившиеся в литературе данные о возможном присутствии высших растений значительно ранее девона [5, 7 и др.] во многом это противоречие снимают, сомнения относительно их вклада в органическую массу диктионемовых сланцев остаются.

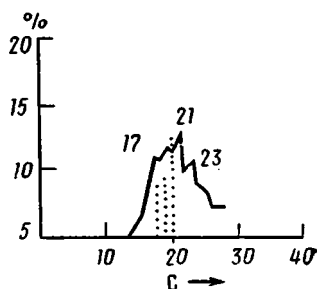
Более вероятно, на наш взгляд, что источником терригенного органического вещества диктионемовых сланцев служили микроорганизмы пресноводных озер, расположенных по краю водоема на континенте.



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 2. Положение фигуративных точек диктионемовых сланцев на классификационной диаграмме керогена [35]. Стрелками показано направление геохимической эволюции. I—III — типы керогена: (I — водорослевый, II — смешанный, III — терригенный). Составлено по данным, приведенным в работах [13, 14]

Фиг. 3. Соотношение содержаний $C_{орг}$ и Al_2O_3 . Составлено по данным, приведенным в работах [13, 14]

Фиг. 4. Распределение нормальных и изопреноидных алканов в маслах фракции ХБА

Разложение этих микроорганизмов привело к созданию водного гумуса озер, который с терригенным стоком был занесен в морской водоем. Высказанное предположение становится еще более весомым, если учесть данные А. П. Виноградова [4] о высоком содержании азота (более 8% на сухой вес) в пресноводных синезеленых водорослях и данные В. А. Успенского [21] о том, что гуминовые кислоты диктионемовых сланцев содержат большой процент азота.

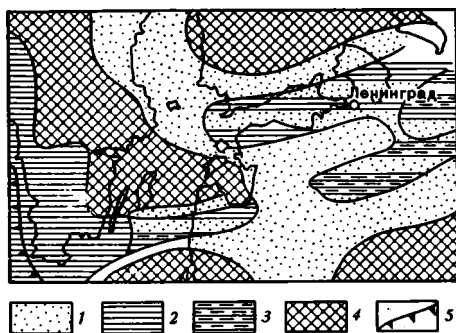
С позиций высказанных представлений о природе органического вещества диктионемовых сланцев можно объяснить повышенное содержание в их органическом компоненте азота. Помимо поступления азота в составе азотсодержащих гумусовых компонентов повышенному содержанию азота в органическом веществе способствовало и само бентосное цианобактериальное сообщество, фиксирующее свободный азот за счет повышенного синтеза фикобелинов (пигмент-белковый комплекс синезеленых водорослей, содержащий азот) в условиях низкой освещенности и аэробноза.

Накопление диктионемовых сланцев связано в целом с регрессивным кембрийско-нижнеордовикским этапом раннепалеозойского Балтийского бассейна, вызванного общим поднятием территории в салаирскую фазу складчатости. В то же время нет сомнения в том, что разрез пакеротских слоев отражает прибрежные условия трансгрессирующего моря: песчаные явно мелководные отложения (косая волнистая слоистость, частые следы перерывов) сменяют литологически выдержанные алевроитоглинистые органогенные образования (диктионемовые сланцы) более глубоких частей бассейна.

Указанная смена осадков, на наш взгляд, несомненно отражала смену переменных литоральных условий осадконакопления на более устой-

чивые условия сублиторали, которые выдерживались во всем временном интервале накопления диктионемовых сланцев. Это постоянство фациальных условий обеспечивалось стабильным тектоническим покоем как площади самого водоема, так и прилегающих к нему областей. С суши в это время сносился однообразный тонкий терригенный материал, в области накопления сланцев шло медленное, незначительное по амплитуде скомпенсированное прогибание. Наличие незначительной примеси тонкого

Фиг. 5. Литолого-палеогеографическая карта северо-запада Восточно-Европейской платформы в главную эпоху накопления диктионемовых сланцев (по [19] с добавлениями) 1 — отложения литорали (пески кварцевые разнозернистые с косой волнистой слоистостью и следами перерывов); 2 — отложения сублиторали (темно-серые граптолитовые илы); 3 — мелководные морские отложения (сероцветные глины); 4 — суша; 5 — граница платформы (линия Ториквиста)



пеплового материала в сланцах [22] не было связано с вулканической деятельностью на прилегающих водораздельных участках. Этот материал поступал, по-видимому, с расположенной к западу Грампианской геосинклинали из островных вулканов.

Условия сублиторали были максимально благоприятными для деятельности бентосного микробиального сообщества. И прежде всего потому, что кластический материал в эту область поступал в ограниченных количествах и не мог подавить функционирование мата. А спокойные воды сублиторали обеспечивали постоянную прозрачность вод, столь необходимую не только для жизни, но и для размножения автотрофных микроорганизмов. Спокойствие вод следует из факта обитания и размножения граптолитов в области накопления диктионемовых сланцев, так как усиленные течения и волноприбойные движения ломали бы рабдосомы граптолитов, что приводило бы к гибели этих организмов. Есть все основания предполагать псевдопланктонный образ жизни граптолитов (крепились к пассивно переносимым водой водорослям) из-за сильного заражения придонных вод сероводородом, которое практически лишало площадь развития мата бентосных организмов. При этом не исключена возможность, что это была верхняя сублитораль (30—40 м), дно которой изредка на небольших участках выходило из под уровня моря, что и явилось в конечном итоге причиной образования глинистой брекчии, описанной А. А. Кордиковым [13] в толще диктионемовых сланцев месторождения Маарду.

Представление о накоплении диктионемовых сланцев в зоне сублиторали согласуется в общих чертах с составленной Р. М. Мяннилем [17] палеогеографической картой пакеотского времени для северо-запада Восточно-Европейской платформы, на которой показано, что область накопления диктионемовых илов Прибалтики приходилась на северную часть достаточно узкого залива (или пролива), который имел незначительную глубину на всем своем протяжении (фиг. 5). Берега этого залива, откуда шел снос в область накопления диктионемовых илов, были преимущественно глинистыми и пологими, поскольку эти условия наиболее благоприятны для жизни и особенно для размножения граптолитов [19]. Глинистые минералы сносились в бассейн как терригенный материал из окружающего пенеппена, где обнажались синие глины кембрия [22]. Что касается дальних областей сноса, поставлявших в бассейн зернистый материал, то ими, согласно минерального их состава, были кислые породы Балтийского щита.

Деструкция органического вещества и диагенез. Деструкция органического вещества происходила практически во всей толще мата в анаэробных условиях. Аэробные условия сохранялись лишь в первых миллиметрах мата, где шло нарастание органической массы. При этом, судя по обогащенности диктионемовых сланцев сульфидом железа (до 50% реакционноспособного Fe), преобладали процессы сульфатредукции. Большая часть выделяющегося в связи с этим H_2S вступала в реакцию с солями железа, образуя нерастворимый сульфид и предохраняя тем самым от токсикации продукционную часть мата.

Предохранительную функцию подобного рода выполняли и пурпурные серобактерии, обычно развитые в промежуточном слое на границе аэробной и анаэробной сред. Эти факультативно анаэробные фотосинтезирующие бактерии, окисляя сероводород, обильно откладывали внутриклеточную серу, которая после отмирания организма, взаимодействуя с гидротроилитом, образовывала фрамбоидальный пирит.

Свидетельством восстановительной обстановки является также величина пристан-фитанового отношения, равная 0,62, и повышенное содержание закисного железа по сравнению с окисным. Но несмотря на восстановительную обстановку, где господствовали процессы сульфатредукции, диа- и катагенетические преобразования органического вещества были незначительными. Это следует из данных петрографического изучения керогена этих сланцев (стадия ПК₂ [1]), положения фигуративных точек диктионемовых сланцев на диаграмме Тиссо и др., преимущественного развития в ХБА неуглеводородных соединений типа сложных гетеросистем, а также данные пиролиза — температура максимума выхода углеводородов $T_{\text{макс}}$ равна 421°С, что меньше максимальных температур, определяющих зону образования жидкой нефти (430–465°С).

Главной причиной слабой деструкции органического вещества были два обстоятельства: быстрая консервация органического вещества в литифицированных чехлах микроорганизмов и закисление среды.

Имеются данные [28], что частично разложенный водорослевый мат литифицируется уже на глубине 1 см. Следует полагать, что подобная ситуация имела место и при образовании диктионемового сланца, так как объемное состояние нитей микроорганизмов — продуцентов автохтонного органического вещества указывает на то, что микростроматолитовая структура сланца создавалась в одну из начальных стадий диагенетического изменения осадка.

Литификация шла как по прижизненным чехлам синезеленых водорослей, так и по посмертной слизи на них. Образующаяся в ходе ее на нитях алюмосиликатная оболочка быстро затвердевала и в связи с этим являлась не только важным фактором для захоронения органического вещества, но служила тем «саркофагом», который выводил его из под действия катагенетических факторов.

Al — Si — K-состав нитей микроорганизмов показывает на достаточно многокомпонентную систему коллоидов, которые замещали чехлы и частично сами клетки микроводорослей алюмосиликатами. Коллоиды-золи образовались в результате жизнедеятельности микроорганизмов, которые перерабатывали поступавшие с суши минеральные компоненты и попавший в водоем воздушным путем тонкий золотый материал.

Слабокислый pH (<7) придонных вод водоема и невысокая ее буферность были связаны с изначальным содержанием в ней гуматов, выделением CO_2 и деструкции органического вещества, как это имеет место в дистрофных водоемах. Снижение pH до 5 и ниже могло препятствовать дальнейшему разложению органического вещества и прежде всего аллохтонного, способствуя тем самым его захоронению.

Повышенная кислотность объясняет преимущественно алюмосиликатное замещение органики и практически полное отсутствие в системе карбонатов.

Таким образом, из изложенного следует, что диктионемовые сланцы Прибалтики представляют собой образования сублиторальной фации трансгрессирующего морского бассейна. Основными продуцентами их ор-

ганического вещества служили бентосные микробные организмы, функционировавшие в условиях спокойных распресненных вод, обогащенных гумусовыми кислотами аллохтонного происхождения. Области сноса служила пенепленизированная суша, сложенная синими глинами кембрия и кристаллическими породами Балтийского щита, на которой господствовал гумидный климат.

Деструкция органического вещества в диагенезе происходила главным образом по пути сульфатредукции. Слабому разложению органической массы способствовала быстрая его консервация в литифицированных чехлах микроорганизмов и закисление среды.

Литература

1. Барташевич О. В., Жмур С. И., Емец Т. П. Нефтематеринский потенциал горючих сланцев платформенного палеозоя СССР // Сов. геология. 1982. № 8. С. 9–14.
2. Бауков С. С. Общая характеристика диктионемовых сланцев // Геология месторождений угля и горючих сланцев. Т. 11. М.: Недра, 1968. С. 145–148.
3. Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П., Пронин С. В. Микрокомпонентный состав ОБ «черных сланцев» Бискайского залива и их нефтематеринский потенциал // Накопление и преобразование седиментитов. М.: Наука, 1978. С. 18–38.
4. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. М.: Изд-во АН СССР, 1944. 106 с.
5. Гинзбург А. И., Толстихина М. С. К вопросу органического вещества из ламинированных глин нижнего кембрия // Сов. геология. 1960. № 1. С. 126–128.
6. Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР) // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 39–52.
7. Давиташвили Л. Ш. Краткий курс палеонтологии. М.: Госгеолгиздат, 1958. 545 с.
8. Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики // Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 15–24.
9. Кальо Д., Кивимяги Э. О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновидности его фаций // Изв. АН ЭССР. Химия и геология. 1970. Т. 19. № 4. С. 334–341.
10. Кивимяги Э. К., Лоог А. Р. Диктионемовые сланцы Эстонской ССР. Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973. С. 11–17.
11. Киррет О. Г., Поликарпов К. К., Луцковская Н. Л. и др. О составе и свойствах диктионемового сланца месторождения Маарду // Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1957. № 2. С. 170–184.
12. Киррет О. Г., Коз Р., Рюндак Л. О химическом составе диктионемового сланца и его керогена (для месторождения Маарду) // Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1959. Т. VIII. № 4. С. 254–256.
13. Кординов А. А. Минералогическая характеристика диктионемовых сланцев Маардуского месторождения // Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1962. Т. XI. № 1. С. 67–72.
14. Лапо А. В., Михайлова Н. С. К вопросу об исходном материале органического вещества нижнеордовикских диктионемовых сланцев // Геология, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1987. С. 98.
15. Манская С. М., Дроздова Т. В. Превращение органических соединений в осадочных породах и органическое вещество граптолитов диктионемовых сланцев // Геохимия. 1962. № 11. С. 953–962.
16. Мирошников Л. Д. Палеогеография и история граптолитовых фаций арктической части СССР // Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960. geomicrobiology. V. 1. 1978. P. 209–225.
17. Мянник Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
18. Наппа Л., Фомина Э., Кивимяги Э. и др. Азотистые вещества керогена диктионемового сланца Эстонии // ХТТ. 1975. № 4. С. 98–104.
19. Обут А. М. Дендронидеи северо-запада Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1953. Вып. 78. С. 26–57.
20. Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Гинзбург А. И. и др. Исходный материал и фациально-геохимические условия формирования вещественного состава ОБ разновозрастных доманикоидных отложений // Геохимия. 1984. № 12. С. 1882–1885.
21. Успенский В. А. Об органическом веществе диктионемового сланца // ХТТ. 1938. Т. IX. Вып. 1. С. 7–17.
22. Утсал К., Кивимяги Э., Утсал О. О методике исследования и минералогии граптолитовых аргиллитов Эстонии // Уч. зап. ТГУ. 1980. Вып. 527. С. 116–138. (Тр. по геологии. Т. VIII.)
23. Юсупова И. Ф., Емец Т. П., Стефанова Е. И., Филиппова В. А. Некоторые петрографические особенности органического вещества Прибалтийских диктионемовых сланцев // Вестн. МГУ. 1972. № 4. С. 91–94.

24. Юсупова И. Ф. Органическое вещество прибалтийских граптолитовых сланцев // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука. Кн. 2. 1981. Вып. 7. С. 141–146.
25. Aizenshtadt L., Lipiner G., Cohen Y. Biogeochemistry of carbon and sulfur cycle in the microbial mats of the Solar Lake (Sinai) // Microbial mats: stromatolites. N. Y., 1984. V. 3. P. 281–310.
26. Bauld J. Microbial mats in marginal marine environments: Shark Bay, Western Australia and Spencer Gulf, South Australia // Microbial mats: stromatolites. 1984. V. 3. P. 35–58.
27. Churkin M., Carter C., Gohnson B. R. Subdivision of ordovician and silurian time scale using accumulation rates of graptolitic shales // Geology. 1977. V. 5. P. 452–456.
28. Gabelein C. D., Goffman P. Algae origin of dolomite laminations in stromatolite limestone // Geol. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. N 3. P. 603–613.
29. Gerdes G., Krumbein W., Holtkamp J. Salinity and water activity related zonation of microbial communitis and potential stromatolites of the Gavish Sabkha // Hyper-saline ecosystems. 1985. P. 238–256.
30. Krumbein W. Algal mats and their litification // Environmental biogeochemistry and geomicrobiology. V. 1. 1978. P. 209–225.
31. Logan B. W., Hoffman P., Gebelein C. D. Algal mats, cryptalgal fabrics and structures Hambelin Pool, Western Australia // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1974. V. 22. P. 140–194.
32. Park R. A note on the significance of lamination in stromatolites // Sedimentology. 1976. V. 23. P. 379–393.
33. Tissot B., Durand B., Espitale J., Combaz A. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum // Ibid. 1971. V. 55. N 2. P. 2177–2193.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.XII.1987

УДК 553.623.54/551.781 (569.1)

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ГЛАУКОНИТА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИРИИ

МУРАВЬЕВ В. И.

Показано, что в палеогеновых отложениях Сирии абсолютные массы глауконита, накопленного в поднятых частях конседиментационных антиклинальных структур, на порядок превышают массы глауконита, отложенного на склонах антиклиналей за тот же отрезок геологического времени. В прогибах, заметно обогащенных глауконитом, слоев не отмечено, а абсолютные массы его исчезающе малы. Сделан вывод о формировании глауконита в приосевых зонах конседиментационных антиклинальных структур.

Палеогеновые отложения Сирии на всей территории их распространения представлены почти исключительно известково-мергельными породами. Лишь в ограниченном числе случаев, на восточной окраине Сирийской пустыни и на поднятии Джебель-Бишри, в верхах палеогена присутствуют слои слабокарбонатных глин и линзы кварцевых песков и песчаников [1, 4].

Рассматриваемая территория в палеогене представляла собой открытую область обширного морского бассейна, перекрывавшего ступенчато погруженную северо-западную часть Аравийской плиты. Ближайшая достоверная суша находилась за несколько сот километров к юго-востоку от Пальмирид (поднятия Рутба, Ирак).

Распределение мощностей палеогеновых отложений подчинено истории развития главнейших структурных элементов этого региона (фиг. 1). Резкое сокращение мощностей имеет место в собственно платформенной части Сирии (Сирийская пустыня). В зоне Антиливана и в пределах Пальмирид накапливались мощные толщи осадков, на порядок и более превосходящие мощности палеогена в платформенной части страны.

В платформенной части Сирии палеоген залегает практически горизонтально, но в Пальмиридах и Антиливане мезозойские и палеогеновые породы дислоцированы и образуют единый структурный этаж. Несколько систем брахиантиклинальных складок, ориентированных субпараллельно оси Пальмирского трога, играют важнейшую роль в образовании рельефа современных Пальмирид. Антиклинальные структуры Пальмирид в палеогене представляли собой конседиментационные поднятия на дне бассейна, сводовая часть которых периодически приближалась к поверхности воды. С этим связано присутствие карбонатных биогерм, обрамляющих присводовые участки брахиантиклиналей в верхнем эоцене, а в отдельных брахиантиклиналях — появляющихся и в среднеэоценовых частях разреза [1, 4].

Глауконитовые горизонты распространены практически во всем разрезе палеогена, но наибольшее их число отмечено в среднеэоценовой части разреза. Они не повсеместны, но уровни их появления в ряде случаев совпадают с границами биостратиграфических зон (по фораминиферовой шкале), а синхронность их возникновения устанавливается с точностью до зоны или подзоны (табл. 1). В ряде случаев наблюдается выпадение части разреза под глауконитовым горизонтом или резкое сокращение мощностей внутри единого горизонта, обогащенного глауконитом.

Состав и распространение глауконитовых пластов. Наиболее обогащенные глобулярным глауконитом породы представлены своеобразными песками смешанного состава. Крупность подавляющей массы песчаных фрагментов соответствует крупности зерен глауконита. Концентрация

Возраст	Зона и ее индекс	Вади Харрара	Джебел-Антар	Джебел-Абиад
Олигоцен	<i>Globigerina tapuriensis</i> P-18			
Верхний эоцен	<i>Globorotalia centralis</i> , <i>G. gortanii</i> P-17			
	<i>Globorotalia cocoaensis</i> P-16			— — — (243/83)
	<i>Globigerapsis semiinvoluta</i> P-15	○○○○(59/83)		○○○○(31/83)
Средний эоцен	<i>Truncorotaloides rohri</i> P-14		○○○○(513/84)	— — — (238/83) — — — (237/83)
	<i>Orbulinoides beckmanni</i> P-13	— — — (52/83)	 (512/84) ○○○○(510/84)	— — — (30/83)
	<i>Globorotalia lehneri</i> P-12	— — — (48 ^a /83) — — — (45/83)	○○○○(509/84)	— — — (29/83)
	<i>Acarinina billbrooki</i> P-11—P10	 (42/83) — — — (39/83)	 (507/84) (506/84)	— — — (233/83) — — — (22/84)
Нижний эоцен	<i>Acarinina pentacamerata</i> P-9	— — — (35/83)	— — — (291/84-к)	— — — (21/83)
	<i>Globorotalia aragonensis</i> P-8			
	<i>Globorotalia formosa</i> P-7		— — — (287/84-к)	— — — (105/83-к)
	<i>Globorotalia subbotinae</i> P-6			— — — (117/83-к)
Палеоцен Датский ярус	<i>Globorotalia velascoensis</i> P-5			
	<i>Globorotalia pseudomenardii</i> P-4		 (141/84-к)	
	<i>Globorotalia angulata</i> P-3		 (139/84-к)	
	<i>Acarinina uncinata</i> P-2			
	<i>Globorotalia trinidadensis</i> P-1c			
	<i>Globorotalia pseudobulloidis</i> P-1b			
	<i>Globigerina eugubina</i> P-1a			
Верхний мел	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>			

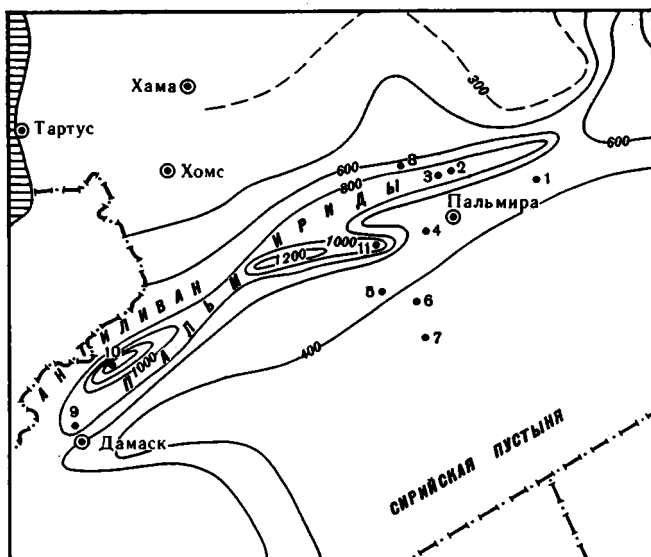
Примечание. Условные обозначения: (○○○) — гравелиты; (— — —) — песчаные мергели с текстурами оползания; (....) — конденсированные осадки. В скобках — номер образца.

глауконитовых зерен колеблется в весьма широких пределах — от 5 до 30%. Глауконит распределен гнездовидно, обогащая отдельные участки песков (>60%) или рассеиваясь в их массе на уровне 5–8%-ного фона. Размеры гнезд, обогащенных глауконитом, составляют 0,5–5 см и, как правило, соизмеримы или несколько меньше, чем встречающиеся в тех же песках галечки фосфоритов. Наряду с фосфатными гальками в песках присутствуют многочисленные и разнообразные по составу фосфатные фрагменты, представленные костными обломками, оолитами, фосфатизированными фораминиферами и комочками водорослевых (?) известняков, копролитов. Ядрами оолитов могут служить любые зернистые фрагменты песков, как фосфатизированные, так и не фосфатизированные, а соотно-

горизонтов в разрезах

Джебел-Хайан	Джебел-Кохле	Вади Радир-эль-Хамель	Бир Алейани	Вади Джхар, вади Джебел	Маараба	Маалюла
					--- (22/85)	
	--- (12/85)		 (70/83)	--- (29/85)		
	--- (11/85)			--- (28/85)		
	--- (10/85)		--- (75/83)	--- (27/85) --- (26/85)		
(106/83-к)	(42/85-к) (9/85)			--- (85/85) --- (24/85)		
(17 ^a /83) ○○○○						
--- (17/83)						
○○○○ (19/83)						
		--- (22/85)				
--- (67/84-к) --- (66/84-к)						
--- (20/83)				(96/85/к) ---		(419/84-к) ---

шение масс фосфатной оболочки оолитов и их ядер всегда сохраняется в пользу резкого доминирования массы ядра вне зависимости от того, является ли ядро карбонатным, глауконитовым или фосфатным обломком. Диа- или эпигенетического разрастания фосфатных зерен не отмечено. Каждое зерно, будь то копролит, фосфатизированная бентосная фораминифера или оолит с ядром любого состава, присутствует в песках без какого бы то ни было изменения петрографической позиции перемытого зерна. Такая особенность фосфатных зерен свидетельствует о формировании их в зоне подвижного осадка. После захоронения зерен, разрастания их, дополнительной фосфатизации не отмечается. Не встречены и песчаники с фосфатным цементом.



Фиг. 1. Изолинии мощностей палеогеновых отложений Сирии (по данным [1, 2])

Разрезы: 1 – Арак (вади Харрара); 2 – Джебель-Антар; 3 – Джебель-Абиад; 4 – Джебель-Хайан; 5 – Джебель-Кохле; 6 – вади Радир-эль-Хамель; 7 – Тарак-эль-Алаб; 8 – вади Джхар, вади Джезел; 9 – Маараба; 10 – Маалюла; 11 – Айн-Барде

Важным компонентом глауконитовых песков являются также обломки карбонатов. Они представлены крупными бентосными фораминиферами или их фрагментами, обломками раковин моллюсков, водорослевых известняков и микрозернистыми карбонатными агрегатами неясной первичной природы. Мелкие планктонные формы (фораминиферы, кокколиты) в песках отсутствуют. Эти три компонента зернистой массы песков (глауконит, фосфаты и карбонаты) практически исчерпывают их состав. Лишь в разрезах восточных платформенных районов Сирии в составе песков появляется кварц. Соотношение фосфатных зерен и глауконита

Состав песков, %

Таблица 2

Порода	Номер образца						
	19/83	31/83	59/83	17 ^a /83	509/84	510/84	513/84
Глаукониты	13	22	7	32	24	1	45
Фосфаты	20	4	2	25	21	72	17
Карбонатные обломки	67	74	91	43	55	27	38

может быть различным в разных горизонтах. В отдельных случаях наблюдаются песчаные разности пород, состоящие только из обломков карбонатов и фосфатов, или породы, в которых глауконит резко доминирует над фосфатными обломками, но третий компонент песчаных пород, представленный карбонатными фрагментами, непременен во всех случаях (табл. 2). Именно он является показателем формирования песчаных слоев палеогена Сирии в результате перемива разноразмерных планктонных и бентосных карбонатных осадков. Незначительная перекристаллизация карбонатного детрита в поровых промежутках песков обеспечивает их цементацию, но контуры биогенных фрагментов, равно как и структурный план слагающего их кальцита, сохраняются полностью.

Нижняя граница песчаных прослоев неровная. Контакт с подстилающими породами резкий, а сами подстилающие породы пронизаны ходами роющих организмов, выполненными также в значительной мере песча-

ным материалом перекрывающего слоя. Верхняя граница таких пластов обычно расплывчата и характеризуется постепенным снижением количества глауконитового и фосфатного материала и уменьшением размеров обломочных зерен. Однако в ряде случаев песчаные глауконитсодержащие пласты столь же четко очерчены и в своей кровле, а убывание количеств глауконитового материала происходит на протяжении нескольких сантиметров разреза. Появление пластов описанного типа сопровождается заметным сокращением мощности подстилающих слоев или даже выпадением из разреза биостратиграфических зон. Выпадение зоны *Truncorotaloides rohri* наблюдается в разрезе вадии Харрара.

Другой тип пород, содержащих глауконит, представлен оползневыми брекчиями с пластически деформированными обломками. В породах этого типа блоки мергелей искривлены, но не потеряли сплошности. Песчаные линзы и гнезда обособлены, деформированы, но в породах не наблюдается равномерного рассеивания глауконита во всем их объеме. Наряду с блоками глауконитовых (фосфат-глауконитовых) песков и блоками мергелей в таких породах обычны гальки фосфоритов, соизмеримые (и мельче) с размерами блоков глауконитовых песков. Текстуры такого типа характерны для пастообразных потоков. Они могут свидетельствовать о периодически возникавших соскальзываниях по склону дна песчаных глауконит-фосфоритовых масс и масс нанопланктонных и нанопланктонно-фораминиферовых илов, сохранивших пластичность, но уже образовавших слой. Оползневые перемещения таких осадков приводили к расчленению их на блоки, искривлению блоков, внедрению части песчаного материала внутрь тонкодисперсных карбонатных илов, но не сопровождалась ни полным усреднением состава оползневого потока во всем его объеме, ни оседанием даже крупных галечек фосфоритов на дно текущего или остановившегося слоя. Каждый элемент такого оползневого потока сохранил присущие ему тиксотропные свойства на всем участке перемещения по склону дна. Условия возникновения и типы текстур, возникающих при движении пастообразных потоков, достаточно подробно описаны в работе [6]. В зависимости от минерального состава, соотношения различных гранулометрических фрагментов и влажности илов начало движения их по склону может произойти при разных углах наклона дна. Однако землетрясения могут серьезно интенсифицировать этот процесс. Подобными породами с пластическими оползневыми текстурами представлены глауконитсодержащие слои в большинстве изученных разрезов.

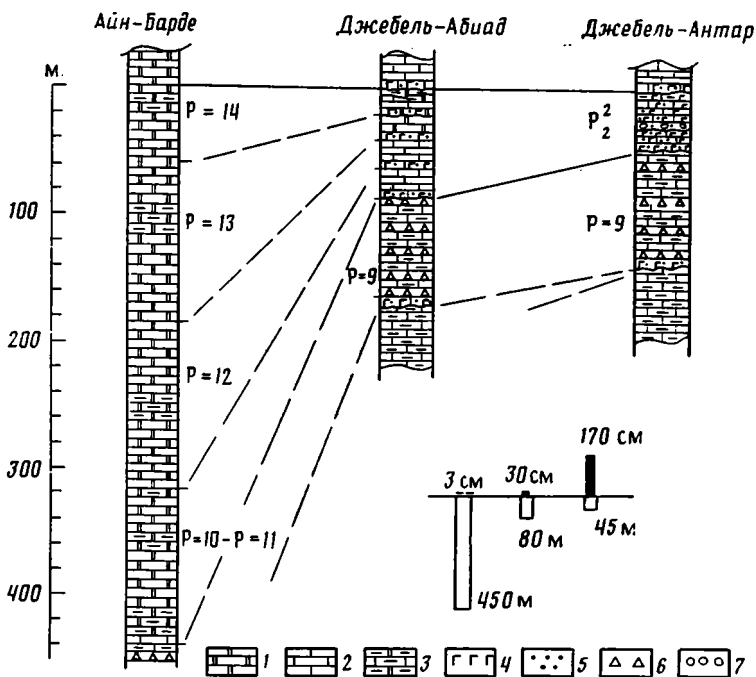
В основании подобных пластов также наблюдаются резкие литологические контакты и сокращение мощностей подстилающих отложений или даже выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений. Выпадение зоны *Globigerina eugubina* наблюдается под базальным слоем глауконитовых мергелей в разрезах Маалюла, Джебель-Хайан, вадии Джхар. Выпадение значительной части палеоцена и нижнего эоцена отмечено под базальным глауконитовым мергелем в разрезе вадии Радирэль-Хамель.

Особого внимания заслуживает наблюдающаяся картина выпадения нескольких зон под базальным глауконитовым горизонтом в основании зоны *Acarinina pentacamerata* в разрезе Джебель-Абиад. Здесь из разреза выпадают все зоны нижнего эоцена. Однако в 150 м от описанного разреза в соседней промоине того же склона Джебель-Абиад базальный глауконитовый горизонт основания зоны *Acarinina pentacamerata* располагается по литологически четкой линии размыва на мергелях подстилающей зоны *Globorotalia aragonensis*. При этом мощности сохранившихся от размыва зон нижнего эоцена составляют здесь около 50 м. Подобная картина может быть объяснена лишь подводно-оползневым срывом осадков на локальной части склона дна. По-видимому, подводно-оползневые явления здесь предшествовали накоплению глауконитсодержащих пород основания зоны *Acarinina pentacamerata*. В рассмотренном случае не исключена и слабая гофрировка крыла структуры и срезание относительно возвышенной части моноклинали.

Помимо описанного типа глауконитовых горизонтов в разрезах палеогена Сирии распространены пачки мергельных пород, включающих как достаточно большое количество мелких форм биогенного карбонатного материала (в том числе планктонных и бентосных фораминифер), так и зерна фосфатов и глауконита. Такие пачки пород располагаются на подстилающих отложениях без видимых следов размыва и лишь некоторая тенденция возрастания доли крупных частиц в мергелях может свидетельствовать об усилении гидродинамической активности в зоне их образования. Обогащение подобных горизонтов глауконитом существенно ниже и обычно не превышает первых процентов от массы пород. Но именно к таким горизонтам может быть приурочено весьма резкое сокращение мощностей соответствующих стратиграфических подразделений. Мощности обогащенных глауконитом мергелей варьируют в весьма широких пределах. Так, в разрезе Джебель-Хайан среднеэоценовая пачка подобных мергелей достигает мощности более 12 м; в других разрезах присутствие рассеянного глауконита в мергелях отмечается в интервалах от нескольких сантиметров до 4 м. Присутствие мергелей, обогащенных глауконитом, является и характернейшим признаком наиболее сокращенного разреза среднего эоцена в Джебель-Антар. В этом разрезе почти на всю мощность среднего эоцена (~40 м) приходится 20 м собственно песков (суммарная мощность нескольких пластов), лежащих на четких плоскостях размыва. Остальная же часть разреза представлена грубыми мергелями с рассеянным глауконитом, среди фаунистических остатков присутствуют только бентосные фораминиферы. Эти породы либо плавню сменяют вверх по разрезу пласты глауконит-фосфатных песков, либо контактируют с собственно песками достаточно четко, но отличаются от них заметным изменением петрографической структуры. Осадки такого рода можно назвать *конденсированными*, т. е. осадками, образовавшимися в процессе непрерывной седиментации, но в условиях активизировавшейся гидродинамики.

Здесь следует перейти к рассмотрению структурно-геологических положений описываемых разрезов палеогена. Современная геоморфологическая позиция доступных для описания разрезов определяется сочетанием двух основных факторов: с одной стороны, каждая положительная структура является одновременно и поднятой в рельефе грядой, а с другой — прочность и устойчивость к размыву пород оказывается далеко не однозначной. Располагающиеся в верхах палеогена массивные известняки олигоцена образуют как бы экраны квест, а в осевых зонах антиклинальных структур, на тех же гипсометрических уровнях вскрыты более мягкие мергели эоцена и палеоэоцена. Такое соотношение прочности пород в каждой антиклинальной структуре предопределило появление срединных долин, трассирующих осевые зоны антиклиналей, обрамленных резко поднятыми в рельефе квестами. Если в ядре антиклинали вскрыты крепкие перекристаллизованные породы древнее маастрихта, то они образуют центральную гряду. Осадки палеогена присводовых частей антиклинальных структур оказались размытыми; доступны для наблюдения лишь разрезы на крыльях антиклиналей. Именно поэтому наиболее широко распространены в доступных для наблюдения разрезах глауконитовые мергели с текстурами пастобразных потоков.

В полном соответствии с позицией разрезов относительно осевой зоны антиклинальных структур находятся и мощности стратиграфических подразделений. На участках, приближенных к осевым зонам антиклинальных складок, отмечается резкое сокращение мощностей различных биостратиграфических зон, а при выходе на участки, удаленные от оси антиклинальных структур, видно возрастание мощностей соответствующих зон и палеогена в целом (фиг. 2). Эта особенность четко прослеживается при сравнении разрезов вадии Айн-Барде (удаленные от оси антиклинальной зоны) и разрезов Джебель-Абиад и Джебель-Антар (последний разрез был более поднятой в рельефе частью антиклинальной структуры). Подобное распределение мощностей свидетельствует о конседиментационном росте антиклинальных структур Пальмирид и Антиливана. Формирова-



Фиг. 2. Строение разрезов среднего эоцена в прогнутой зоне, на крыле структуры и в присводовой зоне конседиментационной антиклинали и абсолютные массы глауконита, накопленные в сопоставляемых разрезах

1 — мелоподобные известняки; 2 — известняки; 3 — глинистые известняки или глинистые мелоподобные известняки; 4 — глауконит; 5 — зернистые фосфориты; 6 — кремни; 7 — фосфоритовые конгломераты

ние конденсированных осадков и песков в поднятых участках конседиментационных структур (Джебель-Антар) могло знаменовать периоды максимального поднятия структур или даже выведения сводовой зоны к урезу воды. На склонах конседиментационных структур в эти же отрезки времени формировались оползневые брекчии с пластически деформированными блоками оползших мергелей и вмонтированными гнездами глауконитовых песков. Так, в разрезе среднего эоцена Джебель-Антар отмечено шесть уровней размыва с залегающими на них пластами песков, но на противоположном борту этой же антиклинали, в разрезе Джебель-Абиад, в этом же стратиграфическом интервале встречен лишь один пласт глауконит-фосфорит-карбонатного песка в кровле среднего эоцена, а в разрезе среднего эоцена встречено шесть слоев мергелей с текстурами оползания, в различной степени обогащенных глауконитом.

Но если в разрезе Джебель-Абиад возможна стратиграфическая привязка этих уровней с точностью до зон (по планктонным фораминиферам), то в разрезе Джебель-Антар из-за отсутствия мелких планктонных органических остатков устанавливается лишь единый интервал среднего эоцена.

В полном соответствии с положением разреза относительно осевой зоны антиклинали находятся и мощности глауконитосодержащих горизонтов. Однако смена режима осадкообразования сказалась здесь прежде всего на составе накопившихся пород. При общем сокращении мощностей в присводовых участках структур в сложении осадков главенствующую роль приобретают пески, а глауконит в них выступает как один из трех главных порообразующих компонентов. Пересчет мощностей осадков только на мощности накопленного глауконита, произведенный с учетом количеств его в глауконитосодержащих пластах и фоновых количеств в известняках и мергелях (отсутствие или сотые доли процента), позволили выявить четкую закономерность максимального накопления абсолютных масс глауконита в зонах максимального сокращения мощностей одного и

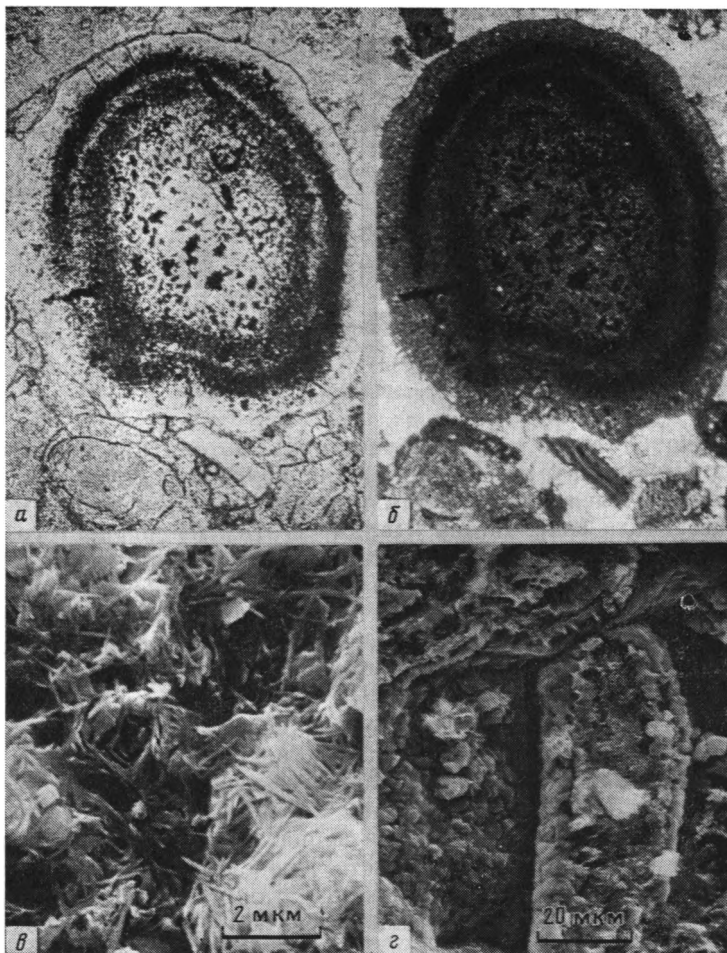
того же стратиграфического интервала. Так, в разрезе Джебель-Антар в интервале среднего эоцена накопилось 40—45 м осадков. Более 20 м этих осадков представлено глауконитсодержащими песками, а количество только глауконита в них составляет не менее 170 см. Это соответствует примерно 340 г/см² за время среднего эоцена. За этот же период времени в соседнем разрезе Джебель-Абиад (крыло структуры) накопилось около 80 м осадков среднего эоцена¹. Суммарная мощность глауконитсодержащих пород в них составляет 5,25 м, но представлены они в основном глауконитсодержащими мергелями с текстурами оползания, значительно менее обогащенными глауконитом, чем пески. Пересчет только на количества глауконита дает цифру около 30 см (чисто глауконитовые осадки), или до 60 г/см² за время среднего эоцена. Если сравнить эти величины с разрезом вادي Айн-Барде, вскрывающим достаточно удаленную от оси структуры часть ее крыла, то в этом разрезе не содержится глауконитсодержащих песков или мергелей. Отдельные интервалы разреза обогащены мелким глауконитом, но содержание его не превышает сотых долей процента. При мощности среднего эоцена в разрезе вادي Айн-Барде около 450 м конденсация только глауконита позволяет получить величину около 3 см, или до 6 г/см² за время среднего эоцена (см. фиг. 2). Сопоставляя полученные величины, следует иметь в виду, что значительная часть глауконита (в основном мелкие зерна) была смыта с возвышавшейся в рельефе поднятой части структуры. Соответственно цифры, приведенные для разреза Джебель-Антар, являются существенно заниженными по сравнению с реально сформированным (но не сохранившимся) в этом участке количеством глауконита.

Минеральный состав пород. Карбонатная часть доминирующих в палеогене известняковых и мергельных пород в основном представлена органогенным кальцитом. Но фрагментарный состав кальцитовых обломков изменяется в зависимости от структурно-фациального положения разреза. В прогнутых, собственно пелагически областях осадконакопления среди карбонатных фрагментов присутствуют остатки кокколитофорид, планктонные фораминиферы и субмикроскопические кристалломорфные частицы кальцита, являющиеся скорее всего обломками планктонных организмов. В виде примеси в интервале палеоэоцена и нижнего эоцена присутствуют единичные зерна аутигенного доломита размером 3—10 мкм. В редких прослоях количество доломита возрастает до 30%. В разрезе Айн-Барде встречены два таких прослоя в интервале верхнего палеоэоцена. Примесь редких доломитовых вкрапленников отмечается во всем нижнем эоцене и нижних зонах среднего эоцена (зоны Р-10, Р-11). Далее, в верхней части среднего эоцена и в верхнем эоцене доломит отсутствует.

В нерастворимом остатке карбонатных пород, присутствующем в количестве от 10 до 45%, абсолютно доминируют палыгорскит и монтмориллонит. Соотношение этих минералов непостоянно, но в верхней части разреза, где исчезает примесь доломита, в интервале зоны *Globorotalia lehneri* отмечен слой мергеля, в нерастворимом остатке которого палыгорскит составляет не менее 80%. Этот слой встречен в наиболее прогнутой зоне центральных Пальмирид.

В алевроитовой и пелитовой фракциях (2—50 мкм) нерастворимых остатков карбонатных пород постоянно присутствует пылевидный кварц, не прослеживающийся в более крупных размерных фракциях. Но на ряде стратиграфических уровней (от верхнего палеоэоцена до верхов среднего эоцена) можно встретить частично или полностью выполненные халцедоном полости фораминифер. Это обстоятельство заставляет с осторожностью подходить к количественной оценке примеси пылевидного кварца, диагностика которого базируется на данных дифрактометрии. Какая-то (может быть, и значительная) часть его может быть связана не с присутствием мельчайшего эолового кварца обломочного происхождения, а с аутигенными выделениями халцедона.

¹ По замерам в снятом разрезе. По данным картирования, мощности среднего эоцена в Джебель-Абиад составляют 120 м.



Фиг. 3. Гетерогенность зерен глауконита. Обр. 19/83: *а* – микрофотография глауколитового зерна с концентрически расположенными сгустками гётита; увел. 90, прох. свет; *б* – то же, николи скрещены; *в* – гётит внутри зерна глауконита (СЭМ); *г* – обр. 20/83, скол глауколит-фосфатного зерна, гексагональные пластинки – фразколит, глобулярные натеки – коллофан (СЭМ)

Несколько разнообразнее состав нерастворимого остатка оползших мергелей, обогащенных глауколитом и фосфатами. При стандартно применявшейся методике (растворение пород в 10%-ной уксусной кислоте) в тонких фракциях нерастворимой части сохраняется набор глинистых минералов, характерных для известково-мергельных пород описываемого региона (палыгорскит и монтмориллонит), но постоянно отмечается также примесь гидрослюды, что связано скорее всего с присутствием частиц глауконита. Это предположение тем более вероятно, что во фракциях 3–5 и 5–10 мкм происходит последовательное увеличение интенсивности пиков гидрослюды, принадлежащей к группе диоктаэдрических железистых разностей. Дифрактометрически определяемое количество кварца в этих фракциях несколько выше, но главная масса материала оказывается представленной фосфатами. Таким образом, обогащенные глауколитом мергельные породы и безглауколитовые мергели в своем фрагментарном составе содержат в мелкоалевритовой и пелитовой частях одни и те же компоненты. В песчаной же фракции содержатся минеральные фрагменты глауколит-фосфорит-карбонатных песков.

Нерастворимые остатки песчаных (глауколит-фосфат-карбонатных) пород на 80–90% состоят из зернистых аутигенных фрагментов (глауко- нита, фосфата) и зернистых сингенетичных органогенных образований (биоморфные фосфатные или фосфатизированные обломки). В алеврито-

Распределение глауконита по плотностным фракциям, %

Номер фракции	Плотность, г/см ³	Номер образца					
		20/83	66/84	19/83	17/83	59/83	31/83
1	<2,4	<1	1	Нет	<1	Следы	4
2	2,4—2,5	25	10	»	15	<1	45
3	2,5—2,6	47	13	»	47	9	23
4	2,6—2,7	22	39	Следы	23	58	17
5	2,7—2,8	5	35	3	12	29	8
6	2,8—2,9	<1	1	4	2	3	2
7	>2,9	<1	1	93	<1	1	1

вой и крупнопелитовой частях нерастворимых остатков возрастает доля гидрослюд (глауконита), а в собственно пелитовой фракции (<2 мкм) глауконит является доминирующим минералом. Примесь монтмориллонита и палыгорскита сохраняется. Наряду с этим на дифрактограммах пелитовой фракции рассматриваемых пород обнаруживается постоянно присутствующее гало в угловой области 8—14 Å, иногда можно обнаружить рефлексы гётита. Наличие гётита вполне естественно, поскольку уже петрографическое исследование песков позволяет отметить в них постоянное присутствие сгустков окисного железа, либо слабо прокрашивающих отдельные поля в шлифах, либо образующих самостоятельные фрагменты структуры. Кроме того, окислы железа часто оказываются в сростках с зёрнами глауконита. Такие сростки не могут быть интерпретированы как результат позднейшего выветривания и разрушения глауконита, поскольку в одной и той же породе присутствуют и абсолютно не пигментированные зёрна и зёрна, пигментированные зонально, и зёрна, пигментированные пятнисто вне связи с системой трещин в глауконите (фиг. 3, а, б). Исследование таких зёрен в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) показывает, что находящийся в единой глобуле с глауконитом гётит всегда обособлен в виде шаровых одноразмерных выделений (шарики бывшего коллоида). Периферия шариков гётита осложнена сростками и веерными агрегатами удлинённых кристалликов гётита размером в доли микрометра (см. фиг. 3, в). По-видимому, нестехиометричность состава протоглауконитового геля при избытке железа предопределила и образование гётит-глауконитовых сростков, и появление изолированных гётитовых сгустков и пигментирующих плёнок в массе песков. Растворение в уксусной кислоте наиболее тонкодисперсных частиц гётита, по-видимому, почти полностью исключает этот компонент пород из состава пелитовых фракций нерастворимых остатков. Вместе с тем механическая и химическая устойчивость глобулярных частиц глауконита предотвращает растворение заключённых в глауконите гётитовых сгустков. Присутствие включений гётита в глауконите является серьёзной помехой для интерпретации их химического состава.

Гетерогенность состава глауконитовых зёрен проявлена также в зональном или пятнистом распределении в них фосфата кальция (см. фиг. 3, г). Он образует либо внешние каемки вокруг зёрен, либо распределен внутри них в виде плёнок, сгустков или закатанных в протоглауконитовый гель мелких оолитов. Внутри глауконитовых зёрен присутствуют также раковинки фораминифер с ядрами, выполненными фосфатом кальция. Такие зёрна присутствуют во всех образцах, но наиболее часто глауконит-фосфатные образования встречаются в подошве зоны *Acari-nina pentacamerata*. Именно это обстоятельство приводит к резкому утяжелению зёрен глауконита, смещая максимумы на гистограммах плотности в область тяжелее 2,9 г/см³ (табл. 3). Но если примесь фосфатов отражается и в плотности, и химическом составе глауконита (табл. 4), то присутствие гётита не может быть непосредственно установлено по химическому составу или плотности глауконита. Размеры глобулярных ге-

Химический состав глобулярного глауконита, %

Компоненты	Номер фракции						
	3 (20/83)	5 (66/84)	7 (19/83)	2 (17/83)	4 (17/83)	4 (59/83)	4 (31/83)
SiO ₂	49,33	49,92	20,58	41,32	46,21	46,81	44,34
TiO ₂	—	0,07	0,12	0,20	0,20	—	0,16
Al ₂ O ₃	8,81	7,11	2,81	7,55	6,79	8,94	7,72
Fe ₂ O ₃	14,39	17,97	7,62	13,53	18,04	17,84	15,97
FeO	0,99	0,79	0,48	0,08	0,53	0,37	0,26
MgO	4,20	5,06	2,30	5,26	3,99	4,14	4,02
CaO	2,90	1,61	30,51	7,60	5,04	3,70	4,68
Na ₂ O	0,17	0,25	0,95	0,45	0,23	0,14	0,23
K ₂ O	6,40	7,38	2,58	4,85	7,44	6,86	6,76
H ₂ O ⁺	6,14	5,10	4,10	6,71	4,45	3,23	7,20
H ₂ O ⁻	3,94	2,35	1,25	6,84	3,75	4,56	4,83
CO ₂	—	0,49	3,02	4,66	0,89	1,64	0,88
C	0,44	0,25	0,50	0,11	0,38	—	0,44
P ₂ O ₅	1,47	1,00	21,56	1,21	1,87	1,48	2,00
Сумма	99,18	99,35	98,32	99,37	99,81	99,71	99,49

Анализы выполнены К. А. Степановой. В скобках приведен номер образца.

титовых выделений внутри зерен глауконита измеряются 2—3 мкм, поэтому оптическим методом можно обнаружить лишь сгустки таких выделений (см. фиг. 3, а, б).

Рассмотрение стадийных минеральных парагенезов позволяет констатировать повсеместность доминирования океаногенного материала в составе всех типов пород, практически исчерпывающих их списочный состав в описываемых толщах палеогена Сирии. Фрагментарный состав пород лимитируется в основном палеорельефом дна каждого конкретного участка бассейна. И лишь резкое возрастание количества глауконита в поднятых участках конседиментационных антиклинальных структур заставляет внимательно рассмотреть возможные источники материала, необходимого для его образования. Доминирование песков и гравелитов, локализованных в присводовых частях антиклиналей, и исключительно низкое содержание мелких фракций в них позволяет заключить, что весьма существенные массы материала, генерировавшегося в зонах банок, оказывались смытыми и вынесенными на крылья складок (в более глубокие части прилегающего морского бассейна). Это относится и к карбонатному детриту, и к обломкам фосфатов, и к глаукониту. Приведенные выше оценки масс глауконита, сформированного и накопившегося на разных структурных позициях акватории, могут быть лишь резко заниженными для максимально синхронно размытых участков вершин банок. Следовательно, приходится констатировать непрерывность (и периодичность!) возникновения глауконита преимущественно (или исключительно) в присводовых частях конседиментационных антиклинальных структур. В то же время сохранившиеся скопления самых больших масс глауконита залегают на поверхностях абразионного срезания или на площадях оползневого срыва осадков. Такое положение главных масс глауконита свидетельствует лишь о периодической резкой интенсификации его образования. Интервалы времени интенсивного накопления глауконита следовали непосредственно за моментами поднятий осевых частей складок и возникающих при этом изменений углов наклона крыльев антиклиналей. Время же существования подобных экстремальных условий косвенно определяется по соотношению мощностей глауконитсодержащих пород и безглауконитовых пород в периферических зонах поднятий. В этих участках мощности безглауконитовых пород в интервале той или иной зоны измеряются многими десятками метров, в то время как соответствующие мощности глауконитовых мергелей не превышают десятков сантиметров (различие на два порядка!). Темп седиментации при этом для карбонатного, безглауконитового материала соответственно будет

равен 1—3 см/тыс. лет. Темп же седиментации только глауконита составит сотые доли миллиметра в тысячу лет, но эта величина условна, поскольку глауконит рассеян по разрезу неравномерно. Если же перейти к поднятым участкам, то только сохранившиеся (несмытые) массы глауконита в них накапливались на порядок быстрее, в то время как карбонатный материал — на порядок медленнее, чем на склонах структур. Если замедление темпа карбоната накопления вполне объяснимо непрерывным и периодическим смывом материала, то возрастание доли глауконита может быть объяснено лишь постоянным (и дискретным) поступлением весьма больших масс Si, Fe, Al в приосевые участки антиклинальных структур. Моменты резкой активизации поступления этих компонентов следовали непосредственно за моментами подъема антиклиналей в их осевой части. Следовательно, единственным возможным источником строительного материала глауконита мог быть лишь донный подток высокоминерализованных растворов, богатых элементами-гидролизатами. И лишь мгновенный сброс избытка гидролизатов в форме гелей $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, SiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ позволил осуществить формирование гелевых сгустков протоглауконита.

Постоянное присутствие глобулярного гётита в сростках с глауконитом свидетельствует о столь же постоянном избытке железа в нестехиометричном составе исходного геля. Некоторое уменьшение доли гётита в глауконитовых мергелях склонов поднятий может быть связано с более высокой плотностью сгустков гидроокислов железа и как следствие — с их меньшей подвижностью при одних и тех же скоростях движения воды.

Распределение фосфатов с позиций рассмотрения как их абсолютных количеств, так и фрагментарного состава позволяет отметить две важных особенности. В зонах максимальной гидродинамической активности накапливаются наиболее крупные костные фрагменты. Но вместе с этим к поднятым участкам банок приурочены гравелиты и конгломераты фосфатного состава. Строение же гравийных зерен и галек принципиально тождественно строению оолитов. Если в ядрах оолитов фиксируются любые компоненты осадка (фораминиферы, раковинный детрит, зерна глауконита и т. п.), то в гравийных частицах фосфатов всегда наблюдается тончайшая (доли миллиметра) пленка крустификационного апатита, облегающего весь обломок, а ядро обломка может быть выполнено либо крупным (гравийной размерности) обломком моллюска, либо литифицированным обломком фосфатного, фосфат-глауконитового, фосфат-глауконит-карбонатного песчаника. В то же время в гальках фосфатного состава также отмечается глянцевая пленка крустификационного апатита по периферии галек и широкий набор гравийных и песчаных зерен и оолитов уже описанного петрографического строения. Следовательно, литификация фосфатного материала происходила быстро, а каждый цикл разрушения, дробления и перемещения обломков сопровождался образованием крустификационной пленки на возникшем обломке и цементацией части осадка на некоторую глубину. С чем же может быть связано возникновение столь своеобразно построенных фрагментов фосфатного материала и отсутствие глауконитов аналогичного характера? Прежде всего обращает на себя внимание группировка фосфатов в самых крупнозернистых слоях (конгломераты, гравелиты) и смесь фосфатов и глауконитов в песках. Видимо, в моменты образования наиболее грубозернистых отложений либо не осуществлялось глауконитообразование, либо литификация протоглауконитового геля происходила несоизмеримо медленнее литификации осадка за счет образования фосфатного цемента. В первом случае гелевые сгустки протоглауконита не формировались на стадии максимального подъема структуры, а во втором — разрушались водой и выносились за пределы зоны образования гравелитов (конгломератов). Оба варианта объяснения описываемых различий могут иметь место, однако существует одно важное обстоятельство, заставляющее отдать предпочтение первому варианту. Если проследить образования зернистых песчаных мергелей на участках склона структур и последовательность изменения

состава песков в присводовых зонах, то обращает на себя внимание непременность примеси некоторого переменного количества фосфатных обломков во всех глауконитсодержащих песках и мергелях и присутствие собственно фосфатных песков и собственно фосфатных мергелей с песчаными гнездами почти без глауконита. Следовательно, только гидродинамический режим не мог определить появление всех фосфатных пород (хотя высокая гидродинамическая активность и достаточна для появления чисто фосфатных гравелитов).

Наряду с этим, как уже отмечалось, глауконитсодержащие пески появляются над плоскостями размыва и органически включаются в подошву вышележащих осадков. Формирование же фос-гравелитов и фос-конгломератов знаменует моменты максимальных подъёмов осевых зон структур, а не моменты, непосредственно следующие за ними. На наш взгляд, это обстоятельство еще раз подтверждает вывод о дискретности поступления растворов, содержащих высокие количества элементов-гидролизатов (Fe, Si, Al) при большей растянутости во времени формирования собственно фосфоритов. Во всяком случае существование собственно фосфатных (фосфат-карбонатных) песков свидетельствует об отсутствии в эти моменты времени сколько-нибудь заметного поступления в осадок густоватого протоглауконитового геля.

* *
*

Рассмотрение состава палеогеновых отложений позволяет сделать вывод о формировании основной массы пород палеогена Сирии за счет океаногенного (биогенного карбонатного) материала. На типе отложений практически не сказывался терригенный вынос материала.

Фациальные различия отложений контролировались конседиментационным тектоническим режимом развития как отдельных крупных структурных элементов, так и в пределах каждой отдельной антиклинальной или синклинальной складки. Влияние тектонического режима на тип формировавшихся осадков было двояким. С одной стороны, конседиментационный рост структур определял рельеф морского дна, углы наклона отдельных его участков, приближение к поверхности моря присводовых зон антиклиналей и как следствие — гидродинамику среды в каждом отдельном случае, а с другой — активизация тектонических движений сопровождалась оживлением гидротермально-экзсалиационной деятельности в зонах нарушений и прежде всего в осевых частях антиклинальных структур. Абсолютные массы глауконита, накопленного в поднятых частях конседиментационных антиклинальных структур за один и тот же отрезок геологического времени, на два порядка превышают массы глауконита, накопленные на удаленных частях моноклиналей. Таким образом, тип и направленность тектонических движений контролировали пополнение петрофонда в бассейне седиментации прежде всего за счет выброса в придонную часть бассейна больших масс элементов-гидролизатов с последующим формированием гелей протоглауконита. Поступление Fe, Al резко интенсифицировалось в периоды максимально быстрого поднятия антиклиналей и локализовалось в пределах их осевых зон. Модель процесса глауконитообразования, рассмотренная для конседиментационных поднятий Пальмирид, аналогична моделям глауконитообразования, рассмотренным ранее для платформенных глауконитово-кремнистых формаций [3], флишевой формации [5], подводных вулканических гор [2]. Общность моделей позволяет сделать вывод о существовании протоглауконитового геля, формировавшегося только благодаря контакту высокоминерализованных растворов с морскими водами.

Литература

1. Крашенинников В. А. Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 133. 76 с.
2. Липкина М. И. Глауконитовые породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
3. Муравьев В. И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 360. 208 с.
4. Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран/Под ред. Богданова А. А. Л.: Недра, 1969. 215 с.
5. Шугов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глебулярного глауконита во флишевой формации // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 23–40.
6. Carter R. M.-A. Discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurri-flow and fluxoturbidites // Earth Sci. Rev. 1975. V. 11. P. 145–177.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
17.XI.1986

УДК 551.579.5/553.495

РОЛЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПИРИТИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

РАСУЛОВА С. Д., ЯШУНСКИЙ Ю. В.

Охарактеризовано инфильтрационное месторождение урана, на котором присутствуют руды, связанные с сингенетическими и эпигенетическими восстановителями. В качестве восстановительного барьера в последнем случае выступают приразломные зоны эпигенетической пиритизации, сформированные в две стадии деятельности восходящих сероводородсодержащих растворов, накладывающихся на ранее окисленные породы.

Инфильтрационные месторождения урана формируются кислородными пластовыми или грунтовыми водами в среде, содержащей эффективные восстановители. По характеру таких восстановительных агентов среди этих месторождений часто выделяются две генетические разновидности [1, 4, 10—12]: 1) в породах с сингенетическими восстановителями (торф, лигниты, угли и углефицированные растительные остатки); 2) в породах с эпигенетическими восстановителями (бутумы, сероводород и водород биогенного, абиогенного и смешанного происхождения).

Авторами изучено инфильтрационное месторождение, на котором обе разновидности руд присутствуют совместно, причем положение уранового оруденения на границах разновозрастных зон окисления в первом случае определяется распределением углистого органического вещества, а во втором — проявлением интенсивной приразломной эпигенетической пиритизации песчаных пород.

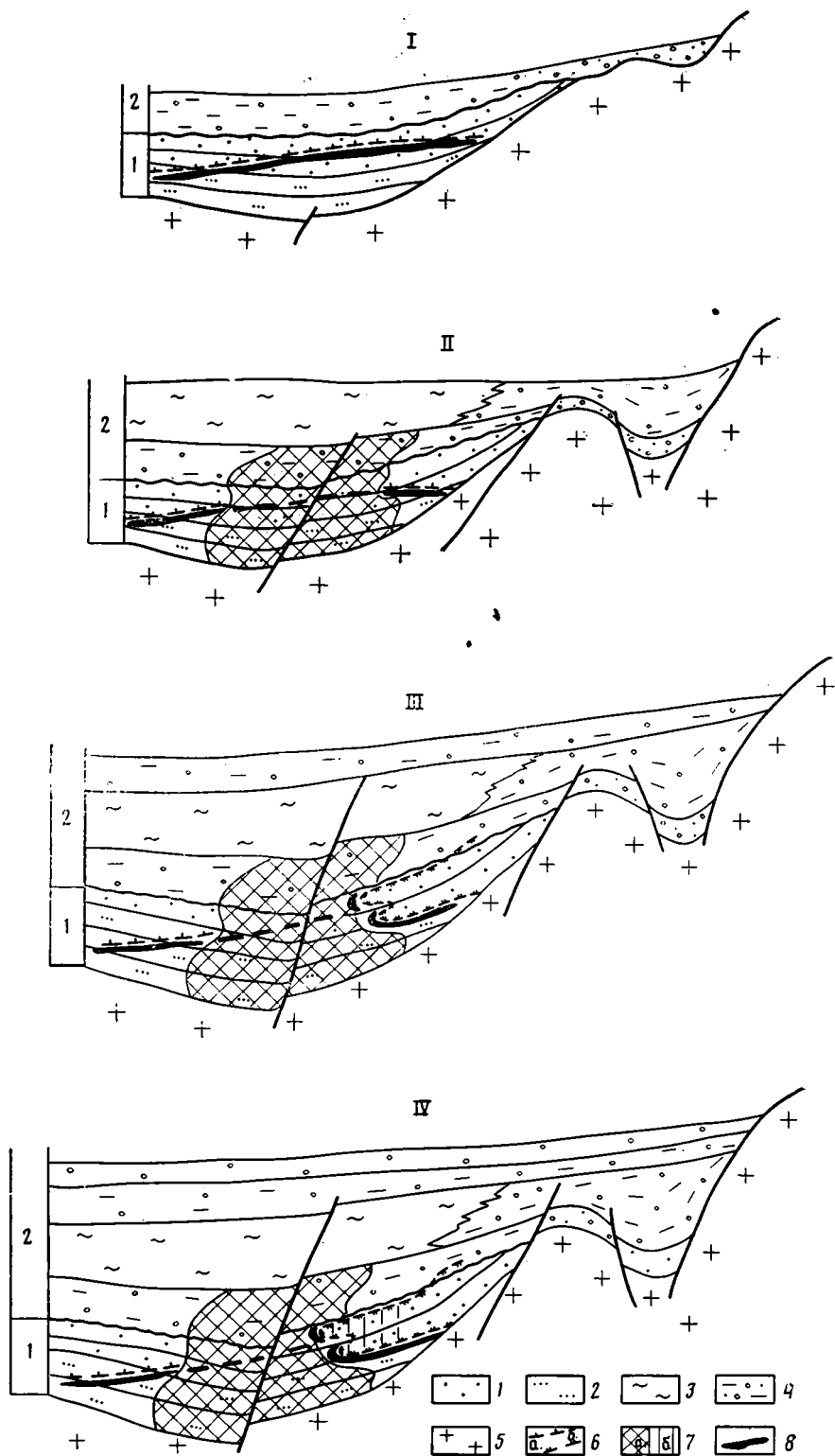
Площадь месторождения расположена на северном борту орогенной впадины, которая в течение мезозоя и кайнозоя развивалась как отрицательная геологическая структура со специфическими чертами седиментации, диагенеза осадков и их последующих преобразований.

Отложения осадочного чехла, выполняющие впадину, сложены двумя формациями, отвечающими двум этапам тектонического развития региона. Нижняя — платформенная, пестроцветная, терригенная, представлена аллювиальными, делювиальными, пролювиальными песчаными олигомиктовыми и алевроито-глинистыми нерасчлененными отложениями верхнего мела — нижнего олигоцена, занимающими наиболее пониженные участки палеозойского палеорельефа. На ней трансгрессивно с широким перекрытием площади распространения более ранних отложений залегает суборогенная формация красноцветных и буроцветных мелкообломочных моласс среднеолигоцен-антропогенного возраста, состоящих из песчано-глинистых озерных, делювиальных и пролювиальных накоплений.

Начало орогенного этапа развития территории фиксируется региональным перерывом в осадконакоплении, формированием древней предсреднеолигоценовой поверхности выравнивания, появлением горизонта грубообломочных гравелитов.

Резкое усиление дифференцированных тектонических движений приходится на средний плиоцен и позднеплиоцен-четвертичное время, в результате которого произошло воздымание горного обрамления впадины, вскрытие на отдельных ее участках палеозойского фундамента с формированием внутридепресссионных поднятий.

Характерной особенностью мезо-кайнозойских отложений является фациальное замещение практически всех аллювиальных осадков в крае-



вых частях впадины делювиально-пролювиальными красноцветами, что определяет возможность длительного развития процессов окислительного эпигенеза в смежных частях разреза, сложенных сероцветами.

В структурном отношении площадь месторождения приурочена к приподнятому блоку палеозойского фундамента, уровень которого находится на 1500–2000 м выше относительно остальной части северного борта впадины.

В рельефе он выражен выходами палеозойских массивов, разделенных субмеридионально вытянутой седловиной, осложненной зонами долгоживущих флексурно-разрывных нарушений. Это определило аномальный химический состав развитых здесь подземных вод мел-палеогенового водоносного горизонта. На основной части территории впадины вплоть до глубин 2000 м пластовые воды характеризуются малой (0,3–0,6 г/л) величиной минерализации, высоким (4,6–10,6 мг/л) содержанием кислорода, обладают гидрокарбонатно-натриевым составом с величиной окислительно-восстановительного потенциала $+224 \div +492$ мВ, что свидетельствует о глубоком инфильтрационном промыве отложений осадочного чехла и региональном распространении здесь окислительной гидрогеохимической обстановки. На площади же месторождения воды становятся слабосероводородными, сульфатно-хлоридно-натриевыми с содержанием иона SO_4^{2-} более 1000 мг/л и величиной общей минерализацией 4–5 г/л и более. Они представляют собой результат смешения инфильтрационных вод с восходящими трещинными растворами зон тектонических нарушений, поступающими из палеозойского фундамента. Последние лишены кислорода, обогащены сероводородом, водородом и имеют высокую (20 г/л) минерализацию. Современные очаги разгрузки минерализованных вод проявлены многочисленными восходящими источниками вдоль уступов террас и обнажений палеозойских пород.

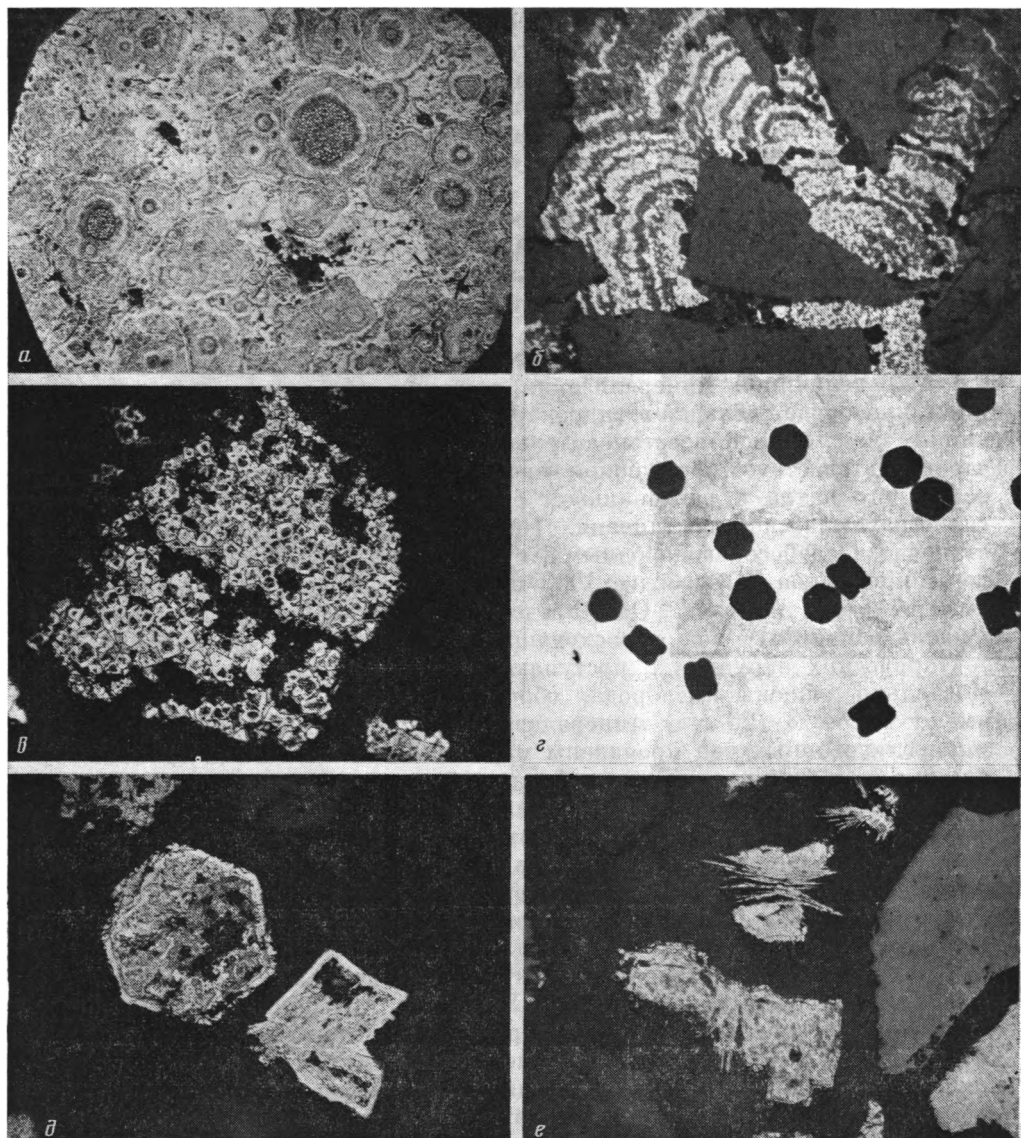
Влияние восходящих восстановительных растворов отразилось на высокой степени пиритноносности отложений, часто не мотивированной условиями накопления и диагенеза осадков, с «очаговым» характером проявления зон пиритизации, тяготеющих к узлам пересечения долгоживущих разломов. Повышенная пиритноносность свойственна не только сероцветным аллювиальным образованием нижней терригенной формации, но красноцветным молассоидам верхней формации в виде наложенной сульфидной минерализации. Учитывая древний унаследованный характер флексурно-разрывных нарушений, которые были проявлены уже в эпоху мелового осадконакопления, можно предположить, что деятельность восходящих сероводородных растворов началась еще при формировании осадков нижней (платформенной) формации и продолжается в настоящее время.

Рудовмещающими являются олигомиктовые отложения платформенной терригенной формации, датируемые мел – палеогеном, мощностью от 60 до 140 м, которая увеличивается от периферии к центральным частям площади месторождения (фиг. 1).

В разрезе выделяются четыре ритмично построенные пачки, состоящие из двух-трех ритмов седиментации. Нижние и средние элементы ритмов сложены относительно грубозернистым материалом, в базальных слоях – с обилием катунов и «обрывков» алеврито-глинистых пород. Кровля ритмов представлена глинистыми алевролитами с включениями прослоев, обогащенных мелким углефицированным растительным детритом, или бурых углей мощностью до 3 м. Присутствие углистого веще-

Фиг. 1. Стадийность (I–IV) рудообразующих процессов

1–2 – первично-сероцветные отложения (1 – пески средне- и крупнозернистые, 2 – пески мелко- и среднезернистые); 3–5 – первично-красноцветные отложения (3 – глины, 4 – песчано-глинистые породы, 5 – породы палеозойского основания); 6 – границы зон окисления (а – грунтово-инфильтрационного – I стадия, б – пластово-инфильтрационного – III стадия); 7 – вторично-восстановленные породы (а – II стадия, б – IV стадия); 8 – оруденение. Цифрами на рисунке показаны: 1 – нижняя толща (формация сероцветных олигомиктовых песчаников), 2 – верхняя толща (формация красноцветных и буроцветных моласс)



Фиг. 2. Морфологические типы пирита

a — микроконкреционный мелко- и крупнокристаллический пирит I типа, увел. 500; *б* — концентрически-зональные агрегаты криптокристаллического пирита III типа, увел. 160; *в* — тонко- и мелкокристаллический пирит IV типа, увел. 630; *г* — гексагональные зерна пирита V типа, увел. 200; *д* — то же, поперечное сечение призм, увел. 630; *е* — то же, продольное сечение призм, между призмами видны тонкие пластины, увел. 630. (*a*, *б*, *в*, *д*, *е* — в отраженном свете, *г* — в проходящем)

ства отмечается и в песчаных разностях осадков. Характерно широкое проявление местных внутрiformационных размывов, усложняющих общую последовательность седиментации.

Накопление осадков рудовмещающей толщи в пределах площади месторождения происходило в условиях русел рек, временных водотоков, пойм, стариц, озер и болот. Северные бортовые части депрессии на протяжении всего мезо-кайнозойского этапа являлись устойчивыми областями поднятия и размыва, где формировались пролювиальные разнообломочные или мелкоземистые красноцветы.

Отличительная особенность мел-палеогеновых отложений — погрубение разреза снизу вверх, связанное с общим нарастанием интенсивности тектонических движений. Двум нижним пачкам свойственна высокая

степень дисперсности терригенных осадков и присутствие повышенных количеств углистого вещества. Они распространены в наиболее пониженных участках палеозойского фундамента, где выполняют неровности его палеорельефа. Для двух верхних пачек характерно линзовидное переслаивание гравийно-галечных конгломератов, разнозернистых песков и песчаников с прослоями алевролитов и глин, что определяет высокую степень литологической анизотропии среды. Здесь реже встречаются включения углистого детрита, причем в IV пачке они отсутствуют полностью, нередко реликты первично-красноцветной окраски пород и выделения бурых гидроокислов железа.

В разрезе мел-палеогеновых отложений по типоморфному минералу, определяющему окраску эпигенетически неокисленных пород, выделяются три минералогических типа: 1) каолинитовый — белоцветный (I—II пачки); 2) гидрослюдистый — зеленоцветный (III пачка); 3) сульфидный — сероцветный (IV пачка).

Основной компонент, определяющий первичные восстановительные свойства литологической среды, — органическое вещество — в виде углистого детрита распределено в толще крайне неравномерно. Его упорядоченные скопления в виде маломощных прослоев угля характерны только для двух нижних пачек. Здесь содержание $C_{орг}$ в породах с рассеянным распределением углистых остатков составляет 0,05—0,07%, а в песках IV пачки снижается до 0,03% и менее.

Резко повышенными восстановительными свойствами среди песчаных отложений независимо от минералогического типа выделяются разности, содержащие катуны и «обрывки» глинистых пород; в них обычно присутствует углистое вещество в количествах до 0,1% $C_{орг}$.

Содержание железа в породах очень непостоянно и варьирует в широких пределах (от 0,4 до 1,8%). Максимальные концентрации его отмечаются в песчаных разностях пород, обогащенных катунами и «обрывками» глин. В балансе форм железа важную роль обычно играет пиритная составляющая; на ее долю приходится от 10 до 50%, причем эта величина возрастает вверх по разрезу от 18% в нижней пачке до 40% в верхней — противоположно изменению содержания $Fe_{общ}$ — от 1,2 до 0,8%.

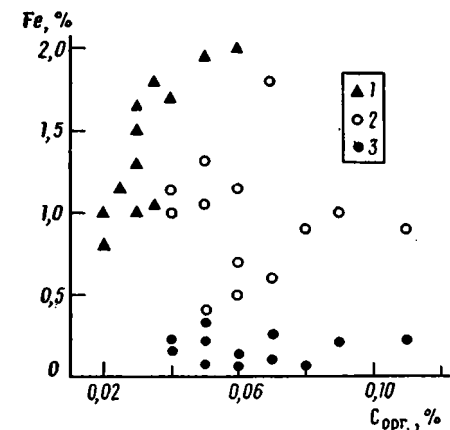
Встреченные в мел-палеогеновых отложениях выделения пирита образуют несколько морфологических разновидностей, которые с учетом взаимоотношений данного минерала с другими компонентами породы можно рассматривать в качестве его генетического признака (фиг. 2).

К первому типу (см. фиг. 2, а) относится крупно- и мелкокристаллический пирит, тесно ассоциирующий с органическим веществом. Он образует фитоморфозы по углистым остаткам и обильную вкрапленность в породах вблизи последних. Для него характерно также нарастание на обломочные зерна минералов тяжелой фракции. Данная разновидность имеет микроконкреционное строение: центральные части сложены фрамбоидальным пиритом, внешние — концентрически-зональным. Микроконкреции, как правило, срастаются в крупные агрегаты.

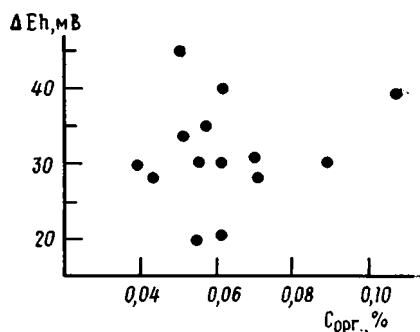
Этот пирит встречается в неокисленных отложениях трех нижних пачек и не обнаружен в отложениях четвертой. По-видимому, он является наиболее ранним, возникающим на стадии диагенеза осадков.

Ко второму типу отнесен мелко- и тонкокристаллический пирит, не обнаруживающий непосредственной связи ни с углистым веществом, ни с участками эпигенетически измененных пород. Морфология выделения примерно та же, что и в предыдущем случае, но отличается отсутствием срастаний в крупные агрегаты. Так же, как и пирит первого типа, он встречается в неокисленных отложениях трех нижних ритмов.

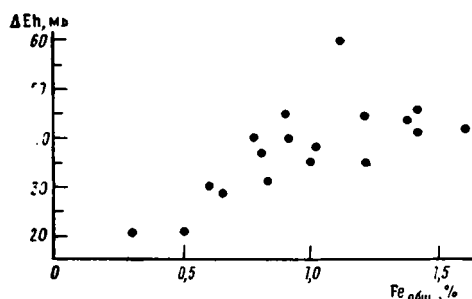
К третьему типу относится пирит с тонко- и крипнокристаллической текстурой (см. фиг. 2, б). Он часто находится в ассоциации с пиритом первых двух типов, но в основном образует самостоятельные сажистые выделения, окрашивающие породу в серый, темно-серый цвет. Распределение его литологически не мотивировано. Более того, наиболее значительные скопления такого пирита отмечаются в песчаных наиболее



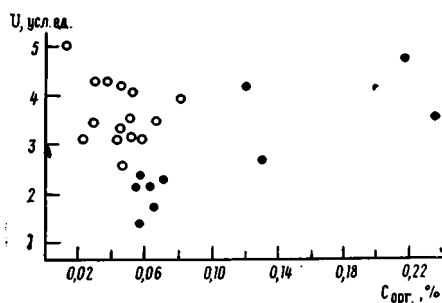
a



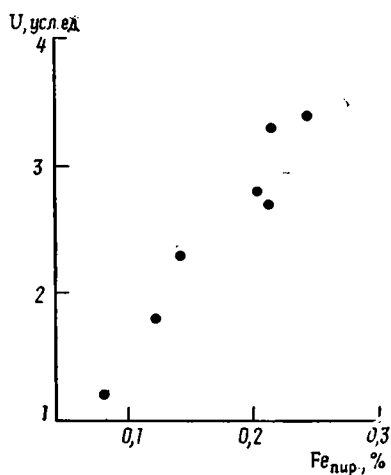
б



в



г



д

Фиг. 3. Соотношения геохимических параметров рудовмещающих отложений

a — между Fe и $C_{орг}$ (1 — между $Fe_{общ}$ и $C_{орг}$ на других рудных объектах; 2 — то же, на изученном месторождении; 3 — между $Fe_{пир}$ и $C_{орг}$ на изученном месторождении); б — между ΔEh и $C_{орг}$; в — между ΔEh и $Fe_{общ}$; г — между U и $C_{орг}$ (незалитые — знаки — в отложениях нижней пачки, залитые — верхней); д — между U и $Fe_{пир}$ в отложениях верхней пачки

проницаемых отложениях IV пачки, практически не содержащих углестого вещества, где он часто находится в ассоциации с бурыми гидроокисями железа. Область распространения скоплений пирита третьего типа тяготеет к центральной, наиболее тектонически нарушенной части месторождения.

Выделения пирита данного типа имеют форму пятен, «арок», секущих слоистость, и обладающих концентрически-зональным строением. Пирит образует равномерно-зернистые агрегаты; зональность отдельных кристаллов даже при двукратном травлении не устанавливается. Подобная форма выделений указывает, по-видимому, на относительно быстрое осаждение минерала из растворов.

Помимо выполнения межзернового пространства пирит образует обильную вкрапленность в чешуйках обломочного биотита. При большом количестве включений, часто переполняющих обломочные чешуйки, последние теряют первоначальные очертания, разбухают и из компактных темно-зеленых превращаются в мелкочешуйчатую массу зеленовато-серого и серого цвета.

Четвертый тип пирита представлен мелко- и тонкокристаллическим равномернo-зернистым агрегатом с зональным внутренним строением кристаллов (см. фиг. 2, *в*). В отличие от первых двух типов микроконкреции с фрамбоидальной центральной частью отсутствуют. Положение в разрезе пирита данного типа строго определено — он оконтуривает рудоформирующие зоны пластово-грунтового окисления.

Пятый тип пирита выражен необычными формами — слегка уплощенными гексагональными призмами, соединенными попарно гранями (0001) (см. фиг. 2, *г* — *е*). Между призмами зажаты тонкие пластины, обычно выступающие за их края. Свообразные кристаллические формы пирита, возможно, вызвано псевдоморфозами его по выделениям моносulfидов железа, в частности пирротина. В распределении его в породах обнаруживается пространственная связь с пиритом третьего типа.

Положение сульфидов железа в разрезе песчано-глинистых образований, полностью лишенных органического вещества, исключает возможность появления пирита третьего и пятого типов путем биогенной сульфатредукции в условиях диагенеза осадков и позволяет предполагать генетическую связь с серой, поступавшей по разломам из фундамента. Об эпигенетическом источнике серы можно судить по отсутствию корреляции в анализируемых пробах пород между содержаниями железа (как общего, так и пиритного) и органического углерода (фиг. 3, *а*), установленной на многих других рудных объектах [7]. Об этом же свидетельствует отсутствие зависимости между восстановительной емкостью пород [3] и содержаниями в них органического вещества (см. фиг. 3, *б*), а также наличие трудноулавливаемой зависимости между содержаниями железа и величиной восстановительной емкости в отложениях нижних пачек и четкое проявление такой зависимости в отложениях IV пачки (см. фиг. 3, *в*), где углистое вещество и связанный с ним диагенетический пирит не установлены.

Особенности распределения железосодержащих минералов в разрезе рудовмещающих отложений и характер соотношения пирита с гидроокислами железа легли в основу выделения типов эпигенетически измененных пород. При этом учитывался цвет породы, количественная характеристика содержаний органического углерода и железа, степень изменения основных породообразующих компонентов и связь выделенных типов с аккумуляциями урана. При погоризонтном картировании литолого-геохимических типов наметилась последовательность постседиментационных изменений пород и определилось место рудообразующих процессов в их ряду. В обобщенном виде выделено четыре стадии эпигенетических изменений, в частности две из них — окислительных процессов, две — восстановительных преобразований (см. фиг. 1).

К первой стадии постдиагенетических изменений относится формирование регионально развитой зоны грунтового окисления (см. фиг. 1, I), которое по времени отвечает началу орогенного развития территории. После тектонического спокойствия, наступившего к концу формирования мел-палеогеновых отложений, в среднем эоцене произошло воздымание обрамляющих впадину горных сооружений. В этих условиях активизировалось движение подземных вод с формированием грунтового потока, имевшего урочный характер. В результате в верхней части разреза платформенных отложений была образована площадная зона желтоцветной лимонитизации, субпараллельная древней предсреднеолигоценовой поверхности выравнивания. Эта стадия была достаточно длительной и охватывала олигоценовую эпоху: от начала накопления грубозернистых осадков суборогенной формации до перекрытия их озерными глинами нижнего миоцена.

В геологоструктурном отношении площадь месторождения к началу накопления суборогенной формации представляла собой чашу со слабо-вогнутыми слоями рудовмещающих отложений. Нижняя граница зоны грунтового окисления плавно пересекала уровни отдельных стратиграфических подразделений. Выполненные построения показали, что на флангах месторождения эта граница располагалась на глубинах 75—80 м от кровли песчаной толщи в слабопроницаемых отложениях второй пачки, а в центральных, наиболее погруженных участках, — на глубине порядка 10—20 м в рыхлых отложениях четвертой пачки. Сокращение мощности окисленных пород в этом направлении литологически не мотивировано. Помимо уровенного характера подперерывной зоны окисления оно отвечает участкам конседиментационных тектонических нарушений, по которым происходило поступление восходящих восстановительных растворов, сдерживавших развитие грунтово-инфильтрационного окислительного эпигенеза (образование сульфидов второго и третьего типов).

В результате развития грунтово-окислительных процессов проницаемые породы приобрели коричневато-бурые, горчично-желтые, светло-табачные, зеленовато-желтые окраски. Об эпигенетической природе последних свидетельствует сгущение гидроокислов железа вокруг обрывков глин, крапчатые выделения гидроокислов железа, замещающих пирит, нарастающий на зерна ильменита, или обломки гидрослюд. Псевдоморфный характер лимонитизации устанавливается по реликтовым структурам дисульфидов железа, сохраняющимся в агрегатах гидроокислов железа.

Помимо порошковатых и скрытокристаллических форм в межзерновом пространстве пород гётит в виде хорошо раскристаллизованных звездчатых агрегатов желтого и лимонно-желтого цвета встречается в обломочных слюдах.

На нижней границе зоны грунтовой лимонитизации вдоль сероцветных пород были сформированы основные рудные концентрации урана. Урановое оруденение имело плащеобразную морфологию, которая сохранилась и в настоящее время. В плане оно вытягивалось в форме овала вдоль оси отрицательной структуры. Следуя общей конфигурации грунтово-окисленной зоны оруденение кулисообразно распределялось от нижних пачек на периферии площади месторождения к верхним — в центральных его частях. Наиболее высокие концентрации урана возникали при пересечении зоной лимонитизации сероцветных песчаников с катунами и обрывками глин, с прослоями углистого материала, обладающих повышенной восстановительной емкостью. В случае расположения нижней границы зоны окисления в однородных аллювиальных песках она оставалась практически безрудной.

Урановая минерализация, локализованная в сероцветных породах у контакта с окисленными, сопровождалась накоплениями селена и пирита, окаймляющего зону лимонитизации в виде темно-серого бордюра мощностью до 1 м.

Вторая стадия эпигенетических преобразований отвечает по времени прогибанию территории и формированию озерного бассейна в миоцене (см. фиг. 1, II). В процессе накопления значительных по мощности суборогенных молассоидов произошло изменение гидродинамического режима в северном борту впадины с инфильтрационного на эксфильтрационный. Это привело к широкому проявлению восстановительного эпигенеза в связи с поступлением в окисленные породы восходящих флюидов, обогащенных сероводородом. На некоторых частях площади месторождения произошло восстановление грунтово-окисленных пород с образованием пирита III типа. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в зонах тектонической нарушенности, которые способствовали разгрузке вод более глубокой циркуляции. В очагах интенсивного восстановления порода приобрела серый, темно-серый цвет, по их периферии — грязно-желтый.

Для зоны вторичного восстановления характерно наличие обратных цветовых взаимоотношений между породами с различной степенью проницаемости. При этом катуны, прослой и обрывки окисленных глин по контакту с вторично-восстановленными песками несут кайму эпигенетической сульфидизации. Пирит часто проникает и внутрь катун по системе микротрещин. В грубозернистой относительно проницаемой части разреза новообразование пирита не всегда сопровождается полным восстановлением породы. Так, криптокристаллический пирит нарастает на песчаные обломочные зерна, окрашенные гидроокислами железа в желтый цвет, или обволакивает псевдоморфозы гётита по диагенетическому пириту.

Помимо перечисленных достаточно традиционных методов распознавания «захороненных» зон окисления в процессе детальных литологических и минералогических наблюдений определились еще два признака. Для пиритизированных пород, ранее претерпевших лимонитизацию, характерно: 1) полное отсутствие фрамбоидальных форм пирита первого типа, 2) наличие в обломочных слюдах включений кристаллического гётита.

Наиболее отчетливо процессы вторичной пиритизации проявились в отложениях IV пачки в центральной наиболее погруженной части месторождения на площади 6 км², где прослеживается зона долгоживущих разрывных нарушений. По-видимому, в настоящее время этот очаг восстановительного эпигенеза носит реликтовый характер, и влияние восстановителей в свое время распространялось намного шире, о чем свидетельствуют раздувы неокисленных пород в ряде участков флексуно-разрывных зон.

Деятельность восходящих восстановительных растворов привела к захоронению части грунтово-инфильтрационного оруденения, возможно, с некоторым его перераспределением. Так, в центральной части площади месторождения в основании IV пачки в нижнем крыле реконструированной зоны грунтового окисления прослеживаются незначительные (до первых сотых долей процента) концентрации урана, оторванные от лимонитизированных пород.

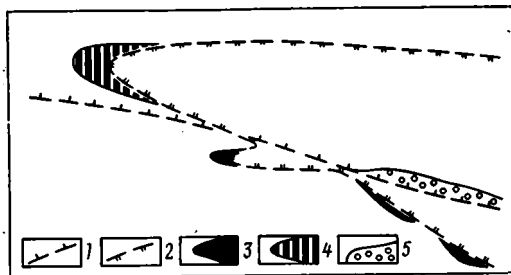
Третья стадия эпигенетических изменений связана с фазой тектонической активизации региона в средне- и позднеплиоценовое время, которая создала условия для развития пластово-инфильтрационных окислительных процессов. В результате произошло дальнейшее распространение зоны эпигенетической лимонитизации, которая приобрела уже пластовую морфологию. Широкое проявление внутриформационных размывов обусловило отсутствие в разрезе выдержанных водоупорных слоев и соответственно определило унаследованный от древней зоны грунтового окисления характер развития окислительных процессов, но с образованием неясно выраженных «языков» лимонитизации по отдельным наиболее хорошо проницаемым слоям (см. фиг. 1, III).

Развитие относительно молодой зоны пластовой лимонитизации подчеркивается рядом признаков, указывающих на процессы перераспределения древних урановых концентраций с образованием новых рудных тел. Путем использования комплекса методов (геохимического, минералогического, радиометрического и палеодозиметрического) было установлено, что развитие пластовой лимонитизации привело к наращиванию мощности ранее окисленных пород в периферических частях площади месторождения примерно на 20 м (фиг. 4). Граница распространения зоны древнего грунтового окисления здесь фиксируется скоплениями коричневатобурых гидроокислов железа, маркирующими положение бывшей каймы сульфидизации вдоль нижнего контакта ранее лимонитизированных пород. Этот уровень соответствует слою песчаников с катунами и «обрывками» глин, в которых часто сохраняются не полностью окисленными углистые остатки. Он часто трассируется остаточными скоплениями урана (до первых сотых долей процента), селена (до первых сотых долей процента), избыточными концентрациями радия (коэффициент радиоактивного равновесия 1000%), радиогенного свинца

(до $1-2 \cdot 10^{-4}\%$ против $2 \cdot 10^{-5}\%$ в зоне оруденения), а также повышенными значениями радиационных дефектов кварцевых зерен (до 110 усл.ед. против 30—40 усл. ед. в более молодых зонах оруденения).

На большей части площади месторождения пластово-окисленные породы по минералогическим и геохимическим признакам не отличаются от своих более древних грунтово-окисленных аналогов. Выделяются только молодые зоны лимонитизации, развивающиеся по сероцветным породам, светлой зеленовато-желтой окраской с крапчатым распределением гидроокислов железа.

Характеризуемая стадия пластового окисления отчетливо проявляется на участках развития предшествующего восстановительного сульфидного эпигенеза образованием сложных текстур выделений гидроокислов железа (секущих слоистость), наследующих аркообразное распределение



Фиг. 4. Схема соотношения границ древней грунтово-инфильтрационной и молодой пластово-инфильтрационной зон окисления

1 — нижняя граница древней грунтово-инфильтрационной зоны; 2 — граница молодой пластово-инфильтрационной зоны; 3—4 — оруденения (3 — связанное с сингенетическими восстановителями, 4 — с эпигенетическими), 5 — участки бывшего положения оруденения, связанного с сингенетическими восстановителями

обращенном навстречу потоку, двигавшемуся в юго-западном и западном направлениях. Связь уранового оруденения со вторичным восстановительным барьером подчеркивается нахождением в рудах катун и обрывков глин с реликтами лимонита, а в обломочных слюдах — включений кристаллического гётита.

Четвертая стадия эпигенетических процессов отвечает четвертичному периоду, когда неогеновые отложения были перекрыты малопроницаемыми четвертичными пролювиальными образованиями с карбонатным цементом, и связана с возобновлением деятельности восходящих восстановительных растворов, в данном случае слабосероводородных или «глеевых». Они обусловили образование желтовато-серых, бледно-желтых, белых, зеленовато-землистых окрасок пород и пиритов гексагональной формы. Эти изменения проявились на площади более широко, чем процессы пиритизации третьей стадии.

В центральной части месторождения в отложениях IV пачки зоны восстановительных изменений по отношению к зоне предшествующего пластового окисления имеют секущий характер. Область повторной пиритизации охватывает здесь окисленные породы на полную мощность (см. фиг. 1, IV). За пределами этого участка на более нижних стратиграфических уровнях развитие восстановительного эпигенеза привело к наращиванию мощности сероцветных пород в вертикальном разрезе не более чем на 5 м. В результате проявления рассматриваемого процесса коричневатобурые гидроокислы железа, маркирующие бывшие скопления диагенетического пирита в породах, богатых катун и глин и содержащих прослои углей, исчезают или замещаются коричневатоземлистыми. Эта окраска связана с пропиткой пород гуминовыми кислотами, выделявшимися из скоплений углистого вещества.

криптокристаллического пирита. На этих участках нижняя граница пластово-окисленной зоны перемещается на более высокий стратиграфический уровень, а сама зона, приобретая языкообразную форму, вписывается на площади в контур распространения грунтово-окисленных пород (см. фиг. 4), выклиниваясь во вторичновосстановленных породах верхов четвертой пачки.

С развитием зоны пластового окисления по пиритизированным породам связано формирование нового урановорудного тела в разрезе четвертой пачки. Оруденение при этом возникает только на восточном фланге очага восстановления,

В обеленных частях вторично-восстановленных пород поверхности глинистых катунгов или обрывков, а также обломочных зерен ильменита, освобождаются от налетов гидроокислов железа. Последние сохраняются лишь в зернах биотита и углистых остатках.

Взаимоотношения образований позднейшего восстановительного эпигенеза и предшествующей рудной стадии на разных участках месторождения выражаются по-разному. В центральной части, где восходящие восстановительные растворы обладали повышенной сульфидностью, произошло «захоронение» рудных тел, сформированных на выклинивании зоны пластового окисления в разрезе IV пачки. В периферийных частях эти восходящие растворы были, по-видимому, менее восстановительными и наряду с «захоронением» урановых руд частично их разрушали. Здесь известны многочисленные случаи отсутствия оруденения на контакте зоны окисления и благоприятных для рудоотложения пород — песков, обогащенных катунгами глини и углей. При этом из углей выделялись гуминовые кислоты, способствовавшие, по-видимому, выщелачиванию урана и его миграции в восстановительной обстановке в форме гуматов уранила.

Таким образом, деятельность восходящих сероводородных растворов привела к повышению восстановительных свойств терригенных отложений, сохранению ареалов сероцветных пород на фоне регионального развития зоны грунтового окисления, а также к восстановлению ранее окисленных литологических разностей с формированием зон наложенной пиритизации. В результате в распределении оруденения на площади характеризуемого месторождения проявились два контролирующих фактора: литолого-геохимический и геологоструктурный.

Литолого-геохимический фактор определяет положение оруденения в нижних пачках. Он обуславливает его формирование при сопряжении границ зон лимонитизации с породами, богатыми углистым веществом и соответственно обладающими повышенными первичными восстановительными свойствами. Чем протяженнее контакт между окисленными и углесодержащими породами, тем, как правило, больше ширина рудной залежи. В рудах отмечается отчетливая прямая зависимость между содержаниями органического углерода и урана (см. фиг. 3, з), свойственная ряду других инфильтрационных месторождений [7]. Форма рудных тел линзовидно-пластовая.

Геологоструктурный фактор определяет локализацию оруденения во вторично-восстановленных породах верхней пачки. Морфология рудных тел ролловая с приуроченностью основного количества урана к мешковой части ролла. В этом случае какой-либо зависимости между содержаниями органического углерода и урана в рудах не обнаруживается; его относительно высокие концентрации локализуются в породах с низкими (0,03—0,5%) содержаниями $C_{орг}$, в то же время намечается прямая корреляция содержаний урана от содержания в рудных пробах сульфидной серы (см. фиг. 3, з, д).

Установленный факт контроля относительно богатого уранового оруденения скоплениями эпигенетического пирита заставляет обратиться к вопросу о роли этого минерала как возможного восстановителя урана в экзогенных средах.

Напомним, что данный вопрос до настоящего времени является дискуссионным. Л. С. Евсеева и А. И. Перельман [2], Г. Грейнджер и К. Уоррен [13], Р. П. Рафальский [8] решают его положительно. Вместе с тем в опытах Э. Г. Васильевой [9] песчаные породы «пиритового геохимического типа» при условии их стерилизации, снижения Eh среды, необходимого для осаждения урана, в водном потоке не обеспечивали. По данным А. К. Лисицина [1, 6], равновесные значения Eh в герметически упакованных пастах с порошком пирита находятся в пределах $+150 \div +100$ мВ, не обеспечивающих восстановительное осаждение урана из подземных вод.

К противоположным выводам пришли авторы работы [5], установившие падение окислительно-восстановительного потенциала до -200 мВ

в колонке, заполненной порошкообразным пиритом, при пропускании через нее раствора азотнокислого уранила. Соответственно было зафиксировано снижение концентрации урана в растворе с $5 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-6}$ г/л, сопровождаемое выделением окислов урана, корродирующих зерна пирита.

Не претендуя на всестороннее решение обсуждаемого спорного вопроса, который заслуживает дополнительных экспериментальных исследований и теоретической разработки, однако следует констатировать, что в конкретных условиях рассмотренного месторождения скопления пирита в приразломных очагах восстановительного эпигенеза вполне обеспечивают интенсивное рудоосаждение. Зоны эпигенетической пиритизации сероцветных и ранее окисленных пород оказываются здесь важным фактором рудоконтроля, а следовательно, могут и должны использоваться как поисковый критерий и признак при выявлении промышленных инфильтрационных руд в породах, бедных сингенетическими восстановителями урана или вовсе не содержащих реакционноспособного органического вещества.

Таким образом, рассматриваемое месторождение определено как экзогенно-эпигенетический рудный объект сложной классификационной принадлежности. Оруденение сформировано здесь в две основные стадии развития окислительного эпигенеза: 1) грунтово-инфильтрационную (эоцен — олигоцен) и 2) пластово-инфильтрационную (средний — поздний плиоцен) и, следовательно, является полихронным. На нем проявились две разновидности инфильтрационного уранового оруденения, залегающего в породах: а) с сингенетическими (углистое вещество) и б) с эпигенетическими (зоны пиритизации) восстановителями урана. Руды первой разновидности подчиняются литолого-геохимическому контролю, размещаясь в местах пересечения границами зон грунтового и последующего пластового окисления неизменных сероцветных пород с повышенной восстанавливающей способностью, богатых органическим веществом.

Распределение руд второй разновидности мотивируется структурным фактором и не зависит от первичных геохимических свойств вмещающей литологической среды. В качестве восстановительного геохимического барьера здесь выступают приразломные зоны эпигенетической пиритизации, сформировавшиеся в две стадии деятельности восходящих сероводородсодержащих растворов.

Литература

1. Гидрогенные месторождения урана/Под ред. Перельмана А. И. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
 2. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1962. 228 с.
 3. Евсеева Л. С., Фомина Н. П. Геохимия. 1963. № 11. С. 1050—1054.
 4. Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Зеленова О. И., Комарова Г. В. Морфология рудных тел урановых гидрогенных месторождений // Условия образования месторождения редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 234—245.
 5. 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—770.
 6. Лисицин А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. 248 с.
 7. Расулова С. Д., Яцунский Ю. В., Максимов И. Б. Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 80—93.
 8. Рафальский Р. П. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 96—112.
 9. Рожкова Е. В., Кузнецова Э. Г., Васильева Э. Г. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических сульфидных и других материалов в осадочных толщах // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 4. С. 6—17.
 10. Столяров А. С., Расулова С. Д. Основные черты эпигенетических урано-угольных месторождений // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 186—194.
 11. Шмариович Е. М. О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения // Сов. геология. 1976. № 2. С. 80—89.
 12. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 308 с.
 13. Granger H. C., Warren C. G. Econ. Geol. 1969. V. 64. N 2. P. 161—171.
- Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию
22.1.1988

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.688

СТРОНЦIEВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА В «ЧАШЕЧНЫХ» РУДАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ПОДПОРИНА Е. К., ГРИБКОВ А. С.

Железородные месторождения ангаро-илимского типа, распространенные на юге Сибирской платформы, являются трубками взрыва, формирование которых связывается с базальтоидным магматизмом.

Трубки секут кембро-силурийскую осадочную толщу и выполняются туфами, туфобрекчиями, агломератами, глыбами и обломками вмещающих пород, а также траппов. Уже после формирования трубок гидротермальные растворы привели к интенсивному метасоматозу выполняющих трубки пород, образованию скарнов, вкрапленных и жильных рудных тел магнетитового состава [2, 4].

Месторождения ангаро-илимского типа не имеют аналогов в других районах мира. Их характерной чертой является присутствие в составе руды гипса и ангидрита; повышенные содержания меди, ртути, серебра, лития. Во многих месторождениях был найден сульфат стронция — целестин, однако пока лишь на Октябрьском месторождении геологами Нижнеудинской ГРЭ (Ю. Ф. Гавриловым и др.) были обнаружены залежи этого минерала, которые, возможно, могут иметь практическое значение.

Целестин (отдельные кристаллы, прожилки) находится на глубоких горизонтах, непосредственно в породах трубок взрыва, но главным образом он приурочен к отложениям так называемых «чашечных»; кальдерных структур, которые образовались над трубками в результате просадок блоков пород по субконцентрическим разломам. Заполнение кальдер озерными осадками происходило по мере проседания структуры.

На участке месторождения, где изучался целестин, кальдерная впадина имеет крутые борта, размером примерно 300×700 м и глубиной до 500 м. В основании впадины вскрыты туфы и агломераты жерловой фации трубки взрыва, перекрытые туф-фитами, туфопесчаниками и туфобрекчиями корвунчанской свиты нижнего триаса. Сама впадина выполнена озерными отложениями октябрьской свиты, которая, судя по пресноводной фауне остракод, пелеципод и гастропод, относится к верхней юре [4].

Свита сложена ритмично переслаивающимися туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и мелкообломочными туфобрекчиями, часто с карбонатным цементом (в базальных горизонтах возрастает роль гипса и ангидрита). Обломочный материал, как правило, неокатанный.

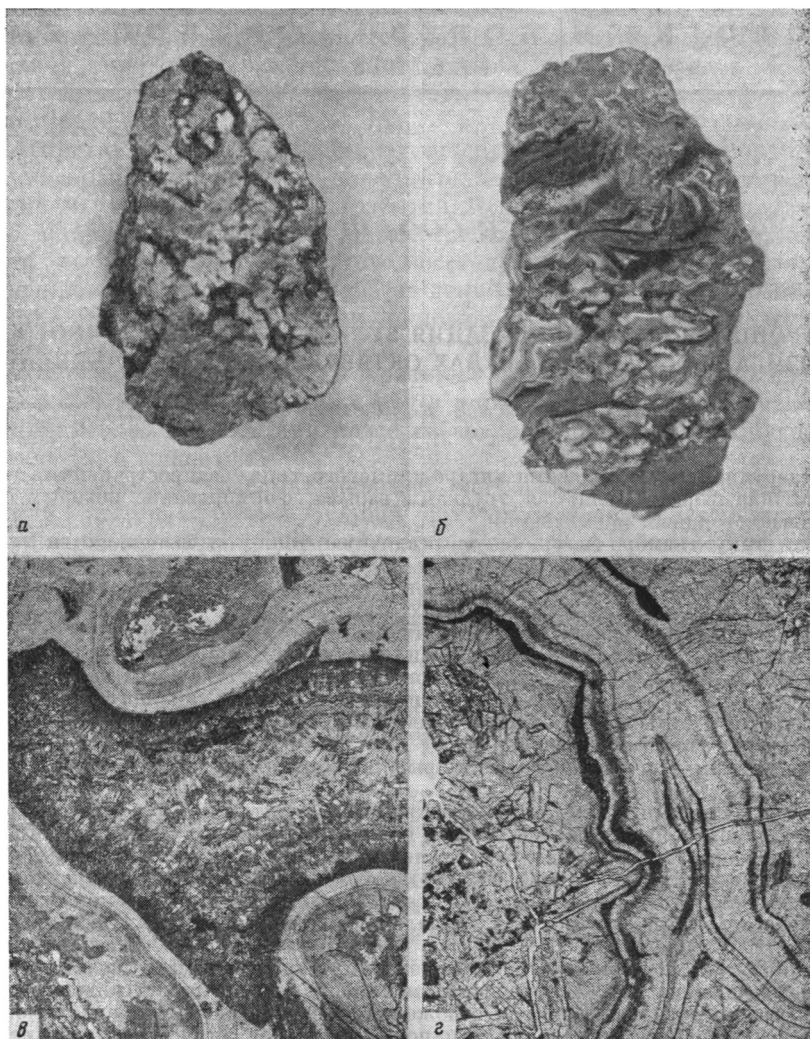
В прибортовых участках впадины часто видны подводно-оползневые текстуры. Слоистость озерных отложений имеет сложный характер, наряду с горизонтально-слоистыми породами встречаются косослоистые. В целом залегание озерных отложений — наклонное от бортов к центру впадины под углом 20–40°, в центральной части — субгоризонтальное.

«Чашечные» магнетитовые руды в основном приурочены к базальному горизонту свиты. Целестин встречается по всему разрезу, но максимум стронциевого оруденения локализуется стратиграфически выше основных залежей железных руд. Целестиноносные стратиформные рудные тела залегают согласно с вмещающими породами. Они, как и озерные отложения в целом наклонены к центру под углами 20–40°, а в центральных частях впадины выполаживаются.

Выделяются два типа стронциевых руд: 1) целестиновый (содержание магнетита и гематита менее 10%, SrO до 28%); 2) магнетит-целестин-халькопиритовый (содержание магнетита до 60%, SrO до 20%, меди до 1,15%).

Стронциевые руды в «чашечных» структурах представляют собой желтые, желто-бурые интенсивно сульфатизированные туфы, туффиты и туфобрекчии с магнетитом, гематитом и с разнообразными формами выделений целестина — в виде цемента вулканокластических пород, прожилков, неправильной формы скоплений кристаллов, жезд, желваков и т. д. В приповерхностных частях широко распространены крупные (от 20 см до 1,5 м в диаметре) желваки сложного строения (фиг. 1).

Отмечается несколько генераций целестина. Наиболее поздней является тонкополосчатая колломорфно-натечная, образующая многослойные корки на желваках и замещающая целестин более ранних генераций. Внутри желваков часто встречаются целестиновые выделения радиально-лучистого, игольчато-перистого и сфероидального строения (фиг. 2).



Фиг. 1. Фрагменты строения желваков
a – дендритовидные; *б* – крустификационные (натур. вел.); *в*, *г* – микро-
 строение корок желваков (увел. 55, николи X)

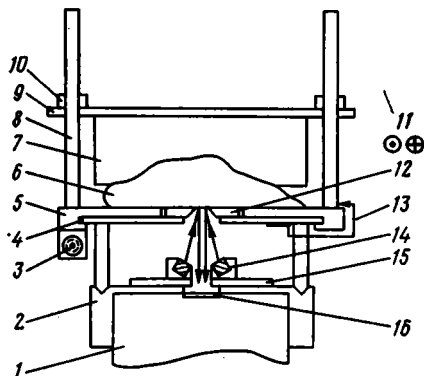


Фиг. 2. Микростроение выделений целестина
a – радиально-лучистое; *б* – игольчато-перистое (увел. 55, николи X)

Кроме целестина в состав желваков входят, в качестве второстепенных минералов, кальцит, гипс, тонковкрашенные магнетит, пирит, халькопирит, иногда марказит.

В связи с необычайным многообразием форм выделения целестина возникает вопрос о постоянстве химического состава этого минерала, имеющий существенное значение для технологической оценки оруденения. Поскольку рудные выделения часто имеют тонкополосчатое строение, то обычный метод отбора мономинеральных фракций с их последующим анализом слишком трудоемок и не эффективен. Поэтому одним из авторов (А. С. Грибковым) для детального изучения состава руд такого типа с помощью рентгенорадиометрического метода была разработана специальная конструкция микрозондового датчика (фиг. 3), которая позволяет производить замеры содержания стронция и бария, высокие содержания которых были установлены в рудах спектральным анализом, непосредственно в образце.

Датчик состоит из опорного стола (сталь 1 см) 4, который фиксируется в углублениях оправы 2; полупроводникового детектора (ППД) 1 с окном просвечивания 16; ходовой пластины с салазками 5 для закрепления изучаемого шлифованного образца 6. Образец перемещается по пластине в направлении, перпендикулярном к плоскости чертежа 11 при помощи микрометрического винта 3. Фиксация его и привязка к началу отсчета точек просвечивания производится стрелочным указателем 13 на шкале с миллиметровыми делениями. Указатель жестко закреплен на пластине стола и выведен на ее поверхность. Образец на пластине фиксируется прижимной планкой 9 гайкой Н8 10 и поролоновой прокладкой 7 с помощью стоек М8 8. Сменный коллиматор 15 диаметром окна просвечивания в 2,5 мм 12 жестко крепится к пластине стола. Источник излучения в контейнере 14 и коллиматор окна ППД расположены внизу образца.



Фиг. 3. Схема микрозондового датчика для точечного опробования на SrO и BaO в образце

Анализ производился непосредственно на спектрометрической установке, состоящей из многоканального анализатора импульсов Si(Li) типа БДРК-1-25 (что позволяет осуществлять визуальное наблюдение и контроль спектрограмм, а также оценивать влияние мешающих элементов), блока питания ППД типа СЭС-2-20 «Лангур». Источником возбуждающего излучения являются два радиоизотопа ^{241}Am с суммарной активностью 160 мКи. Это позволяет получать результаты по стронцию и бария в одном измерении. Эталоном служили монокристаллы чистых целестина и барита со стандартными содержаниями основных компонентов (SrO 56,4% и BaO 65,7%). Пределы обнаружения стронция и бария составляют соответственно 1,4 и 0,5%.

Определения стронция и бария производились на шлифованных образцах как по линиям, пересекающим тонкослоистые и прочие минеральные выделения, так и в отдельных зернах минералов (фиг. 4). При этом минимальный «шаг анализа» составляет 3 мм.

Выяснилось, что на результаты анализа отрицательно влияют следующие факторы: глубинность, диаметр окна просвечивания, наличие микропримесей. Анализ этих факторов требует специального рассмотрения, здесь же следует отметить, что авторами разработаны методические приемы и введены поправочные коэффициенты, позволяющие свести влияние этих факторов к минимуму. Сопоставление результатов анализа, полученных рентгенорадиометрическим и рентгеноспектральным методами, показало их вполне удовлетворительную сходимость.

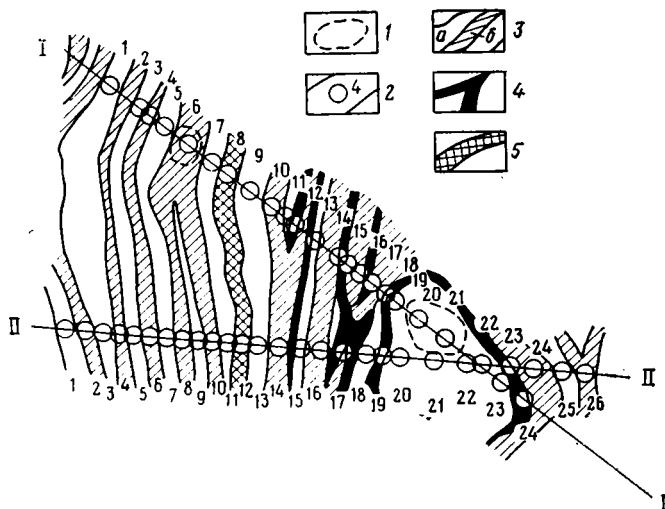
Возможности разработанной методики оценены на трех образцах (фиг. 5).

Образец 1 взят в разведочной канаве непосредственно у дневной поверхности. Он является частью большого (диаметром до 1 м) желвака сложностойного строения. Микроскопические слои мощностью 0,2–0,8 мм сложены целестином и различаются между собой по цвету и степени зернистости. Между слоями имеются полости, в которых растут мелкие (длиной до 0,1 мм) кристаллы целестина голубого цвета. В пустотах и мелких жеодах внутри желвака головки кристаллов венчаются сфероидалными выделениями магнетита. Иногда в жеодах субстратом для целестина служат черные натечные корочки гидроокислов железа.

Образец 2 также является частью крупного желвака, взятого из той же канавы, но на глубине 3 м. Желвак имеет кристификационное и дендритовидное строение. Небольшая жеода внутри образца выполнена прозрачными голубыми кристаллами целестина. Дендриты сложены мелкозернистыми выделениями целестина кремового цвета.

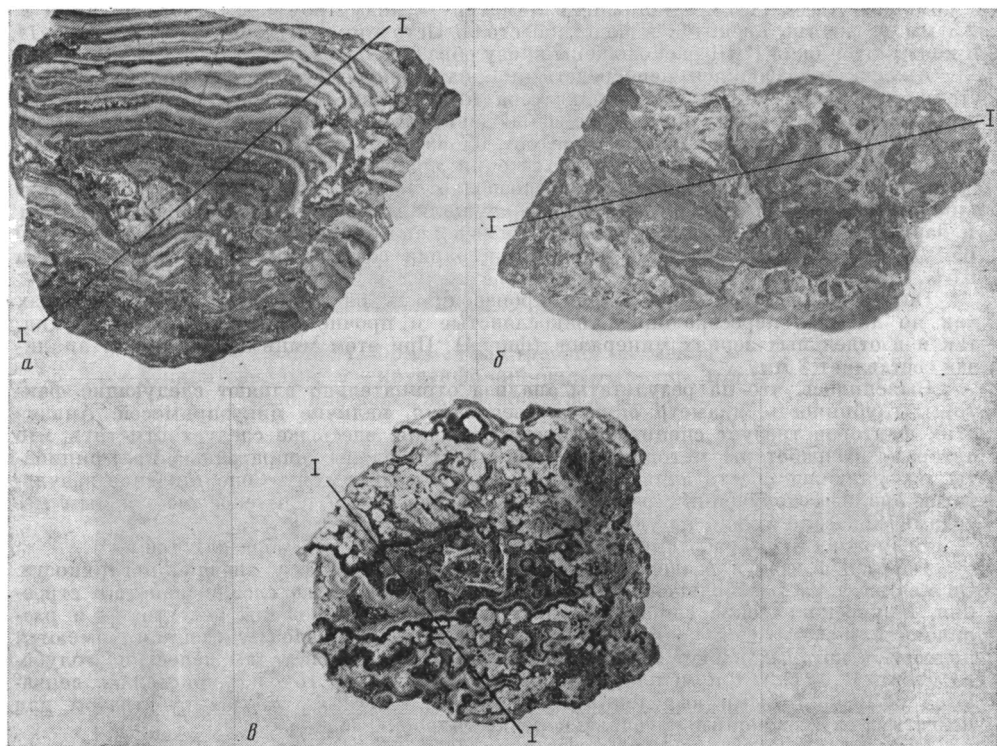
Образец 3 взят из керна скважины на глубине 30 м. Он представляет собой туфобрекцию серо-зеленого цвета, в которой целестин с кальцитом образуют цемент; при этом обломки осадочных пород полностью или частично замещены целестином. Пустоты выполнены целестином более поздней генерации с примесью кальцита. По трещинам в породе развиваются магнетит, пирит, халькопирит.

Результаты анализов, графически изображенные на фиг. 6 (положение точек на линиях см. на фиг. 5), позволяют сделать следующие выводы.



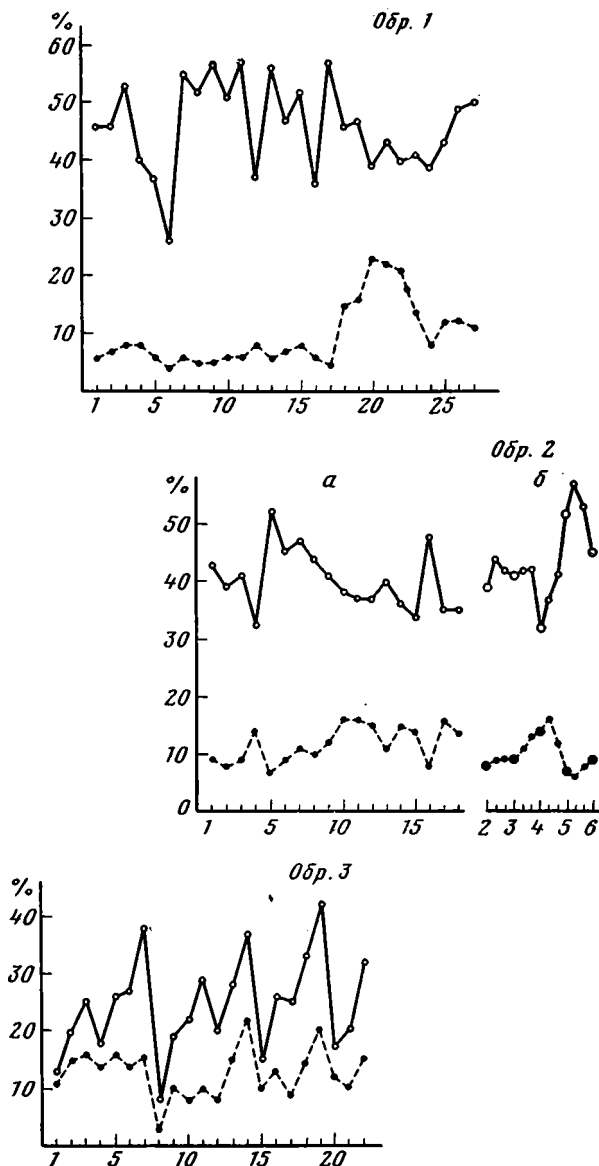
Фиг. 4. Схема опробования на SrO и BaO пришлифованного многослойного обр. 1 по линиям пересечения всех типов выделений целестина (I—I и II—II)

I — зона повторного замера (насыщенные пробы); 2 — точки замеров; 3 — разнотельные прослойки (a — плотные, б — кристаллические); 4 — слои черного цвета; 5 — слои рыжего цвета



Фиг. 5. Образцы стронциевых руд, исследованные на SrO и BaO с линиями опробования

a — обр. 1 (корковая часть желвака многослойного строения с жемчужной, выполненной кристаллами целестина); б — обр. 2 (внутренняя часть желвака крустификационного строения); в — обр. 3 (часть зерна с глубины 30 м серо-зеленого цвета с целестин-кальцитовым цементом). Размеры натуральные



Фиг. 6. Графики распределения SrO (сплошная линия) и BaO (пунктирная линия) по линии I—I (а — с шагом 3 мм, б — 1 мм). На оси абсцисс нанесены номера точек

Установлено, что в пределах образцов, характеризующихся сложным строением, содержания SrO и BaO в тонкопереслаивающихся прослойках, корочках, жеодовых выделениях существенно изменяются, что может свидетельствовать о периодических колебаниях содержания стронция и бария в рудообразующих растворах.

Средние содержания стронция и бария в трех изученных образцах, определенные как среднеарифметическое результатов анализа в точках по линиям, также заметно различаются. Так, средние содержания SrO и BaO (в %) в обр. 1 составляют 49,4 и 9,2 ($n=24$), в обр. 2—40,2 и 11,9 ($n=22$) и в обр. 3—24,5 и 12,3 ($n=18$). При этом особенно интересно то, что отношение SrO/BaO закономерно уменьшается по разрезу (сверху вниз): 5,4; 3,4; 2,0.

В связи с этим следует отметить, что во многих гидротермальных полиметаллических месторождениях, в которых целестин является второстепенным минералом, отмечается рост содержания BaO в этом минерале с глубиной. Характерно также, что в недавно открытых в Аргентине эпигенетических месторождениях целестина отмечается смена (сверху вниз) существенно целестиновых руд барито-целестиновыми и далее существенно баритовыми рудами [1].

Приведенные аналитические данные характеризуют прослойки, натечные корочки и другие типы выделений целестина, минеральный состав которых, как отмечалось выше, неоднороден. В связи с этим рентгеноспектральным методом (аналитик

Характеристика образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	SrO
Прозрачные голубые кристаллы	1,23	0,03	0,47	0,5	0,59	1,45	48,11
Микрозернистые выделения из дендритов	2,0	Не обн.	0,76	0,12	0,48	1,81	44,46
Выделения из крустификационной корочки	2,59	Следы	0,9	3,54	0,59	1,22	39,73

Характеристика образца	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O	Сумма
Прозрачные голубые кристаллы	7,02	0,06	0,05	41,03	Не обн.	100,54
Микрозернистые выделения из дендритов	8,88	0,03	0,03	41,29	»	99,80
Выделения из крустификационной корочки	11,35	0,05	0,03	39,64	0,08	99,63

* Аналитик З. Т. Катаева (ИМГРЭ).

Шевченко Е. П., Бронницкая ГГЭ, ИМГРЭ) были проанализированы чисто отобранные мономинеральные фракции минерала. Содержание SrO и BaO в светлых мелко- и среднезернистых прозрачных кристаллах из прослоек и жеодовых выделений составляет 46,4 и 7,0% ($n=3$), в кристаллах из шестоватых и радиально-лучистых агрегатов — 36,8 и 14,4% ($n=5$), а в непрозрачных разноокрашенных мелкозернистых и скрытокристаллических выделениях минерала из прослоек и корочек — 28,7 и 17,3%.

Три образца целестина были проанализированы также химическим методом (таблица). Если исключить из результатов анализа SiO₂, TiO₂ и другие окислы, присутствие которых, очевидно, обусловлено механическими примесями, то содержания SrO и BaO в этих образцах соответственно составит (в %): обр. 1 — 50,03 и 7,30; обр. 2 — 46,98 и 9,38; обр. 3 — 43,79 и 12,51.

Приведенные данные указывают на то, что целестиновые руды Октябрьского месторождения минералогически весьма неоднородны и сложены как собственно целестином (с содержанием BaO менее 10%), так и баритоцелестином. Определения удельной массы мономинеральных фракций этих минералов микрометодом (аналитик В. Ф. Недобой, ИМГРЭ) также показали значительные вариации ее значений — от 3,7 до 4,17, отражающие вариации содержаний BaO.

Локализация изученных целестиновых и баритоцелестиновых руд в вулканокластических отложениях кратерных озер, особенности морфологии рудных залежей показывают, что в целом это оруденение имеет вулканогенно-осадочный генезис и формируется в результате проникновения в толщу вулканокластических осадков поступающих снизу гидротермальных низкотемпературных растворов. Стронциевое оруденение Октябрьского месторождения пока не имеет аналогов и может быть правомерно отнесено к новому типу. По составу целестина оно резко отличается от широко распространенных эпигенетических месторождений стронция, для которых примесь BaO в рудах обычно не превышает 1–3%. По-видимому, оруденение характеризуемого типа занимает промежуточное положение между вулканогенно-осадочными целестиновыми и стронцианитовыми рудами (без бария, в ассоциации с бентонитами и окислами марганца) третичных озерных бассейнов в Калифорнии и Аризоне (США) и типично гидротермальными месторождениями стронция в бассейне р. Нижняя Тунгуска (целестиновые и баритовые руды с гематитом, гётитом и сульфидами свинца и цинка) [3].

Считается, что формирование железных руд ангаро-илимского типа в целом связано с базальтоидным магматизмом. Известно, что в базальтах величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большинстве случаев составляет 0,703–0,705. В то же время определение изотопного состава стронция (С. Н. Вороновским, ИМГРЭ) в двух отобранных нами на Октябрьском месторождении образцах целестина дало следующие результаты: образец с глубины 3 м от поверхности — $0,0708 \pm 1 \cdot 10^{-4}$, образец с глубины 575 м — $0,0708 \pm 2 \cdot 10^{-4}$. Это соответствует изотопному составу стронция морских вод, карбонатных пород и целестинов эпигенетических месторождений, не имеющих связи с магматизмом. В связи с этим не исключается, что стронций на Октябрьском месторождении по крайней мере частично заимствовался гидротермальными растворами из палеозойских осадочных пород, которые в этом регионе характеризуются повышенной стронциенностью.

1. Бурков В. В. Месторождения стронция // Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978. С. 421–436.
2. Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 199 с.
3. Солодов Н. А., Бурков В. В., Овчинников Л. Н. Геологический справочник по легким литофильным редким металлам. М.: Недра, 1986. 282 с.
4. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 117 с.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
17.IX.1987

УДК 549.65(470)

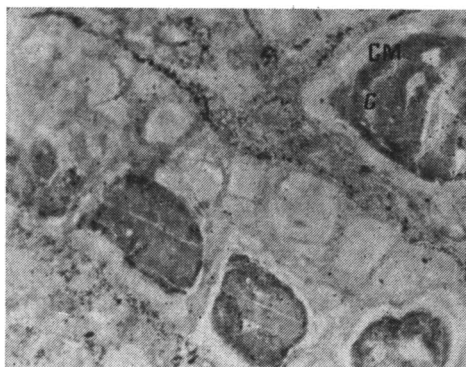
О СМЕКТИТЕ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ПРОКОПЧУК Б. И., ЖЕРДЕВ П. Ю., КОЛОДЬКО А. А.,
КИСЕЛЬ С. И., ЛЕВИН В. И., МАРКОВА Т. И.,
СКРИПНИЧЕНКО В. А., СОБОЛЕВ В. К.

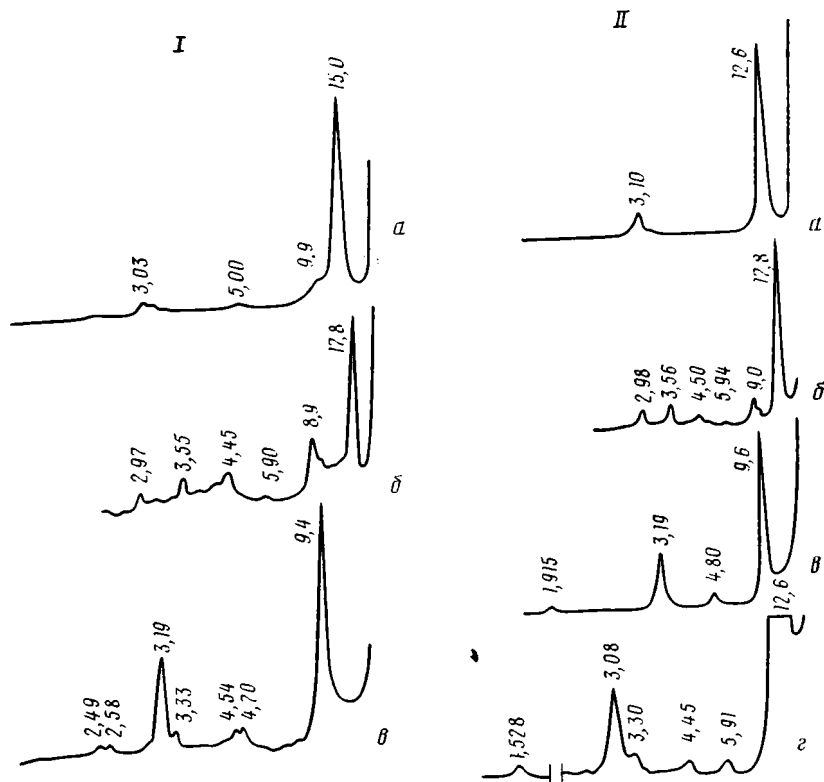
В одной из публикаций, посвященных минералам группы смектитов [3], локализованных в интерстициях и везикулах в верхнедевонских эффузивных базальтах Северного Тимана, авторы, учитывая высокую термодинамическую устойчивость смектита, особенности его кристаллохимического строения, высказывают предположение о непосредственной кристаллизации данной фазы из отливквировавшей порции расплава. На наш взгляд, важное значение имеет вывод о том, что происхождение минерала связано с заключительными этапами развития магматических процессов, и в этом смысле определяется как эндогенное.

Смектитовая фаза исследовалась нами на ряде вулканических объектов центрального типа в северной части Русской платформы. Тектоническая позиция объектов определяется их положением в пределах крупного авлакогена архейского – нижнепротерозойского заложения и выполненного терригенными породами рифея (углистые и слюдястые сланцы, кварцитовидные песчаники) и венда (пестроцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники) общей мощностью 3–3,5 км. Структурный контроль

Фиг. 1. Смектитовые оторочки (светло-серое) «см» развитие по краям псевдоморфоз, выполненных серпентином (темно-серое) «с» и псевдобрекчиевая структура основной массы; без анализатора, увел. 100



размещения вулканических аппаратов проявлен в приуроченности их к системе субмеридиональных глубинных разломов, а образование связывается этапом раннегерцинской тектономагматической активизации, обусловившей проникновение магматических расплавов вдоль указанных нарушений. Вулканические тела прорывают породы рифея и венда и перекрываются песчаными породами среднего карбона и карбонатными отложениями верхнекарбонного возраста. Из магматических образований в пределах авлакогена известны лишь тела силлов карбонатитового состава, залегающие в верхних частях разреза вендских отложений. Указанные постройки представляют собой вулканические жерла, изометричные или удлиненные в плане и субвертикально уходящие на глубину. Некоторые из них в приповерхностной части осложнены воронкообразным расширением – кратером. Структурно-текстурные осо-



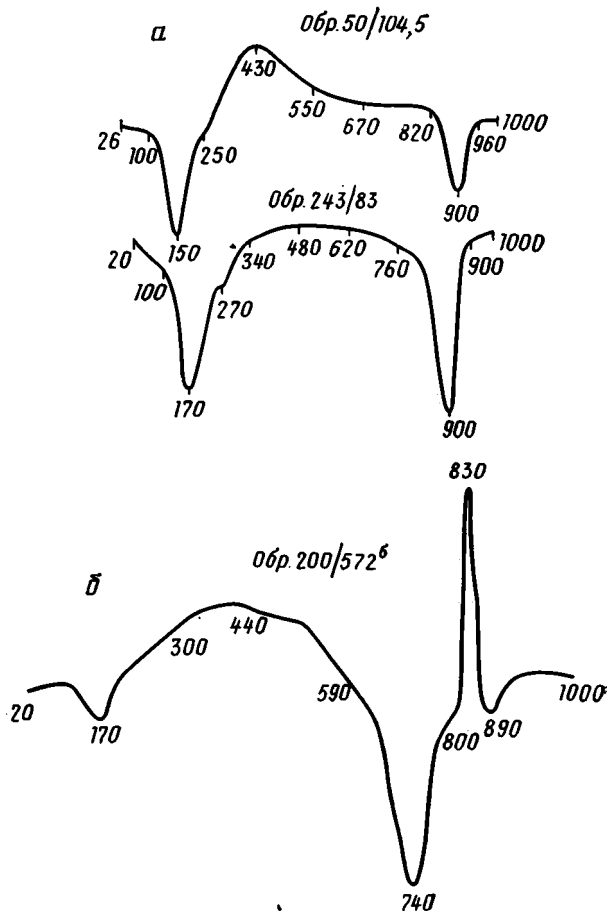
Фиг. 2. Дифрактограммы материала псевдоморфоз из вулканических брекчий I – Са-содержащий сапонит (а – ориентированный препарат, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный при 600°С); II – Na-содержащий сапонит (а – ориентированный препарат, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный при 600°С, г – дезориентированный препарат)

бенности и условия залегания пород в жерле и кратере различны, на основании чего выделяются жерловая и кратерная фации. Образования жерловой фации представлены в основном двумя петрографическими разновидностями вулканических брекчий.

Первая разность характеризуется разнообломочной структурой. Размеры отдельных обломков варьируют в широких пределах – от нескольких метров до первых миллиметров. В обломочной части преобладает ксеногенная составляющая, представленная обломками вмещающих пород: зелено- и красноцветных аргиллитов, кварцевых алевролитов и песчаников. Присутствуют малочисленные ксенолиты докембрийского кристаллического фундамента. Магматическая составляющая представлена литокластами, т. е. литифицированными фрагментами расплава, среди которых выделяются как обломки неправильной обрывочной формы, так и типичные автолиты – фрагменты со сфероидальной, концентрически-зональной текстурой; широко распространены кристаллокласты псевдоморфоз по оливину, аналогичные вкрапленникам в литокластах. Магматический обломочный материал не превышает 30% обломков. Связующая масса представляет собой тонкообломочный агрегат тех же компонентов, но с широким участием кварцевых зерен алевропсаммитовой размерности, сцементированных железистым, карбонатным и глинистым (смектит, тальк, гидрослюда) веществом в разных соотношениях.

Вторая разность также характеризуется разнообломочной структурой, но с меньшим (1–5 см) размером отдельных обломков. Магматическая составляющая в обломочном материале резко преобладает, представлена кристаллокластами псевдоморфоз по оливину, литокластами (среди последних распространены главным образом автолиты), редко встречаются ксенолиты мантийных пород. Ксенолиты осадочных пород занимают 3–5%, ксенолиты кристаллического фундамента в данной брекчии также малочисленны. Связующей массой является материал, сохраняющий в реликтовом виде первичную магматическую структуру, но в разной степени измененный процессами серпентинизации, сапонитизации и карбонатизации. В результате связующая масса представляет собой тонкошелушчатый агрегат преимущественно смектита, серпентина с примесью карбонатов.

Брекчии первой разности, как следует из их характеристики, являются типичными вулканогенно-обломочными образованиями эксплозивного генезиса; брекчии второй разности рассматриваются как субвулканические образования. Брекчии первой разности слагают преимущественно верхние и периферические части жерл, а их



Фиг. 3. Термоаналитические кривые (ДТА) материала псевдоморфоз *а* — сапонит, *б* — лизардит

отдельные обломки встречены в кластическом материале брекчий второй разности. Последние, таким образом, более молодые, ими сложены вертикальные тела в центральных частях вулканических построек. Обе разности прослеживаются от подошвы перекрывающих отложений до максимальной (700–800 м) вскрытой глубины.

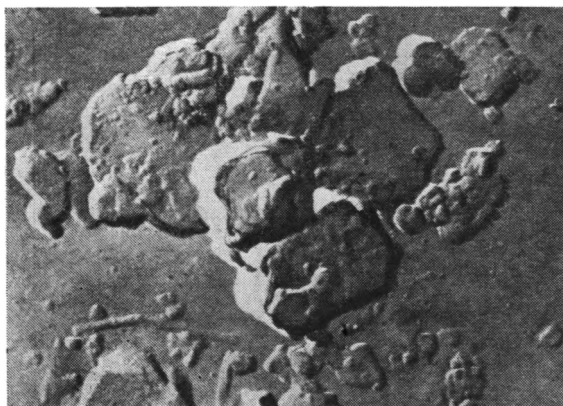
Вследствие глубоких постмагматических изменений наиболее распространенными породообразующими минералами указанных разностей брекчий являются: триоктаэдрический смектит — сапонит, серпентин, карбонаты, тальк.

Все проанализированные образцы со смектитом были отобраны с глубины ниже 200–250 м и не несли каких-либо проявлений гипергенных изменений.

Микроскопическим изучением установлены две формы выделения сапонита: листовато-пластинчатый в псевдоморфозах кристаллокластоливины и мелкочешуйчатые агрегаты в цементирующей массе. Сапонит в псевдоморфозах имеет буровато-светло-зеленый цвет и образует удлиненно-пластинчатые (размером $0,04 \times 0,3$ мм) формы, образующие иногда сноповидные лучистые скопления с бледно-желтыми до розовых цветов интерференции. В ряде случаев пластинчатые выделения концентрируются во внешней зоне псевдоморфоз по оливину, а центральная часть сложена тонкочешуйчатым агрегатом смектита. Последним слагается цементирующая масса самих брекчий, а также основная масса автолитов. С выделениями смектита в брекчиях I типа постоянно ассоциируют карбонаты, нередко тальк, а в брекчиях II типа — серпентин-смектитовые сочетания. Взаимоотношение серпентина и сапонита имеет разный характер. На различных глубинах в псевдоморфозах наблюдается отчетливое замещение сапонитом серпентина. Последний сохраняется в виде реликтовых островков среди пластинчатых выделений сапонита. Тонкие смектитовые островочки развиваются по краям псевдоморфоз, выполненных серпентином (фиг. 1), в других случаях сапонит образует прожилковидные участки среди пластинчатых серпентиновых выделений. Распространены псевдоморфозы, полностью сложенные сапонитом. При развитии смектита в цементирующей массе связующего вещества брекчий образуются своеобразные псевдобрекчиевые структуры. Они обусловлены тем, что замещение тонкочешуйчатым смектитовым агрегатом цемента происходит по зонам, отражающим первичную структурную неоднородность апостекловатой массы (см. фиг. 1).

Рассматриваемая смектитовая фаза устанавливается по данным рентгеноструктурного анализа. На дифрактограммах ориентированных препаратов выполняющего вещества псевдоморфоз четко проявлены базальные рефлексы 12,6 (001) и 15,0 Å (001) и соответственно 3,10 (004) и 3,03 Å (005) (фиг. 2). При насыщении глицерином минерал разбухает и рефлексы (001) смещаются до 17,8 Å, а при нагревании до 600° С происходит сжатие базальных межплоскостных расстояний до 9,4 и 9,6 Å. Проявленное для дезориентированных препаратов отражение $d_{(060)} = 1,528$ указывает на триоктаэдрическую разновидность смектита. Наличие двух базальных рефлексов $d_{(001)}$, отвечающих межплоскостным расстояниям 12,6 и 15,0 Å, свидетельствует о развитии как Na-, так и Са-содержащих смектитов в обменном комплексе.

Смектитовая фаза отчетливо фиксируется и термическим анализом. На кривой ДТА хорошо проявлены эндотермические эффекты 150, 170 и 900° С (фиг. 3, а), соответствующие термопреобразованиям сапонита. На кривых образцов, содержащих



Фиг. 4. Агрегаты сапонита (почковидные формы), развитые по лизардиту (пластинчатые формы)
Электронно-микроскопический снимок, увел. 18000

серпентин, проявлены дополнительные термоэффекты: эндотермический 740° С и экзотермический 830° С, характерные для лизардита. Развитие сапонита по лизардиту фиксируется на электронно-микроскопических снимках (фиг. 4), на которых видны почковидные агрегаты сапонита, развитые на поверхности пластинчатых форм лизардита. Сапонитовый состав смектитовой фазы подтверждается и результатами инфракрасной спектроскопии. На полученных спектрах (фиг. 5) в области высокочастотных колебаний отчетливо фиксируется полоса поглощения 3450 см^{-1} , отвечающая валентным колебаниям группы OH во внешних координационных сферах обменных катионов в смектитах. Деформационным колебаниям этой группы соответствует полоса поглощения 1640 см^{-1} . Полоса поглощения 1000 см^{-1} отвечает Si—O-колебаниям, характерным для слоистых силикатов. Индикаторным показателем, указывающим на принадлежность смектитов к триоктаэдрическим разновидностям, является полоса поглощения 600 см^{-1} , соответствующая валентным колебаниям Si—O, а также полоса поглощения 450 см^{-1} , отвечающая деформационным связям Si—O—Me в октаэдрических позициях.

Сравнение результатов химического анализа (таблица) обсуждаемых смектитов с данными, приводимыми для отдельных минеральных фаз триоктаэдрического типа [2], однозначно указывает, что по содержанию Mg, Al, Fe³⁺ и Fe²⁺ рассматриваемые смектиты практически полностью соответствуют сапониту. Расчет кристаллохимической формулы исследуемой фазы, осуществленный на основе допущения, что сумма октаэдрических катионов равна трем на формульную единицу, привел к равенству положительных и отрицательных валентностей катионов и анионов в окта-, тетраэдрических и межслоевых позициях. Сумма валентностей составила 22 и, следовательно, полностью отвечает идеальному анионному каркасу 2:1 O₁₀(OH)₂. Поэтому формулы имеют вид, приведенный в таблице.

На примере ряда исследований [1] показано, что в корях выветривания по основному, щелочно-ультраосновному породам серпентин преобразуется в ди-триоктаэдрические и далее диоктаэдрические смектиты, при этом в ходе гипергенного преобразования происходит вынос магния из октаэдрических позиций и формирование гидрагиллитового мотива, т. е. для кор выветривания характерно развитие диоктаэдрических смектитов — собственно монтмориллонитов.

В рассматриваемом случае, как следует из приведенных результатов различных видов анализов, широко развит триоктаэдрический смектит-сапонит. Минерал распространен на глубинах, превышающих 300–500 м от поверхности, а в ассоциации с ним отсутствуют типоморфные для зон гипергенеза минералы.

Выделяются две гипогенные минеральные ассоциации, в которых распространен сапонит. В брекчиях первого типа вместе с сапонитом почти постоянно отмечается

Химический состав сапонита псевдоморфоз из вулканических брекчий, %

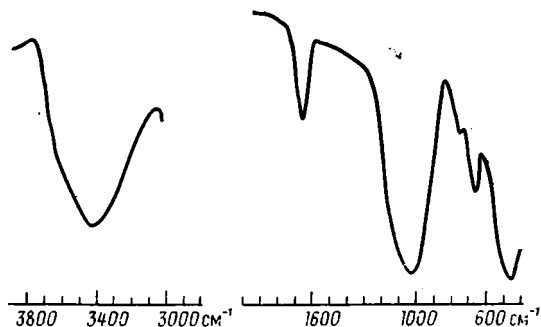
Компонент	Номер проб						
	1	2*	3	4	5	6	7*
SiO ₂	42,99	48,85	48,25	48,20	53,60	50,00	47,04
TiO ₂	—	0,25	0,23	0,34	0,63	0,82	0,47
Al ₂ O ₃	6,26	5,00	5,15	4,82	3,60	3,20	6,21
Fe ₂ O ₃	1,83	3,66	3,80	3,58	4,82	2,44	5,49
Cr ₂ O ₃	—	0,16	0,09	0,27	0,09	0,17	0,08
FeO	2,57	1,20	1,08	1,20	1,15	2,21	1,20
MnO	0,11	0,06	0,07	0,08	0,04	0,04	0,11
MgO	22,96	25,32	25,16	24,85	24,27	26,56	25,11
CaO	2,03	0,16	0,74	0,41	1,98	1,62	3,13
Na ₂ O	1,04	1,11	0,99	1,26	0,34	0,30	1,78
K ₂ O	Следы	0,10	0,08	0,14	0,51	0,63	0,56
H ₂ O ⁺	13,65	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	6,85	—	—	—	6,78	9,86	—
H ₂ O+Ппп	—	10,09	12,98	10,50	—	—	7,68
P ₂ O ₅	—	0,08	0,05	0,10	0,25	0,30	0,84
SO ₃	—	0,10	0,10	0,10	0,02	0,03	—
CO ₂	—	—	—	—	0,45	0,28	—
C _{орг}	—	—	—	—	0,12	0,10	—
Сумма	100,29	96,14	98,77	95,85	98,65	98,56	99,70

Примечание. 1 — сапонит, рудник Абмик, Мичиган [2]; кристаллохимические формулы сапонита для проб 2—7: 2 — $n \text{ H}_2\text{O} (\text{Na}_{0,16}\text{K}_{0,09}\text{Ca}_{0,01})_{0,26} (\text{Mg}_{2,74}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Ti}_{0,01})_{3,02} (\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,43}\text{Cr}_{0,01})_{3,99} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$; 3 — $n \text{ H}_2\text{O} (\text{Na}_{0,14}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,06})_{0,21} (\text{Mg}_{2,72}\text{Fe}_{0,21}^{3+}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Ti}_{0,01})_{3,00} (\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,44}\text{Cr}_{0,06})_{3,99} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$; 4 — $n \times \text{H}_2\text{O} (\text{Na}_{0,18}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,03})_{0,22} (\text{Mg}_{2,72}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+})_{2,99} (\text{Si}_{3,54}\text{Al}_{0,42}\text{Cr}_{0,02})_{3,98} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$; 5 — $n \text{ H}_2\text{O} (\text{Ca}_{0,15} \times \text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,06})_{0,25} (\text{Mg}_{2,54}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Ti}_{0,03})_{2,69} (\text{Si}_{3,76}\text{Al}_{0,15}\text{Fe}_{0,09}^{3+})_{4,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$; 6 — $n \text{ H}_2\text{O} (\text{Ca}_{0,12}\text{K}_{0,06} \times \text{Na}_{0,04})_{0,22} (\text{Mg}_{2,83}\text{Fe}_{0,13}^{2+})_{2,96} (\text{Si}_{3,57}\text{Al}_{0,27}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Ti}_{0,4})_{4,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$; 7 — $n \text{ H}_2\text{O} (\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,23}\text{K}_{0,05})_{0,52} (\text{Mg}_{2,65} \times \text{Fe}_{0,15}^{3+}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,02})_{2,89} (\text{Si}_{3,34}\text{Al}_{0,52}\text{Fe}_{0,14}^{3+})_{4,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$.

* Анализы проб, по которым приведены дифрактограммы.

в подчиненном количестве тальк, а в брекчиях второго типа характерна ассоциация сапонита с серпентином, причем количественные их соотношения с глубиной меняются. Исходя из данных ассоциаций, наблюдаемых на электронно-микроскопических снимках взаимоотношений рассматриваемых минеральных фаз, можно следующим образом представить образование сапонита.

В брекчиях второго типа (в ассоциации с серпентином) его формирование происходило под влиянием высокотемпературных гидротерм, активно проявившихся в



Фиг. 5. ИК-спектры смектита псевдоморфоз из вулканических брекчий

заклЮчительные стадии вулканизма, и, вероятно, формировавшихся в результате взаимодействия газонасыщенного флюида с водоносными горизонтами, сопровождавшегося, по всей видимости, фреатическими явлениями. Активное воздействие разогретой воды, содержащей в виде примесей такие компоненты, как Na, Ca, Al, Si (последний за счет ксеногенного кварца), на серпентин в условиях фреатических процессов способствовало выносу Mg и формированию более устойчивой в новой обстановке фазы с трехслойной решеткой — магниевого смектита.

Близким к описанному представляется формирование сапонита в брекчиях первого типа (в ассоциации с тальком). Здесь условия были еще более благоприятными для развития этой фазы. Так как кристаллические структуры талька и сапонита достаточно близки (триоктаэдрические, трехэтажные решетки с соотношением слоев 2:1), переход талька в сапонит осуществляется за счет привноса отмеченными выше растворами небольших количеств Na, Ca, Al.

Все эти данные позволяют достаточно уверенно считать, что в приведенном случае смектитовая фаза возникла не в результате гипергенного преобразования породы, а в заключительные стадии магматического процесса. Данное обстоятельство необходимо иметь в виду при воссоздании картины постмагматического минералообразования в подобных вулканических процессах.

Литература

1. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
2. Росс К. С. Взаимоотношения глинистых минералов в группе монтмориллонита // Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. С. 171–177.
3. Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк П. Г. Смектиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 86–103.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,
Москва

Поступила в редакцию
13.1.1987

УДК 553.632/661.426

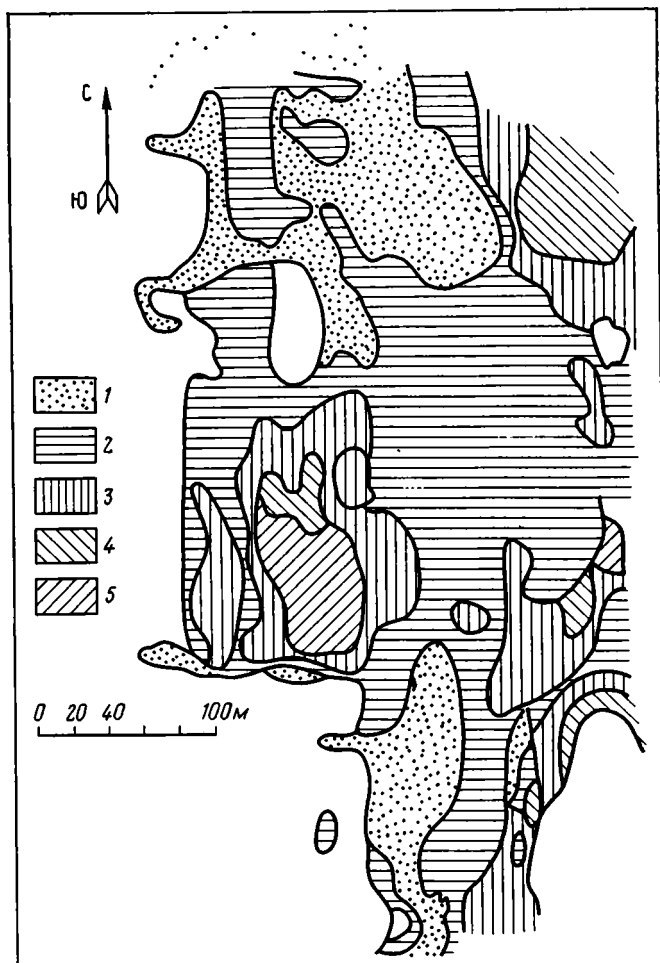
КОНСЕДИМЕНТАЦИОННО-ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ЗАМЕЩЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ КАМЕННОЙ СОЛЬЮ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ КАЛИЙНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

ФИЛИППОВ С. А.

На Верхнекамском калийном месторождении в процессе разведочных и эксплуатационных работ выявлены различные по масштабам и строению зоны, в которых сильвиниты или карналлиты калийных пластов замещены каменной солью. Непредвиденная встреча этих зон в процессе эксплуатации значительно осложняет ведение работ и приводит к разубоживанию извлекаемой руды.

Зоны разубоживания и замещения (ЗРЗ) Верхнекамского месторождения изучались А. А. Ивановым и М. Л. Вороновой, В. И. Копниным, А. И. Кудряшовым, Л. Н. Морозовым, Ю. А. Третьяковым и др. Большинство указанных исследователей считают, что они сформировались в процессе седиментации или раннедиагенетических преобразований осадка. Так, А. А. Иванов и М. Л. Воронова [1] высказали точку зрения, что все ЗРЗ и пестрые сильвиниты Верхнекамского месторождения образовались на стадии раннего диагенеза метасоматическим путем при воздействии на сильвинитовую или карналлитовую породы хлорнатриевого рассола. Все это происходит, по их мнению, в стадии открытого бассейна. Таким образом, данные исследователи все ЗРЗ относят к зонам, которые в нашей классификации выделены в подтип конседиментационно-фильтрационных. Признавая, что на Верхнекамском месторождении ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного происхождения являются наиболее распространенными, следует заметить, что здесь установлены зоны и явно иного происхождения. Конседиментационно-фильтрационные же ЗРЗ должны рассматриваться в качестве одного из подтипов типа флюидогеодинатических (гидрометаморфических) наряду с катагенетическими фильтрационно-метасоматическими и гипергенными инфильтрационными эрозивно-карстовыми. Общим у этих случаев является их формирование в результате миграции растворов, растворяющих калийные соли и кристаллизующих галит. А. Е. Ходьков [2] определяет эти процессы как флюидогеодинатические и отмечает, что они действуют, начиная со стадии раннего диагенеза до конечных стадий эпигенеза.

В настоящей работе использованы материалы изучения 22 конседиментационно-фильтрационных ЗРЗ, прослеженных и описанных в горных выработках Первого и Второго Березниковских калийных рудоуправлений (БКРУ-1,2) ПО «Уралкалий», Первого, Второго и Третьего Соликамских калийных рудоуправлений (СКРУ-1,2,3) ПО «Сильвинит». Размеры их различны — от нескольких десятков метров до 1,5×1,5 км. В плане они, как правило, изометричны или слегка вытянуты в субмеридиональном направлении. Замещение охватывает в разрезе от одного до нескольких пластов с уменьшением площади замещения снизу вверх.



Фиг. 2. Центральная часть сложной зоны замещения пласта Кр. II 1–2 – соответственно частичное и полное замещение слоя 7; 3 – замещение слоев 7 и 5; 4 – замещение слоев 7, 5 и 3; 5 – замещение слоев 7, 5, 3 и 1 (полное замещение пласта Кр. II)

Конседиментационно-фильтрационные ЗРЗ образуются на стадии раннего диагенеза в сформировавшемся осадке, когда после отложения одного или нескольких его слоев под действием гравитационных сил происходит отжимание захороненных седиментационных рассолов. При наличии в рельефе дна бассейна седиментации депрессий тяжелые захороненные рассолы, не насыщенные хлористым калием, отжимают из галитовых слоев и пластов. По пути фильтрации они растворяют сильвинитовый осадок, откладывая вместо него галит, что и приводит к появлению в калийных пластах конседиментационно-фильтрационных зон замещения сильвинита и карналлита на галит. При этом внутри зон замещения хорошо сохраняется и прослеживается сезонная слоистость, причем замещенным прослоям сильвинита соответствуют в них вновь образовавшиеся прослои зернистого галита. Эти факты наблюдаются во всех изученных на Верхнекамском месторождении ЗРЗ данного подтипа. Контакт сильвинитов и соли замещения маркирует в пласте былой пьезометрический уровень перемешивания захороненных рассолов с рапой. Характер постепенного, направленного снизу вверх, замещения отдельных прослоев, слоев и пластов указывает на то, что сам процесс происходил именно в депрессиях (фиг. 1). При прослеживании контактовой части конседиментационно-фильтрационных ЗРЗ в горных выработках видно, что замещенными оказываются вначале всегда нижние слои, а затем верхние. Отдельные калийные прослои при этом выклиниваются в каменной соли на довольно небольшие расстояния (от 5 до 50 см). Собственно же зона перехода к замещению имеет в пласте различные размеры. Например, полное замещение пласта Кр. II в районе западных панелей шахтного поля СКРУ-2 происходит в разных местах на протяжении от 5 до 50 м и более. Протяженность переходной зоны, как показано на фиг. 1, обусловлена, во-первых, размерами депрессии и, во-вторых, крутизной ее склонов. Мощность пласта в зонах замещения рассматриваемого типа практически всегда остается неизменной, и лишь в редких случаях незначительно уменьшается. Полнота же или мощность замещения зависит от глубины депрессии и положения пьезометрического уровня перемешивания рассолов. При сложном строении дна

депрессии, когда на фоне общего прогиба существовали отдельные мелкие впадинки и поднятия, формировались ЗРЗ сложной морфологии. В общем виде это проиллюстрировано на фиг. 1. Сложно построенная ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного происхождения наблюдается на I, II и III северо-западных панелях горизонта 143 СКРУ-2. Эта зона вскрыта многочисленными горными выработками и откартирована Р.П. Наймушиной (ПО «Сильвинит»). Она прослежена по пласту Кр. II, в котором снизу вверх выделяются слои 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1. При этом нечетные слои сложены сильвинитом, а четные — преимущественно каменной солью. Центральная часть этой ЗРЗ показана на фиг. 2. Здесь на фоне площади частичного замещения нижнего слоя 7 располагаются крупные участки его полного замещения. Внутри последних оконтуриваются участки, где замещен и слой 5. Внутри их в свою очередь наблюдаются участки, где замещен слой 3 и так далее, до полного замещения всего пласта Кр. II. Как видно из фиг. 2, соподчиненность замещения выдерживается очень четко. Формирование такой зоны, очевидно, обусловлено тем, что в этом месте на дне солеродного бассейна существовала относительно мелкая, но обширная депрессия с отдельными, в разной степени приподнятыми или опущенными участками (в современном структурном плане такие депрессии, как правило, не фиксируются). Пласты как в зоне замещения, так и вокруг нее залегают субгоризонтально, наклонно или деформированы различным образом, причем наложенный, более поздний характер деформаций устанавливается довольно четко. Все имеющиеся материалы указывают на то, что большинство подобных депрессий дна бассейна в современном структурном плане продуктивной толщи не прослеживается. Они были либо выполнены последующими тектоническими инверсионными движениями, либо (что вероятнее) сивелированы позже накопившимися осадками. Последнее доказывается наличием раздувов мощностей слоев и пластов, лежащих над подобными зонами замещения. Например, над ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного подтипа пластов Кр. II, А и Б, в районе скв. 8 наблюдается увеличение примерно на 10–15% мощности вышележащих пластов В и Г, представленных над ЗРЗ сильвинитом и карналлитом. Этот пример не единичен, однако компенсационные раздувы мощности определяются сравнительно редко из-за больших расстояний между разведочными скважинами, тогда как горными выработками пласты, залегающие выше пласта Б, вскрываются вообще в единичных случаях.

Как отмечено, зоны замещения конседиментационно-фильтрационного происхождения имеют самые различные размеры. При этом выяснилось, что размеры зон и особенности их строения взаимосвязаны. Так, вокруг небольших (до 50×50 м) по площади ЗРЗ повсеместно наблюдается асимметричная внутрипластовая соляная складчатость. Данная складчатость есть результат деформации солей на стыке более жесткой каменной соли зоны замещения с более пластичной калийной солью при галокинезе. На это указывает, в частности, асимметричный в разрезе характер такой складчатости. Например, в пласте Кр. II в районе скв. 124 Соликамского участка интенсивность деформации слоев увеличивается снизу вверх от слоя 7 к слою 1, что отражает неравномерное распределение нагрузок. Размеры зоны деформации калийных слоев и пластов всегда сопоставимы с размерами контактовой части ЗРЗ, которую целесообразно исчислять от начала замещения пласта до его полного замещения. С увеличением размеров ЗРЗ и соответственно ее контактовой части интенсивность соляной складчатости убывает, что свидетельствует о распределении деформирующей нагрузки на более обширную площадь. Соляная складчатость вокруг крупных ЗРЗ, площадь которых многократно превышает мощности замещенной части разреза, практически отсутствует, хотя протяженность контактовых переходных частей составляет десятки и сотни метров.

На наличие и интенсивность окружающей ЗРЗ внутрипластовой складчатости влияло также направление деформирующих сил. Вероятнее всего, складчатость формируется во фронтальных (по отношению к деформирующим нагрузкам) частях.

При картировании ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного подтипа выяснилось, что обычно они располагаются на западных и северо-западных склонах крупных поднятий (Поповское, Рудничное, Березниковское и др.) и характерны для всей площади Верхнекамского месторождения.

На основании изложенного о ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного происхождения перечислим особенности их строения, которые послужат правильному распознаванию при проведении геологоразведочных и эксплуатационных работ, а, следовательно, и возможному их прогнозированию с целью повышения эффективности разработки месторождения. Основными признаками ЗРЗ данного подтипа являются: изометричная или удлиненная в плане форма; уменьшение площади замещения снизу вверх по разрезу каменной соли толщи пласта или слоя; соподчиненность замещения, выраженная в том, что в случае наличия замещения выше расположенного пласта все нижележащие пласты также являются замещенными; сохранение или лишь незначительное уменьшение мощности пласта или слоя внутри зоны замещения; последовательность замещения прослоев, слоев или пластов, начиная с нижних; сохранение четкой слоистости внутри зоны замещения и хорошей коррелируемости в ней отдельных слоев и прослоев; соответствие прослоев зернистого галита, находящихся внутри зоны замещения, прослоям сильвинита, находящимся вне ее; наличие внутрипластовой соляной складчатости непосредственно перед началом замещения у ЗРЗ малых и отчасти средних размеров и отсутствие таковой перед крупными зонами; наличие компенсирующего раздува мощности пластов, залегающих над зоной замещения; отсутствие каких бы то ни было вторичных минеральных новообразований внутри ЗРЗ и по ее контуру.

1. Иванов А. А., Воронова М. Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
2. Ходьков А. Е. Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ // Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 171–183.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань

Поступила в редакцию
23.IV.1987

УДК 553.63/546.26 (575.4)

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ГИПЕРГЕННО ИЗМЕНЕННЫХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГАУРДАКА

ЛАЗАРЕВ И. С.

При изучении минеральных образований в составе гипергенно измененных галогенных отложений давно и успешно используется метод изотопной масс-спектрометрии углерода [4, 11–14 и др.]

В районе Гаурдака на юго-востоке Туркменской ССР галогенные отложения верхнеюрского возраста (кимеридж – титон) широко распространены и достаточно хорошо обнажены. На площади Гаурдакского брахиантиклинального поднятия галогенная толща мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров сложена на гипсоангидритовыми породами (сульфатность до 97%, карбонатность до 5%, глинистость до 1%) с маломощными прослоями (один, два, реже более) и включениями пелитоморфных известняков и ангидритовых известняков. Сульфатная толща согласно залегает на карбонатных породах (известняки, доломитизированные известняки) оксфордского возраста. В карбонатах галогенной и подстилающей толщ местами (в основном на тектонически дислоцированных участках) отмечаются те или иные скопления органических веществ: диспергированные нефте- и газовые углеводороды, битумы.

В рассматриваемом районе автор длительное время изучал Гаурдакское месторождение самородной серы [1]. Месторождение приурочено к юго-западной периклинали и сводовой части Гаурдакского поднятия интенсивно дислоцированным региональным Узункудукским разломом. На площади месторождения процессы глубокой эрозии и выветривания сульфатных и карбонатных пород предопределили формирование зоны гипергенеза дискретного характера. Сульфаты в приповерхностных частях галогенного разреза практически повсеместно подвергнуты выветриванию и гипергенной проработке на глубину от нескольких метров в притальвеговых частях до нескольких десятков метров на склонах оврагов и их водораздельных частях (овраги Карача, Шуаркырыз, Узухайрачек и др.). В приповерхностной зоне гипергенеза широко развиты процессы гидратации ангидрита и огипсования карбонатных пород с образованием вторичных крупнокристаллических шпатовых гипсов нередко в виде тел размером до нескольких десятков метров (например, крупные образования шпатовых гипсов в овраге Карача, в верховьях оврагов Шуаркырыз и Узухайрачек, останцы крупных тел шпатовых гипсов на южном склоне Гаурдакских гор). Здесь же повсеместно развиты карсты и субтерральные отложения [8, 10]. Реже встречаются минерализация пирита, халькопирита, метациннабарита и киновари, гематита, данбурита, алуниита [1, 15].

В нижней глубинной (на контакте с карбонатной толщей оксфорда) и местами в средней частях галогенного разреза на площади месторождения вдоль зон дробления и трещиноватости субрегиональных и локальных разрывных нарушений сульфатные породы претерпели глубокую палеогипергенную проработку (гипергенез позднеплиоцен-раннеантропогенной эпохи) с образованием тел кальцитовых, целестин-кальцитовых и серно-кальцитовых (серных руд) пород, относимых к типичным экзогенным метасоматитам [1, 2, 7, 9, 11, 14].

Карбонатные метасоматиты или плотные, или чаще пористо-кавернозные, скрыто-и тонкозернистые и, как правило, с хорошо выраженными реликтовыми текстурами замещающих ангидритов. В серных рудах сера распределена в кальците в основном неравномерно. На месторождении проявляется глубинная и площадная дифференциация содержаний самородной серы в рудах (таблица).

Целестин-кальцитовые метасоматиты приурочены к подошвенной части сульфатных и серно-кальцитовых пород (руд).

Битуминозность пород проявляется локально в основном в оксфордских известняках и местами в карбонатах сульфатной толщи, дислоцированных разрывными нару-

нениями. Битумы твердые, углеподобные, хрупкие, черного цвета. Органическое вещество содержится в породе от 0,1 до 11%. В состав органического вещества входят: битумоидные компоненты 3–5%, гуминовые кислоты – сотые доли процента, остаточное органическое вещество (карбониды) 90–97% [1]. Приведенные данные позволяют достаточно однозначно отнести битумы Гаурдака к продуктам субаэрального выветривания нефтей – керитам (по-видимому, смесь окси- и гуминокеритов).

При бурении на месторождении разведочных скважин нередко наблюдаются выбросы газов (сероводород, метан), нефтяного конденсата, а затем, как правило, излив минерализованных сероводородных вод с эмульгированной в них нефтью. Анализ такой нефти из скв. 2/4 (серная залежь, участок IV) был выполнен во ВНИГРИ. Нефть состоит в основном из метановых и нафтенных углеводородов, асфальтены отсутствуют, смолы 0,83%, парафин 1,5, сера 0,44%, удельный вес 0,823. Преобладают керосиновые и масляные фракции, составляющие в сумме 93,6%.

На месторождении примерно четвертая часть серно-кальцитовых пород (руд) I–IV участков и большая часть V участка находится в пределах современной зоны гипергенеза (окисления) и подвергаются сернокислотной проработке, карстованию, вторичной минерализации: огипсованию (массивные тонко- и среднезернистые агрегаты, друзы и щетки столбчатых и шестоватых кристаллов, двойники типа «ласточкин хвост»); карбонатизации (кальцитовые агрегаты натечных форм, хемогенно-кольматационные глинистые известняки и мергели плотные, скрытозернистые); субтерральной глинизации (рыхлые, вязкие суглинки, пластичные и карбонатные глины) и осернению (прожилки и стяжения размером 0,3–20 см новообразований скрытокристаллической серы в глине), реже встречаются галлуазит, алунит, мелантерит, ярозит [3, 8, 9, 10].

В таблице приводятся данные по изотопному составу углерода в карбонатах и органическом веществе зоны гипергенеза Гаурдакского поднятия [1, 8, 9, 13].

Наряду с уже известными выводами [1, 4, 8, 9, 11, 13], по данным, приведенным в таблице, обращает на себя внимание повышение показателей $\delta^{13}\text{C}$ с уменьшением глубины залегания гипергенных карбонатов, т. е. от участков (площадей) более закрытых к участкам менее закрытым и приповерхностным. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в серно-кальцитовых метасоматитах генетически единой залежи объясняются участием в их образовании не только углерода нефти, но и атмосферной углекислоты [4, 5], поступившей вместе с кислородом в зону биогенного метасоматоза в составе инфильтрационных вод [6, 9]. Степень влияния атмосферной углекислоты пропорционально растет с увеличением площади и глубины эрозийной проработки галогенных и карбонатных отложений ближе к сводовой части Гаурдакского поднятия. В соответствии с этим увеличивается количество серы в рудах за счет участия все больших порций кислорода в окислении биогенного сероводорода до элементарной серы.

Кальцитовые метасоматиты (см. таблицу, обр. 6, 7 и 10) образуются локально в пределах средней и верхней частей, вероятно, при условии интенсивного выноса сероводорода из зоны биогенной сульфатредукции. Впоследствии процессы выветривания (в том числе и сернокислотного) приводят к огипсованию и вторичной карбонатизации кальцитовых пород и как следствие – к некоторому утяжелению их изотопного углеродного состава (сравни обр. 7 и 10 с обр. 13 и 14).

Среди целестин-кальцитовых метасоматитов по усредненным показателям $\delta^{13}\text{C}$ выделяются две их разновидности: первая – 9,2‰ (обр. 8) и вторая – 1,8‰ (обр. 9). Обе они локализируются в пределах единой линзовидно-пластообразной залежи (мощностью от 0,05 до 2 м), приуроченной к зоне контакта сульфатных отложений и подстилающих известняков оксфорда. При этом целестин-кальциты первой разновидности тяготеют к глубинной, надглубинной и средней частям месторождения, а второй – к верхней и частично средней. Целестин-кальциты обеих разновидностей характеризуются существенными вариациями $\delta^{13}\text{C}$. По нашему мнению, данные изотопного состава углерода и другие особенности (минералогические, структурно-текстуальные) однозначно свидетельствуют в пользу образования целестин-кальцитовых метасоматитов в несколько стадий минерализации с привлечением углерода и стронция из разных источников: первичные карбонаты и сульфаты, углекислота биогенной сульфатредукции и атмосферная, а также гидротермальные (эндогенной природы) растворы [1, 4].

Изотопно-углеродные показатели нефтей Гаурдака, их групповой и фракционный состав (преобладают низкокипящие фракции), позволяют отнести их к типу газоконденсатных [5]. Немногим более «легкий» средний изотопный состав углерода битумов по сравнению с нефтями, по-видимому, следует объяснять разницей в числе проанализированных образцов. Но не подлежит сомнению, что битумы Гаурдака это продукты субаэрального выветривания газоконденсатных нефтей в зоне гипергенеза.

Показатели $\delta^{13}\text{C}$ в серно-кальцитовых метасоматитах из глубинных и надглубинных частей месторождения (обр. 11 и 12) можно интерпретировать как результат процессов биогенной редукции сульфатов галогенной толщи при доминирующем участии углеводородов местных газоконденсатных нефтей¹.

Таким образом, гипергенно измененные сульфатные отложения верхнеюрской галогенной формации района Гаурдака характеризуются довольно своеобразным

¹ Для сравнения приведем следующие данные: на средневожских серных месторождениях в сульфатредукции участвовали углеводороды обычных нефтей, $\delta^{13}\text{C}$ в серно-кальцитовых рудах достигает –28‰ [14]; в Предкарпатье – газовые углеводороды, $\delta^{13}\text{C}$ в серно-кальцитовых рудах достигает –60‰ [12].

Характеристика и изотопно-углеродные показатели минеральных образований в гипергенно измененных гологенных отложениях Гаурдака

Групповой номер образцов	Число проанализированных образцов	Характеристика минеральных образований по образцу	$\delta^{13}C, ‰$
<i>Зона приповерхностного гипергенеза</i>			
1	10	Включения и прожилки карбонатов в неизменных или слабо измененных гипсоангидритах	$-6,0 \div +2,2$ 0,0
2	13	Прослои известняковых пород в гипсоангидритах	$-1,0 \div +4,2$ +1,9
3	6	Включения и прожилки карбонатов в крупнокристаллических шпатовых гипсах	$-9,2 \div -4,2$ -6,8
4	5	Прожилки кальцита в прослоях известняковых пород (обр. 2)	$-0,4 \div +3$ +1,6
5	4	Корки и щетки кальцита в кавернах известняковых пород (обр. 2)	$-12,0 \div -6,0$ -8,1
<i>Зона глубинного гипергенеза (палеогипергенеза)</i>			
6*	7	Кальцитовая порода без серы или с редкой вкрапленностью	$-16,1 \div -9,0$ 13,2
7	5	Кальцитовая порода огипсованная с редкой вкрапленностью серы	$-12,6 \div -4,8$ -8,5
8	14	Целестин-кальцитовая порода с редкой вкрапленностью серы	$-19,0 \div -1,1$ -9,2
9*	12	Целестин-кальцитовая порода с включениями флюорита и гипса	$-6,9 \div +5,1$ -1,8
10*	9	Кальцитовая порода выветрелая—рыхлая, кавернозная, ожелезненная, со значительными включениями медово-бурового и белого кальцита в виде натечных агрегатов	$-15,1 \div -4,2$ -9,1
11	14	Серно-кальцитовые породы (серные руды) в залежах трубчатой и вытянутой линзовидной форм в разных частях месторождения: глубинных (абс. отм. отбора образцов $-25 \div +195$ м); усредненное по участкам содержание серы в руде 18—20%;	$-24,2 \div -16,1$ -20,3
12*	18	надглубинных ($+250 \div +460$ м), усредненное содержание серы в руде 23—25%;	$-23,1 \div -12,0$ -16,5
13	21	средних ($+475 \div +560$ м); усредненное содержание серы в руде (с учетом V участка) 26—28%;	$-14,0 \div -8,2$ -12,3
14*	28	верхних ($+670 \div +850$ м); усредненное содержание серы в руде (только по залежи V участка) 35—40%	$-14,7 \div -6,3$ -10,4
15	20	Известняки оксфорда, подстилающие толщу сульфатных пород	$-1,2 \div +3,1$ +2,2
16	8	Прожилки белого кальцита в подстилающих известняках	$-2,6 \div +3,0$ +1,4
<i>Органическое вещество</i>			
17*	10	Битумы твердые, углеподобные, хрупкие	$-26,4 \div -22,9$ -24,3
18*	2	Нефть	$-24,4 \div -22,9$ -23,6

Групповой номер образцов	Число проанализированных образцов	Характеристика минеральных образований по образцу	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
<i>Зона окисления месторождения</i>			
19	4	Субтерральные карбонатные глины	$-11,0 \pm -7,0$ $-9,0$
20	4	Хемогенно-кольматационные глинистые известняки и мергели	$-15,0 \pm -12,0$ $-13,0$

Примечание. В числителе приведены вариации показателей $\delta^{13}\text{C}$, в знаменателе — среднеарифметический показатель.

* Данные по этим образцам публикуются впервые (Анализы проведены в лаборатории масс-спектрометрии ИГГИ, г. Львов, под руководством Г. П. Мамчура).

комплексом новоминеральных образований. Часть из них образует месторождения полезных ископаемых (самородная сера, гипс, стронций, мраморный онис).

В аспекте приведенного примера по Гаурдаку следует, что показатели изотопно-углеродного состава пород, минералов, руд, органического вещества в зоне гипергенеза (в том числе палеогипергенеза) сульфатных отложений позволяют в совокупности с другими геологическими данными выделять разновидности (генерации) новоминеральных образований и расшифровывать особенности их образования и изменения. Следовательно, показатель $\delta^{13}\text{C}$ в рассматриваемом случае вполне может служить геохимической «меткой» для идентификации минеральных образований, которые относятся к корам выветривания галогенных (сульфатных) пород в ассоциации с углеводородами. Очевидно, что изотопно-углеводородные показатели наряду с другими могут использоваться для диагностики минеральных образований такого рода кор выветривания и при углубленной разработке прогнозно-поисковых критериев на некоторые связанные с ними месторождения минерального сырья. Кроме того, возможно, их применение как индикаторов не только молодых (плиоцен-антропогенного возраста), но и древних кор выветривания, т. е. в области погребенных галогенных формаций (например, верхнедевонская галогенная формация Припятского прогиба [11]).

Литература

1. Байков А. А., Беркелиев К. П., Жданов Б. П. и др. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитанского района Туркменской ССР. Ростов на/Д: Изд-во РГУ, 1974. 261 с.
2. Беленицкая Г. А. Время образования Гаурдакского серного месторождения // Изв. АН ТАССР. Сер. ФТХ и ГН. 1969. № 4. С. 117–121.
3. Вдовиченко Г. М., Лазарев И. С., Сребродольский Б. И. Геолого-минералогическая характеристика и генезис зоны окисления на Гаурдакском месторождении серы // Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974. С. 106–119.
4. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
5. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
6. Гуревич М. С., Померанц Л. Б., Поспелов А. П. Биогидрохимическая аномалия Гаурдакского серного месторождения // Докл. Всесоюз. географ. о-ва. 1967. Вып. 2. С. 112–126.
7. Китык В. И. Строение и размещение серных месторождений СССР. Киев: Наук. думка, 1979. 319 с.
8. Лазаревич И. С., Вдовиченко Г. М. Карст и субтерральные отложения на Гаурдакском месторождении серы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 9. С. 52–58.
9. Лазарев И. С. Об условиях формирования серных залежей и стадиях минерализации на Гаурдакском месторождении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 1. С. 102–111.
10. Лазарев И. С., Филенко Е. Д. Геолого-минералогические особенности Гаурдакской карстовой пещеры // Пещеры. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1978. Вып. 16. С. 47–53.
11. Лазарев И. С. О некоторых геологических и минералого-геохимических особенностях галогенных формаций в зоне гипергенеза // Геология и география. 1981. Вып. 3. С. 21–30.
12. Лазаренко Е. К., Мамчур Г. П. Вопросы генезиса серных месторождений в связи с изучением изотопного состава серы и углерода // Минерал. сб. Львовск. ун-та. 1968. Вып. 4. № 22. С. 339–353.
13. Мамчур Г. П., Лазарев И. С. Изотопный состав углерода в карбонатах Гаурдакского месторождения серы // Геохимия. 1968. № 7. С. 864–866.
14. Мамчур Г. П. $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ в карбонатах Водинского месторождения самородной серы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 121–124.
15. Сребродольский Б. И., Лазарев И. С. Минералы ртути в карстовых пещерах // Природа. 1975. № 6. С. 100.

ХРОНИКА

УДК (047.31)

**ВТОРОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ «СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОКЕАНЕ»**

(11—16 МАЯ 1987 Г., Г. СВЕТЛОГОРСК)

БОГДАНОВ Ю. А.

По инициативе Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР и его Атлантического отделения в г. Светлогорске было проведено Второе Всесоюзное совещание, целью которого было обсуждение современного состояния методов геологических исследований в океане и перспектив их развития. В его работе приняли участие 153 представителя 50 научных и научно-производственных организаций страны из 23 городов, было заслушано 123 доклада.

На заседаниях был обсужден широкий круг вопросов, связанных с получением и обработкой геологической информации, а также с экспедиционными методами и приборами. В настоящее время, когда получены общие представления о геологическом строении и истории развития океана, установлена классификация структур океанического дна, основным направлением морских геологических работ становится детальное изучение наиболее типичных геологических структур. Эта кардинальная перестройка стратегии морских геологических исследований вызвала внедрение новых методов. Традиционные методы практически неприменимы для решения новых задач, необходимы методы и приборы, отвечающие высшей технологии морских геологических исследований. Теоретическому обоснованию и изложению опыта использования новых методических приемов геологических работ в океане был посвящен доклад *А. П. Лисицына* «Современное состояние и методы морской геологии».

На основе отечественного и зарубежного опыта уже выработан набор методов и приемов, необходимых для подобных работ. В них включены крупномасштабное геолого-геофизическое и геохимическое картирование океанского дна с применением современных методов позиционирования (донной навигации), фото- и телевизионное картирование поверхности, локация неровностей рельефа буксируемыми подводными аппаратами, обследование геологических обнажений подводными обитаемыми аппаратами. Этим же вопросам касались доклады *Е. М. Емельянова* с соавт. «Литолого-геохимические и физические методы сбора и изучения проб донных осадков», «Некоторые методические приемы геологических исследований на подводных горах (опыт экспедиций на НИС «Витязь» и «Рифт)», *Ю. А. Богданова* «Опыт использования подводных обитаемых аппаратов для морских геологических исследований», *В. Т. Паки* «Перспективы применения буксируемых устройств в геологии» и др.

Геофизические методы исследований были представлены на совещании обобщающими докладами, касающимися современного состояния и перспектив развития (*А. М. Городницкий* «Перспективы геомагнитных исследований в океане», *Л. И. Коган* «Перспективы развития сейсмических методов для геологических исследований» и др.).

Сравнительно новым направлением в геологии океана, обусловленным перспективной практической использованием минеральных ресурсов океанского дна, является разработка методов поиска рудных залежей. Эти проблемы были освещены в докладах *А. П. Лисицына* «Поисковая морская геология — методы и приборы, высшая технология морских геологических исследований», *И. О. Мурдмаа* «Поисковые методы на железомарганцевые конкреции», *Г. Н. Батурина* «Поисковые методы на фосфориты». Одной из главных задач 12-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» была разработка методов поиска современных и древних гидротермальных рудопроявлений океанских рифтов. Некоторые результаты этой экспедиции, касающиеся данной проблемы, были изложены в докладах *А. П. Лисицына*, *Ю. А. Богданова*, *В. М. Купцова*, *В. В. Гордеева*, *С. Б. Тамбиева*, *А. Ю. Леин*, *А. В. Чертковой*, *А. А. Биличенко* и др.

Широкое развитие в практике морских геологических исследований получили долговременные наблюдения динамики современного осадконакопления и осадочного рудного процесса. В своих докладах *С. Б. Тамбиев*, *С. А. Сафарова* и *Л. Я. Грудинова*, *И. О. Мурдмаа* и др. останавливались на вопросах использования для этих целей седиментационных ловушек и многофункциональных буйковых станций.

Большой интерес вызвали доклады, посвященные развитию методов и аппаратуры рентгеновской дифрактометрии, кристаллохимии, атомной абсорбции, масс-спектрометрии и других способов изучения вещественного состава геологических проб, применяемых как на борту научно-исследовательских судов, так и в стационарных условиях. Серия докладов была посвящена качеству получения проб (в частности, глубинной воды и взвеси) и их лабораторного исследования.

В докладах освещались также новые достижения в разработке методов и подходов к интерпретации геологической информации, рассмотрены вопросы создания и использования банков данных на ЭВМ, математической автоматизированной обработки результатов.

Важно подчеркнуть, что практически во всех докладах, касающихся методики анализа строения, истории развития геологических структур, истории рудонакопления, безоговорочно принимаются положения тектоники литосферных плит. Эта современная теория стала методологической основой всех геологических построений.

Участники совещания получили достаточно полную информацию о современном уровне геологических исследований в Мировом океане, имеющих большое теоретическое значение и способствующих пониманию процессов и масштабов рудо- и нефтеобразования, смогли сопоставить состояние отечественных и зарубежных морских геологических работ. В результате совещания определены направления совершенствования традиционно используемых методов, ускоренного развития новых (в частности максимальное внедрение ЭВМ и микропроцессорной техники, роботизация исследований, создание и модернизация аппаратуры) приборов. Серьезное внимание на совещании было уделено организационным вопросам проведения геологических работ в океане, прежде всего необходимости более широких контактов и сотрудничества между институтами и учреждениями Академии наук СССР и министерств.

Второе Всесоюзное совещание «Современные методы геологических исследований в океане» явилось эффективной школой по обмену опытом между научными и научно-производственными организациями, апробации и внедрению новых методических разработок. Было признано целесообразным регулярное проведение совещаний подобного типа и решено организовать следующую встречу через 2 года.

Институт океанологии
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
3.XI.1987

УДК 551.32

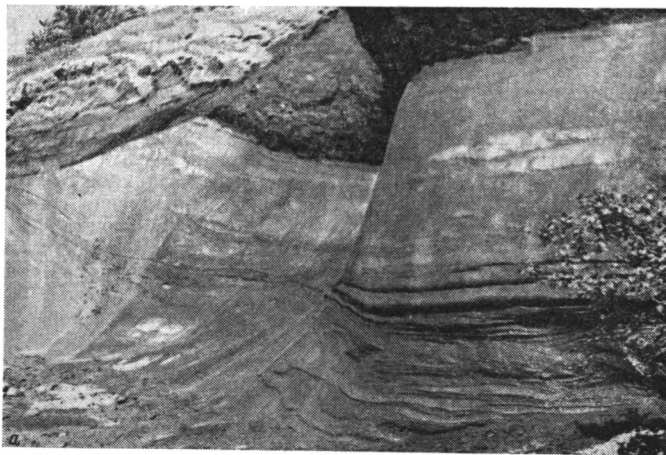
АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ КРИОЛИТОГЕНЕЗА

ДАНИЛОВ И. Д.

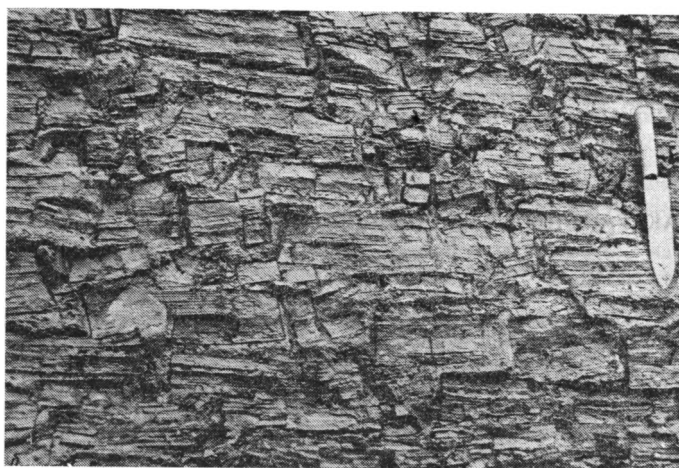
В Междуведомственном литологическом комитете АН СССР в конце 1987 г. организована новая секция криолитогенеза, призванная всемерно способствовать активному изучению и более глубокому познанию процесса осадочного породообразования в специфических условиях криолитозоны, выявлению и развитию наиболее актуальных направлений в разработке фундаментальных положений теории криогенного литогенеза и их применению в практических целях, а также координировать исследования в данном направлении. При этом имеется в виду осадочный процесс и его особенности в пределах криолитозоны как континентов, так и морей на всех стадиях его проявления.

Создание секции по проблеме криогенного литогенеза при МЛК АН СССР — показатель признания важности данной проблемы для литологии в целом. Достаточно отметить, что примерно на $\frac{1}{4}$ части суши и $\frac{1}{2}$ части территории СССР распространены толщи многолетнемерзлых горных пород. В относительно недавнем геологическом прошлом (в позднем плейстоцене, всего 18–20 тыс. лет назад) их площадь была почти вдвое больше. В пределах криолитозоны формируются совершенно особые типы осадочных пород, иногда на 70–90% состоящие из подземных льдов — текстурных, пластовых, жильных. Лед становится здесь неотъемлемой составной частью осадочных горных пород, придавая им неповторимый облик (фигура), что учитывается в достаточной мере далеко не всеми литологами. Сочетания льда и терригенно-органогенной составляющей пород могут быть самыми различными и определяются фаціальными обстановками формирования отложений, их литологическим составом и способом промерзания. Поэтому методической основой криолитологических исследований служит литогенетический анализ, иногда называемый мерзлотно-фаціальным. Кроме того, важную роль играют теплофизические и геоморфолого-тектонические аспекты проявления криолитогенеза. Одним из главных направлений в изучении криолитогенеза, как и литогенеза в целом, является познание его физико-химической сущности, что связано с исследованием механических, массообменных, физико-химических и химических процессов, обусловленных фазовыми переходами «вода — лед» в мерзлых, промерзающих и оттаивающих породах.

Секция криолитогенеза создана не на пустом месте. В настоящее время имеется целый ряд монографий, посвященных этой проблеме [1–7]. Секция включает 33 члена, в числе которых представители различных институтов АН СССР и союзных республик, Государственного комитета СССР по народному образованию, институтов и других организаций Мингео, Мингазпрома, Миннефтепрома и Госстроя СССР и т. д. из различных городов (Москва, Ленинград, Магадан, Якутск, Анадырь, Мурманск, Ухта, Таллин, Львов, Махачкала и др.). Инициатива создания секции, активно поддерживаемая руководством МЛК АН СССР, принадлежит кафедре геокриологии геологического факультета МГУ. В планы секции входит организация научно-теоретических и научно-практических семинаров как в Москве, так и в других горо-



а



б

Подземные льды — составная часть осадочных пород бассейнового происхождения в криолитозоне (а — пластовая залежь слоистого льда в ледово-морских глинах; б — решетка из ледяных пилров, пронизывающая озерные ленточно-слоистые алевроиты)

дах, а также на конкретных геологических объектах, проведение в 1989 г. Всесоюзного совещания по теме: «Осадочное породообразование в криолитозоне».

За истекший 1987 г. в соответствии с планом работы секцией было проведено два семинара: научно-теоретический — «Состояние, проблемы, цель и задачи исследований осадочного породообразования в криолитозоне» и научно-практический — «Криолитогеenez на шельфе Арктического бассейна».

Первый семинар, состоявшийся 26—27 мая в Москве, наметил основные пути работы секции. На нем был рассмотрен широкий круг общих теоретических и методических вопросов, посвященных осадочному породообразованию в криолитозоне. Семинар открыл заместитель председателя МЛК АН СССР проф. В. Н. Холодов. Во вступительном слове председатель секции проф. Э. Д. Ершов (МГУ) сообщил о ее задачах, составе, структуре, планах работы. В обзорном теоретико-методологическом докладе проф. И. Д. Данилов (МГУ) определил главный круг задач, необходимых для успешного развития учения о криолитогеenezе: создание методов и методик криолитологических исследований, изучение основных закономерностей и особенностей криогенного осадочного породообразования на всех его стадиях и в различных фациальных обстановках, выявление эволюции криолитогеenezа на фоне общей истории геологического развития Земли, создание на геолого-генетической основе учения о криогенных формациях. В докладе проф. А. А. Величко (ИГ АН СССР) наглядно показано, что вопросы криогенного морфо- и литогенеза следует изучать не только в пределах современной криолитозоны, но и далеко за ее границами, поскольку они в плейстоцене смещались к югу на тысячи километров; следы палеокриогенных процессов и явлений в сочетании с другими палеогеографическими данными проливают свет на многие вопросы истории и эволюции криолитогеenezа. Фактически этот доклад послу-

жил обоснованием особого (палеокриогенного) направления криолитологических исследований. Чрезвычайно важные аспекты литогенеза в условиях субмаринной криолитозоны были подняты в докладе *В. А. Соловьева, И. С. Грамберга, Г. Д. Гинзбурга* (ВНИИОкеангеология, г. Ленинград), в котором была подчеркнута актуальность изучения проблемы образования газогидратов, имеющей как научно-теоретическое, так и большое практическое значение. В докладе *Ш. Ш. Гасанова* (ДПИ, г. Махачкала) были рассмотрены общие теоретические вопросы криолитогенеза как самостоятельного типа процесса осадочного породообразования *А. В. Иванов* (ХКИ ДВНЦ, г. Хабаровск) раскрыл существо некоторых вопросов химического взаимодействия в системе; вода — лед — горная порода, которое рассматривается как своеобразное химическое выветривание при отрицательных температурах. Некоторые доклады были посвящены конкретным вопросам формирования осадочных пород в криолитозоне. Так, *С. В. Томирдиаро* (ЛСХИ) изложил свою концепцию криогенно-золотого происхождения мощных лёссовидных толщ высокольдистых отложений с крупными вертикальными ледяными жилами на равнинах Северо-Востока Азии. *Р. Я. Караукяп* (Ин-т геологии АН ЭССР, г. Таллин) рассмотрела вопросы седиментогенеза в перигляциальных условиях водно-ледниковых водоемов.

Второй семинар секции имел не только научную, но и практическую направленность, поскольку был посвящен проблеме изучения криолитозоны арктических морей и специфики осадочного породообразования в их пределах. Он проходил 22—23 октября 1987 г. в г. Мурманске, являющемся современным центром изучения и освоения как арктических морей, так и полярных бассейнов в целом. Арктический шельф активно начинает вовлекаться в сферу хозяйственной деятельности человека, здесь проводится разведочное и эксплуатационное бурение, создаются плавучие платформы для добычи нефти и газа. Особое значение при изучении криолитогенеза в условиях полярных шельфов имеет криогенное состояние донных грунтов, которые характеризуются в основном отрицательными температурами и засоленностью. Различные комбинации в системе: грунт — солёность — температура обуславливают крайнюю неустойчивость физического состояния донных осадков и переход их из твердомерзлого в отрицательно-температурное, но вязкопластичное состояние, что влечет уменьшение несущей способности грунтов и создает чрезвычайные ситуации при эксплуатации инженерных сооружений.

В работе семинара приняли участие представители научных и научно-производственных организаций, базирующихся в г. Мурманске, представители различных организаций Москвы, Ленинграда, Ухты и других городов. В докладах освещался широкий круг вопросов, связанных с осадочным породообразованием и криогенным состоянием грунтов на арктическом шельфе. Общая характеристика осадочного процесса в условиях субмаринной криолитозоны была дана в докладе *И. Д. Данилова*. В коллективном докладе сотрудников Мурманского морского биологического института охарактеризована палеогеографическая ситуация осадконакопления на шельфе Северо-Европейского бассейна в плейстоцене. Распространение толщ мерзлых грунтов в Баренцевом и Карском морях показано *В. Н. Бондаревым* (Мингазпром, г. Мурманск). Ряд докладов был посвящен физико-химическим и теплофизическим аспектам криолитогенеза в субмаринных условиях. Важные результаты получены на основе экспериментальных исследований по миграции ионов морских солей в мерзлых грунтах (*Э. Д. Ершов, Ю. П. Лебедев, Е. М. Чувилин*, МГУ). Данные натурных исследований по физико-химическим и термодинамическим аспектам промерзания и протавивания донных осадков арктических морей обобщены *Л. А. Жигаревым* (МГУ). Результаты изучения циклической деформируемости донных илов при механическом воздействии на них освещены группой сотрудников ПНИИС.

В ближайшей планы секции входит проведение научно-теоретических и научно-практических семинаров по проблемам криолитогенеза горных стран и приморских равнин севера Евразии, активно осваиваемых в нефтегазовом отношении. Секция выполнит основную задачу, если в своей деятельности окажет содействие развитию фундаментальных исследований по проблемам криолитогенеза и их практическому использованию и внедрению при освоении Севера.

Литература

1. *Гасанов Ш. Ш.* Криолитологический анализ. М.: Наука, 1981. 195 с.
2. *Данилов И. Д.* Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. *Данилов И. Д.* Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983. 200 с.
4. *Ершов Э. Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 211 с.
5. *Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г.* Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987. 341 с.
6. *Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитоология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
7. *Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В.* Криолитоология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию
25.XII.1987

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

КУЗНЕЦОВ В. Г., БОЙКО Н. И.

С 12 по 16 октября 1987 г. на Северном Кавказе в г. Нальчике работала Всесоюзная школа, посвященная проблеме «Карбонатные формации и условия их образования». Школа была организована Межведомственным литологическим комитетом (МЛК), Северо-Кавказским научным центром высшей школы (СКНЦ ВШ) и Ростовским государственным университетом.

В работе школы приняли участие 125 человек из 28 городов, представляющие 43 научные и производственные организации АН СССР, Мингео СССР, Миннефтепрома СССР, Мингазпрома СССР и др., а также ряд учебных заведений Государственного комитета СССР по народному образованию.

Председателем оргкомитета школы был председатель МЛК, чл.-кор. АН СССР проф. П. П. Тимофеев (ГИН АН СССР), заместителями председателя — проф. В. И. Седлецкий (СКНЦ ВШ) и проф. В. Г. Кузнецов (МИНГ им. И. М. Губкина), ученым секретарем — канд. геол.-мин. наук Ю. В. Агарков (РГУ).

На четырех пленарных заседаниях было заслушано 32 доклада, в виде стендовых обсуждено более 50 докладов. Проведена геологическая экскурсия, во время которой участники школы ознакомились с геологическим разрезом юрских и меловых карбонатных отложений по долине р. Чегем.

Основная тематика докладов и стендовых сообщений была посвящена пяти темам:

1. Карбонатные формации, их состав, строение и условия образования.
2. Континентальное карбонатообразование.
3. Проблема доломитообразования.
4. Полезные ископаемые карбонатных формаций.
5. Методы исследования карбонатных пород и минералов.

Не имея возможности дать полный обзор докладов по этим основным темам, отметим лишь некоторые из них.

По первой проблеме на пленарном заседании В. Г. Кузнецовым был сделан доклад, посвященный методологическим и методическим вопросам выяснения закономерностей строения карбонатных толщ. Автором предложена интересная методика изучения строения мощных карбонатных тел с позиций системно-структурного анализа. Большой интерес присутствующих вызвал также доклад группы авторов, сделанный В. С. Сорокиным (НПО «Союзморинжгеология»). В нем показаны плодотворность детальных комплексных эколого-фациальных исследований карбонатных отложений древних бассейнов. Это дает возможность более обоснованно реконструировать палеогеографические, палеотектонические условия образования карбонатных толщ, целенаправленно прогнозировать поиски связанных с ними полезных ископаемых.

Ряд докладов по первой проблеме был посвящен карбонатным формациям отдельных регионов. В докладе Н. И. Бойко и В. И. Седлецкого (РГУ) показано значение органогенных построек в строении мезозойских карбонатных формаций Северного Кавказа, рассмотрены основные генетические типы вмещаемых ими доломитов, а также соотношение накопления органического вещества и формирования рифогенных образований. Здесь же обосновывается новый генетический тип горючих сланцев. Доклады Ю. П. Смирнова (ГНИ) и С. Л. Афанасьева (ВЗПИ) посвящены особенностям строения верхнемеловых карбонатных формаций Кавказа и Предкавказья. В докладах М. А. Жаркова с С. Ф. Баттуровым (ИГиГ СО АН СССР) и Е. М. Хабарова (ИГиГ СО АН СССР) раскрываются строение и условия образования битуминозных карбонатно-сланцевых и рифогенных формаций докембрия и кембрия Азии. В докладе М. В. Коржа и Х. Э. Сорокиной (ИГиРГИ) рассмотрена рифогенная формация раннего триаса Восточного Предкавказья.

При обсуждении проблемы континентального карбонатообразования был отмечен несомненный факт значительного расширения исследований по неморскому карбонатообразованию, составу, строению, обстановкам формирования карбонатных отложений на континентах. В частности, вопросу об условиях интенсивного карбонатообразования в голоценовых озерах был посвящен доклад В. К. Кокаровцева (Пермский политехнический ин-т). Определенный интерес вызвало также сообщение Г. А. Семенова (РГУ) о составе, строении и распространении на земном шаре травертинов. Показано их значение для стратиграфии, палеонтологии, а также в качестве поискового критерия на некоторые полезные ископаемые. Условия формирования травертинов на территории Белоруссии раскрыты в сообщении С. Ф. Зубовича (Минский педагогический ин-т). В сообщении А. Н. Рачевского (Белорусский гос. ун-т) показаны особенности формирования и строения карбонатсодержащих толщ озерных водоемов Белоруссии.

Основной доклад по проблеме доломитообразования на пленарном заседании был сделан В. Н. Холодовым (ГИН АН СССР). На большом фактическом материале им обоснованы различные генетические типы доломитов, но особое внимание уделено вопросу наложенного (катагенетического) доломитообразования. Показаны его масштабы, механизмы образования и формы проявления. В докладе Н. В. Веретенникова, зачитанного от имени коллектива авторов из ИГиГ АН БССР (г. Минск), рассматриваются доломитовые породы рифея Белоруссии и условия их образования.

Ю. П. Казанский (ИГиГ СО АН СССР) доложил весьма интересные, хотя и небесспорные, результаты экспериментального исследования процессов морского доломитобразования. В докладе Г. Н. Пероziо и Н. Т. Мандриковой (СНИИГГиМС) на примере рифогенных отложений кембрия Сибирской платформы показаны возможности современных методов исследования для определения генезиса доломита.

По четвертой проблеме был заслушан интересный доклад А. В. Шишкина и А. К. Шайдуллиной (ВНИИГЕОЛНЕРУД) о состоянии и проблемах развития карбонатно-сырьевой базы СССР. Доклад составлен на основании анализа огромного фактического материала по месторождениям карбонатного сырья страны, он изобилует конкретными цифровыми данными и содержит рекомендации по дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы карбонатных пород различного назначения. Перспективам поисков месторождений углеводородов в карбонатных формациях отдельных регионов страны были посвящены доклады Н. В. Безносова с соавт. (ВНИГНИ), О. В. Постниковой, Н. М. Скобелевой, С. А. Дмитриевского (МИНГ им. И. М. Губкина), Н. К. Фортунатовой (ВНИГНИ). В докладе И. В. Плещенко с соавт. (ТашГУ) рассмотрены статиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных формациях среднего палеозоя Западного Тянь-Шаня.

Большой интерес по пятой проблеме вызвало сообщение Г. Н. Пероziо (СНИИГГиМС), в котором изложен рациональный комплекс методов изучения карбонатных пород. Об информативности флюидных включений в минералах карбонатных пород при изучении нефтегазоносных бассейнов говорилось в докладе Э. С. Сианисяна с соавт. (РГУ). Методика изучения структуры карбонатных отложений венда — кембрия Сибирской платформы показана в докладе Ю. Н. Каргодина (ИГиГ СО АН СССР). Л. Ф. Малушко (СНИИГГиМС) предложила новую методику определения генезиса карбонатных минералов на основе раскрытия валентных связей элементов.

В решениях школы обращается внимание на необходимость расширения работ по детальному изучению и характеристике конкретных карбонатных формаций, их состава, внутренней структуры и генезиса как базы для однозначного их выделения. При этом необходимо уделить особое внимание комплексному анализу, включающему литологические, палеоэкологические, геохимические, геофизические, фациальные и другие исследования, взаимоотношения со смежными формациями как по площади, так и в разрезе.

Рекомендовано продолжить исследование современного карбонатакопления и современных карбонатных осадков в мелководной зоне морей и океанов, а также в пределах рифов. Разработать для этого комплексную программу литологических, геохимических, экологических и фациальных исследований с привлечением специалистов по гидродинамике и геоморфологии мелководной зоны.

Признано важным изучение внутренней структуры, и в частности цикличности карбонатных формаций в различных тектонических и климатических зонах. Особое внимание рекомендовано обратить на генетическую интерпретацию седиментационной цикличности.

Предлагается активизировать исследования по эволюции карбонатообразования в истории Земли, сконцентрировав внимание на изучении различных уровней организации вещества (породного, породно-слоевых ассоциаций, формаций), изменения условий, обстановок и самого механизма отложений карбонатного вещества того или иного состава.

Признано необходимым подтвердить важность экспериментальных исследований и моделирования процессов и обстановок карбонатообразования, в том числе с использованием ЭВМ. Считать необходимым максимально приблизить их к природным условиям.

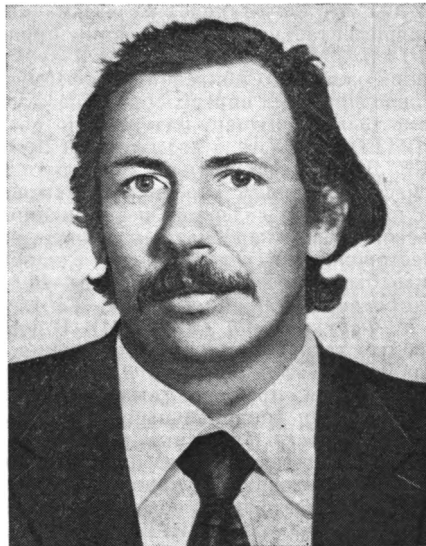
Рекомендовано расширить целенаправленное изучение карбонатных формаций как местилщ важнейших полезных ископаемых (горючих, полиметаллических руд, бокситов, горно-химического сырья, нерудного сырья для металлургии, стройиндустрии и др.) с целью расширения их минерально-сырьевой базы, вовлечения в промышленную разработку новых типов месторождений и комплексного экологически чистого их использования.

Школа обратилась в Государственный комитет СССР по народному образованию с просьбой организовать на геологических факультетах вузов спецкурсы и факультативы для углубленной целенаправленной подготовки специалистов по изучению карбонатных отложений.

Участники школы отметили своевременность, актуальность и высокий уровень ее организации и выразили искреннюю благодарность оргкомитету, Северо-Кавказскому научно-му центру высшей школы и Ростовскому государственному университету за ее образцовое проведение.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
14.XII.1987



ВИКТОР ИВАНОВИЧ ДВОРОВ

Тяжелая утрата постигла советскую геологическую науку. 20 сентября 1987 г. скоропостижно скончался молодой талантливый и разносторонний исследователь, ученый секретарь Научного совета АН СССР по геотермическим исследованиям, кандидат геолого-минералогических наук Виктор Иванович Дворов.

Виктор Иванович прожил всего 44 года, однако за это время им было много сделано для развития гидрогеохимии и геотермии. Его исследования распределения и эволюции термальных металлоносных вод и рассолов, о мобилизации, миграции и аккумуляции рудных элементов в процессах седименто- и литогенеза, энергетики и гидрогеохимии прибрежного гипергенеза и диагенеза морских осадков были новаторскими, открывающими возможность развития целых научных направлений. Особое внимание В. И. Дворова привлекала проблема комплексного исследования месторождений термальных вод — для извлечения из них ценных химических компонентов и ресурсов глубинного тепла.

Окончив с медалью среднюю школу, В. И. Дворов учился на геологическом факультете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Его дипломная работа, посвященная геохимии фтора в термальных и других типах природных вод, была удостоена медали «За лучшую научную студенческую работу в СССР». После окончания МГУ в 1967 г. Виктор Иванович сразу же был принят в аспирантуру ИГЕМ АН СССР, где под руководством чл.-кор. АН СССР Ф. К. Шипулина подготовил и блестяще защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Геохимические особенности формирования термальных металлоносных рассолов Челекена». В 1975 г. она была издана в виде монографии и принесла В. И. Дворову широкую известность. В ней впервые дается анализ геохимической эволюции металлоносных термальных рассолов Челекенского очага разгрузки, рассматриваются основные особенности распределения ряда химических элементов в рассолах и в породах красноцветной терригенно-осадочной толщи, доказывающиеся возможность экзогенной мобилизации рудообразующих элементов (свинца, цинка, меди) из вмещающих пород.

С 1974 г. В. И. Дворов сотрудник Геологического института АН СССР, а с 1976 — старший научный сотрудник и ученый секретарь Научного совета АН СССР по геотермическим исследованиям. Он успешно совмещал организационную и научную деятельность, хотя это и требовало от него большой отдачи сил и времени. Диапазон его исследований был весьма широк.

Одним из направлений работ В. И. Дворова было изучение современных гидрогеохимических процессов в мезозойских и кайнозойских отложениях Восточных Карпат. При этом его особенно интересовали геологическая деятельность подземных газодонных растворов, их роль в процессах образования и разрушения гидрогенных минералов и некоторых полезных ископаемых. Он впервые детально изучил широко проявленную устойчивость минеральных ассоциаций, он термодинамически рассчитал физико-химические равновесия окисной, карбонатной и сульфидно-сульфатной природных минералообразующих систем. Теоретические предположения, высказанные им в монографии «Гидрогеохимия Восточных Карпат» и других публикациях, несомненно имеют большое научное и практическое значение.

Важным этапом научной деятельности В. И. Дворова были газогидрогеохимические исследования современных процессов в осадках (Каспийского и Черного) внутренних морей. На основании полевого, экспериментального и теоретического изучения сис-

темы порода — газодонный раствор им впервые были разработаны термогеохимические модели. Установлено возникновение в современных морских осадках двух доминирующих энергетических уровней, потенциалы которых контролируются системами железа и серы и образования карбоната марганца в условиях нормально-осадочной толщи и низких температур. Им было доказано также, что при пониженных (зимних) температурах в прибрежных осадках неустойчивой минеральной фазой являются кальцит и сульфиды железа, но устойчив гидротетрагидрит, а в условиях высоких летних температур устойчивыми фазами становятся кальцит и сульфиды. Соотношение процессов образования карбонатов и сульфидов летом и разрушения их зимой таково, что постепенно в деятельном слое осадков происходит накопление этих минералов. Результаты этих исследований также были опубликованы, но, к сожалению, лишь частично.

В последние годы В. И. Дворов стал организатором газогидрогеохимических исследований на научно-исследовательском судне «Академик Николай Страхов». В двух рейсах, в которых он участвовал, выяснилась физико-химическая обстановка современного седиментогенеза и диагенеза в различных структурах океанического дна. Часть результатов этих исследований была уже передана в печать, а последние данные войдут в готовящиеся коллективные монографии.

В. И. Дворов вел большую научно-организационную работу. Он проводил многочисленные мероприятия Научного совета АН СССР по геотермическим исследованиям — совещания, выездные сессии (на Украине, Камчатке, в Дагестане, Чечено-Ингушетии, Краснодарском крае, Средней Азии и Казахстане), геотермические школы, координировал деятельность различных организаций, работающих в этой области, готовил решения Совета, анализировал состояние и перспективы этих исследований с целью их дальнейшего развития, достойно представлял советскую науку в деловых контактах с иностранными коллегами.

В. И. Дворов опубликовал более 40 научных трудов, многие из которых премировались на конкурсных сессиях ГИНа. Смерть прервала его работу над докторской диссертацией.

Виктор Иванович был также активным членом общества «Знание», популяризатором геолого-минералогической науки. Совместно с И. М. Дворовым им были написаны научно-популярные книги, одна из которых «Термальные воды и их использование» (1976 г.) получила премию общества «Знание».

В. И. Дворов был не только талантливым ученым, но и увлекался живописью, музыкой, писал стихи, был душой коллектива, в котором работал и пользовался всеобщей любовью и уважением.

Те, кто жил и работал рядом с Виктором Ивановичем Дворовым — от рядовых членов экспедиций до крупных ученых — помнят его как человека очень доброго, увлеченного, благожелательного, большого труженика и энтузиаста. Таким он навсегда останется в сердцах всех его коллег, друзей и учеников.

Редакционная коллегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Межведомственный
литологический комитет

Геологический институт АН СССР

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1988 ГОД

<i>Аблаев А. Г., Тащи С. М., Васильев И. В.</i> Угленосность кайнозоя Приморья	№ 4
<i>Батурин Г. Н.</i> Фосфоритоносность окраин океанов	№ 2
<i>Бергер М. Г.</i> О методике изучения тяжелых минералов	№ 5
<i>Бойко Т. Ф., Дворецкая О. А., Ляпунов С. М.</i> Редкоземельные элементы в железомарганцевых образованиях северной части Тихого океана	№ 4
<i>Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (транстихоокеанский профиль). Сообщение 1. Зональность распределения редкоземельных элементов в осадках	№ 3
<i>Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (транстихоокеанский профиль). Сообщение 2. Влияние вещественного состава осадков на распределение редкоземельных элементов	№ 5
<i>Борисенко Л. Ф.</i> Генетические типы месторождений скандия	№ 4
<i>Бураковский Л. А., Джеванишир Р. Д., Хеиров М. Б., Алияров Р. Ю.</i> Постседиментационные преобразования среднеплиоценовых глин Южно-Каспийской впадины	№ 1
<i>Бутузова Г. Ю., Горшков А. И., Дриц В. А., Морозов А. А., Сивцов А. В.</i> Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 1. Минеральный состав рудного вещества	№ 4
<i>Бутузова Г. Ю., Морозов А. А., Дриц В. А., Горшков А. И.</i> Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 2. Основные процессы минералообразования	№ 6
<i>Валасис А. Г., Горюстай Б. А., Казак А. П.</i> Расчленение зональных метаморфических комплексов докембрия по ассоциациям кластогенных акцессорных минералов	№ 1
<i>Варенцов И. М., Путилина В. С., Зайцева Л. В.</i> Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах. Сообщение 1. Эксперименты по синтезу гидроокисных соединений Fe, Ni, Cu, Co на гидроокислах марганца	№ 4
<i>Варенцов И. М., Путилина В. С., Зайцева Л. В.</i> Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах. Сообщение 2. Эксперименты по оценке роли главных ионов морской воды и растворенного органического вещества в процессе сорбции Cu(II) на 7 Å MnO ₂ (бернессите)	№ 5
<i>Васильев В. П., Поморцев О. А.</i> Аридные зоны в океане. Их границы и вклад золотого материала в океанскую седиментацию	№ 6
<i>Вишневская В. С., Седаева К. М.</i> Кремнистые образования в карбонатных и терригенно-карбонатных породах мезозоя Большого Кавказа	№ 5
<i>Вознесенская Т. А.</i> Седиментация и вулканизм осевой зоны варисцид Южной Монголии	№ 5
<i>Волков И. И., Герра Р., Гил А., Морозов А. А.</i> Соединения железа и серы в донных осадках залива Батабано (Куба)	№ 5
<i>Волохин Ю. Г.</i> Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях	№ 3
<i>Гайдаров Г. М.</i> Проницаемость пластов на больших глубинах как определяющий фактор их нефтегазоносности	№ 1
<i>Горбаренко С. А., Шаповалов В. В., Пушкарь В. С.</i> Некоторые закономерности изменения физических свойств и вещественного состава осадков северо-западной части Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене	№ 6
<i>Дислер В. Н.</i> Роль гидрогеохимических аномалий в процессах катагенеза при формировании нефтегазовых и газоконденсатных месторождений	№ 3
<i>Жмур С. И.</i> Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сообщение 1. Диктионемовые сланцы	№ 6

<i>Ильинская М. Н.</i> Вторичные преобразования основных вулканических стеков в щелочных базальтоидах чанчарской свиты (Южный Урал)	№ 1
<i>Козлов Н. Е.</i> Расчленение и корреляция разрезов Лапландского гранулитового пояса	№ 5
<i>Коссовская А. Г., Дриц В. А.</i> Геокристаллохимия сапонитов и связанных с ними слоистых силикатов в преобразованных океанических базальтах	№ 5
<i>Коссовская А. Г., Тучкова М. И.</i> К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород	№ 2
<i>Косьян Р. Д.</i> Некоторые закономерности распределения донных песчаных микроформ в береговой зоне моря	№ 1
<i>Лисицына Н. А., Исаева А. Б., Соколова А. Л., Шевченко А. Я.</i> Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан)	№ 2
<i>Маслов А. В.</i> Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория	№ 3
<i>Муравьев В. И.</i> Особенности накопления глауконита в палеогеновых отложениях Сирии	№ 6
<i>Наталин Н. А., Бергер В. И.</i> Палеокарст и возраст сурьмяно-ртутного оруденения Восточного Алая	№ 2
<i>Негруца В. З., Негруца Т. Ф.</i> Раннедокембрийские метаосадочные породы в сравнительном сопоставлении с отложениями современных континентальных окраин	№ 4
<i>Недумов Р. И.</i> Особенности седиментации в среднемиоценовом бассейне Предкавказья в связи с деятельностью палео-Дона	№ 6
<i>Николаев В. Г.</i> Строение подводных конусов выноса на примере оз. Байкал	№ 1
<i>Павлов Д. И., Галямов А. Л.</i> Геологические соотношения стратиформного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ (на примере Южного Верхоянья)	№ 3
<i>Пашкова Е. А., Данилова Е. А., Люцарев С. В., Левитан М. А.</i> Золото и органическое вещество в голоценовых осадках Берингова моря	№ 5
<i>Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.</i> Фациальная зональность в верхнепермских осадках на Новой Земле	№ 4
<i>Позребняк И. Н.</i> Анальцимовые породы пермских отложений Туаркыра (Туркмения)	№ 5
<i>Расулова С. Д., Яшунский Ю. В.</i> Роль эпигенетической пиритизации в формировании уранового оруденения на инфильтрационных месторождениях	№ 6
<i>Ржевский В. Ф., Габлина И. Ф., Васильевская Л. В., Лурье А. М.</i> Генетические особенности Гравийского месторождения меди	№ 2
<i>Рудницкий В. Ф.</i> Палеогеографические условия образования южноуральских колчеданных месторождений	№ 2
<i>Савенко В. С.</i> Роль золотого терригенного материала в осадкообразовании	№ 1
<i>Саргаскаев Ж. С.</i> Условия образования кожжотской серии Каратау (Казахстан)	№ 1
<i>Сафронов В. Т., Горощенко Г. Л.</i> Углеродистые породы свиты хирвинаволок (Северная Карелия)	№ 1
<i>Свальнов В. Н., Беляева Н. В., Дмитренко О. Б., Новикова З. Т., Успенская Т. Ю., Шевченко А. Я.</i> Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики	№ 3
<i>Симакович И. М., Сколотнев С. Г.</i> Инициальные изменения базальтов и их возможный вклад в седиментогенез	№ 6
<i>Сиротин В. И., Целин А. И.</i> Значение рентгеноспектрального микроанализа в изучении бокситов (на примере КМА и Северной Онеги)	№ 2
<i>Сколотнев С. Г., Карпова Г. В., Покровская Е. В.</i> Вторичные минералы склоновых отложений подводных Магеллановых гор (Тихий океан)	№ 3
<i>Соловьев Г. А.</i> Количественная оценка сининверсионного катагенного обводнения каменноугольной толщи Донецкого бассейна	№ 4
<i>Спорыгина Л. В., Белоусов В. Д., Петроченков А. А.</i> Строение элювиально-склоновых россыпей Вьетнама в связи с особенностями литогенеза тропической зоны	№ 1
<i>Харин Г. С.</i> Роль океанского магматизма в седиментогенезе (на примере Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна)	№ 3
<i>Хрусталева Ю. П.</i> Редкоземельные элементы в донных осадках Азовского моря	№ 1

<i>Хрусталева Ю. П., Грудина Л. Я., Серова В. В., Жмурко В. Я.</i> Роль эолового материала в морском седиментогенезе аридной зоны (на примере Азовского моря)	№ 2
<i>Ципурский С. И., Ивановская Т. А.</i> Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов	№ 1
<i>Шабанина Н. В.</i> В дополнение к вопросу о значении биогенного фактора в образовании фосфоритов	№ 3
<i>Штеренберг Л. Е.</i> К вопросу об основных и второстепенных источниках марганца в океанах	№ 6
<i>Шумлянский В. А., Коростышевский И. З., Кузнецова С. В., Ивантишина О. М., Дудар Т. В.</i> К проблеме генезиса стратиформной барит-полиметаллической минерализации в вендских отложениях Украинского щита	№ 5
<i>Япаскурт О. В.</i> К проблемам катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования мезогеосинклиналей	№ 4
<i>Ясыченко С. Ю., Репина М. Н., Сидоренко Г. А., Юдин Р. Н.</i> Аллюмофосфаты в бокситах Среднего Тимана	№ 4

Краткие сообщения

<i>Арсаматов Х. И., Круляков В. В., Марушкин А. И.</i> Самородные металлы и интерметаллические соединения в пелагических осадках Тихого океана	№ 4
<i>Батулин Г. Н.</i> О содержании и распределении урана в осадках Черного моря	№ 1
<i>Гулиев И. С., Павленкова Н. И., Раджабов М. М.</i> Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины	№ 5
<i>Емельянов Е. М., Сафонов В. Г.</i> Краткая химическая характеристика железомарганцевых конкреций и корок некоторых котловин Атлантического океана	№ 2
<i>Кизильштейн Л. Я., Перетягко А. Г., Гофен Г. И.</i> Палеогеографические закономерности распределения элементов-примесей в угольных пластах	№ 3
<i>Кузнецов А. Г.</i> Эоловый тип пелагических глин северной части Тихого океана	№ 3
<i>Лазарев И. С.</i> Изотопно-углеродные показатели минеральных образований в гипергенно измененных галогенных отложениях Гаурдака	№ 6
<i>Левин А. Ю., Ривкина Е. М., Самаркин В. А.</i> Изотопный состав кислорода карбонатных минералов серных руд как индикатор условий их образования	№ 5
<i>Новик Г. Я., Аплонов В. С., Краснов С. Г., Черкашов Г. А., Буров И. Ю., Иванов А. С., Хелмицкий Н. Н., Ровенский К. П.</i> Физические и механические свойства океанских массивных сульфидных руд	№ 5
<i>Подпорина Е. К., Грибков А. С.</i> Стронциевая минерализация вулканогенно-осадочного генезиса в «чашечных» рудах Октябрьского месторождения	№ 6
<i>Прокопчук Б. И., Жердев П. Ю., Колодько А. А., Кисель С. И., Левин В. И., Маркова Т. И., Скрипниченко В. А., Соболев В. К.</i> О смектите некоторых вулканических построек Русской платформы	№ 6
<i>Сафонов В. Г., Хераскова Т. Н.</i> Новый генетический тип железисто-кремнистых пород	№ 4
<i>Филиппов С. А.</i> Конседиментационно-фильтрационные зоны замещения продуктивных пластов каменной солью на Верхнекамском калийном месторождении	№ 6
<i>Штеренберг Л. Е., Покровская Е. В., Салынь А. Л.</i> К методике определения количественных соотношений марганцевых минералов в железомарганцевых конкрециях	№ 1

Методика

<i>Бетелев Н. П., Кулачкин Б. И.</i> Сравнительные измерения содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и CO_2 карбонатов различными методами	№ 1
<i>Пенцева О. М.</i> Использование петромагнитного анализа для характеристики пород девона Припятской впадины	№ 4
<i>Тимофеев П. П., Ильин В. А., Ерошев-Шак В. А., Щербаков А. В., Киреев Ф. А., Олейник Б. И.</i> Сравнительный анализ статического и динамического экспериментов в системе вода — вулканический пепел	№ 2

Критика

<i>Головёнок В. К.</i> О раннепротерозойских корках химического выветривания в Криворожском бассейне (замечания по поводу некоторых работ А. Д. Додатко)	№ 2
<i>Коссовская А. Г., Симанович И. М., Каледа К. Г., Сколотнев С. Г.</i> О книге В. Б. Курносова «Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения»	№ 3

<i>Савенко В. С.</i> Ценное обобщение по геохимии океанских железомарганцевых конкреций	№ 3
<i>Стацук М. Ф.</i> Письмо в редакцию	№ 2

Хроника

<i>Богданов Ю. А.</i> Второе Всесоюзное совещание «Современные методы геологических исследований в океане» (11–16 мая 1987 г., г. Светлогорск) . . .	№ 6
<i>Данилов И. Д.</i> Актуальные задачи изучения криолитогенеза	№ 6
<i>Зарицкий П. Б., Головёнок В. К.</i> V Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ докембрия»	№ 1
<i>Ивлиев А. И.</i> О направлениях литолого-геохимических исследований докембрийских отложений СССР (координационное совещание Секции литологии и геохимии докембрия МЛК)	№ 2
<i>Кузнецов В. Г., Бойко Н. И.</i> Карбонатные формации и условия их образования	№ 6
<i>Сафарова С. А., Еремеев В. В.</i> VII Всесоюзная школа по морской геологии	№ 1
<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Заседание комиссий Международного комитета по петрологии углей (Югославия, 1985)	№ 3
<i>Тимофеев П. П., Ильин А. В.</i> На XII Международном седиментологическом конгрессе	№ 1
<i>Холодов В. Н., Недумов Р. И.</i> Всесоюзный семинар «Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изменений (Литогенез и рудообразование)»	№ 4
<i>Идеи В. И. Вернадского</i> в области литологии и геохимии осадочных пород . . .	№ 2
К 25-летию журнала «Литология и полезные ископаемые» (1963–1988)	№ 4
К 70-летию <i>П. П. Тимофеева</i>	№ 5
<u>Виктор Захарович Блисковский</u>	№ 4
<u>Виктор Иванович Дворов</u>	№ 6
<u>Федор Петрович Кренделев</u>	№ 2
<u>Георгий Федорович Рожков</u>	№ 1
Содержание журнала за 1988 год	№ 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П. П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И. И., ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н.,
ИЛЬИН А. В., КОНОНОВ В. И., КОНЮХОВ А. И.,
МИГДИСОВ А. А., МУРДМАА И. О., СЕДЛЕЦКИЙ В. И.,
СИДОРЕНКО С. А., ШМАРИОВИЧ Е. М., ШНЮКОВ Е. Ф.,
ЯПАСКУРТ О. В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V. N. (editor), TIMOFEEV P. P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B. M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), VOLKOV I. I., DMITRIEVSKY A. N., ILYIN A. V.,
KONONOV V. I., KONYUKHOV A. I., MIGDISOV A. A., MURDMAA I. O.,
SEDLITSKY V. I., SIDORENKO S. A., SHMARIOVICH E. M.,
SHNYUKOV E. F., YAPASKURT O. V.

3

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 03.10.88	Подписано к печати 08.12.88	Т-22921	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 12,4 тыс.	Уч.-изд. л. 15,6
	Тираж 967 экз.	Зак. 2246	Бум. л. 4,5

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати:

Долотов Ю. С. ДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРИБРЕЖНО-МОРСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. 1988. 20 л. 4 р. 50 к.

В монографии, на основе результатов многолетних стационарных и региональных исследований автора, с широким использованием отечественной и зарубежной литературы, проанализированы и обобщены характерные особенности динамики водной среды, процессов формирования и преобразования рельефа, дифференциации и накопления осадочного материала, образования слоистости толщи отложений в прибрежной (верхней) части шельфов морей и океанов. Показана применимость установленных закономерностей для реконструкции динамических обстановок формирования древних осадочных толщ прибрежно-шельфового генезиса и выявления условий образования месторождений осадочных полезных ископаемых (неструктурных ловушек нефти и газа, россыпей тяжелых минералов).

Книга рассчитана на морских геологов, литологов, геоморфологов, палеогеографов.

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

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