

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1991

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Бутузова Г.Ю.</i> О связи гидротермального рудообразования с тектоникой, магматизмом и историей развития рифтовой зоны Красного моря	3
<i>Морозов А.А.</i> О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море. Сообщение 1. Донные отложения и особенности распределения диагенетически активных компонентов	20
<i>Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Г.</i> Марганцевые микроконкреции. Сообщение 2. Состав и происхождение	32
<i>Данилов И.Д.</i> Осадочное породообразование в условиях субмаринной криолитозоны . .	51
<i>Маслов А.В.</i> Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала	66
<i>Недумов Р.И.</i> К вопросу о связи геохимических особенностей отложений с обстановками седиментации	83
<i>Горжевский Д.И., Донец А.И.</i> Геолого-литологические обстановки формирования свинцово-цинковых месторождений в чехлах платформ	95
<i>Лисицин А.К., Зиченков Л.Ч., Солодов И.Н.</i> О геохимически и геотехнологически сопутствующих химических элементах в пластовых инфильтрационных урановых месторождениях	108

Краткие сообщения

<i>Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.</i> Глобулярные слоистые силикаты нижнего кембрия Северной Эстонии	120
<i>Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Хрестенков П.А.</i> Кремнистая олисто-стромма — новый тип микститов Южного Тянь-Шаня	128

Критика

<i>Шмариович Е.М.</i> К вопросу "о геохимически и геотехнологически сопутствующих химических элементах в пластовых инфильтрационных месторождениях"	134
<i>Станкевич Е.Ф.</i> Несколько замечаний по поводу гидрогеологической концепции катагенеза А.А. Махнача	136

Хроника

<i>Михайлов Б.М.</i> Актуальные проблемы учения о корях выветривания (по итогам Всесоюзного совещания "Рудоносные формации зоны гипергенеза")	140
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

4

JULY-AUGUST

1991

CONTENTS

<i>Butuzova G. Yu.</i> On the relationship of hydrothermal mineralization with the tectonics, magmatism and the evolution of the Red Sea rift zone	3
<i>Morozov A.A.</i> Some features of late Quaternary sedimentation in the Black Sea. Communication 1. Bottom sediments and specific features of the distribution of diagenetically active components	20
<i>Sval'nov V.N., Lyapin A.B., Novikova Z.T.</i> Manganese micronodules. Communication 2. Composition and origin	32
<i>Danilov I.D.</i> Sedimentary rock formation in the conditions of the submarine cryolithozone . . .	51
<i>Maslov A. V.</i> Sedimentary complexes in Riphean sections of South Urals	66
<i>Nedumov R.I.</i> The relation of the deposits geochemical features to the sedimentation conditions	83
<i>Gorzhevsky D.I., Donets A.I.</i> Geologo-lithological settings during the formation of lead-zinc deposits in the platform covers	95
<i>Lisithin A.K., Zichenkov L.Ch., Solodov I.N.</i> Geochemically and geotechnologically accessory chemical elements in bedded infiltration uranium deposits	108

In Brief

<i>Ivanovskaya T.A., Tsipursky S.I., Yakovleva O.V.</i> Globular foliated silicates of the lower Cambrian in Northern Estonia	120
<i>Lytochkin V.N., Tynyanov V.Yu., Kheraskova T.N., Khrestenkov P.A.</i> Siliceous olistostrome – new mixtite type in South Tien Shan	128

Reviews

Shmariovich Ye.M. On the question of "geochemically and geotechnologically accessory chemical elements in bedded infiltration uranium deposits"	134
<i>Stankevich Ye.F.</i> Some comments of the catagenesis hydrogeological conception by A.A. Makhnach	136

Chronicle

<i>Mikhailov B.M.</i> Present-day problems related to the weathering crust theory (according to the materials of the All-Union Conference "Ore formations of the hypergenesis zone") . . .	140
--	-----

УДК 553.2/553.212 (267.5)

© 1991

Бутузова Г.Ю.**О СВЯЗИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ
С ТЕКТОНИКОЙ, МАГМАТИЗМОМ И ИСТОРИЕЙ
РАЗВИТИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ КРАСНОГО МОРЯ**

Проведен анализ взаимосвязей между гидротермальным рудообразующим процессом, тектоникой, магматизмом и стадией развития Красноморского рифта. Показано, что максимальная гидротермальная активность сопряжена с этапом преобразования континентальной коры в океаническую. Установлен ярко выраженный пульсационный характер деятельности гидротерм с крайне изменчивой незакономерной периодичностью в каждом очаге разгрузки, что, по-видимому, обусловлено режимом функционирования мелких разобленных промежуточных магматических камер.

Известно, что в пределах глобальной системы рифтовых зон Мирового океана развиты отложения, богатые железом, марганцем и полиметаллами, формирование которых связано с активной гидротермальной деятельностью.

Проблема гидротермально-осадочного рудогенеза чрезвычайно сложна и многообразна. Ее решение требует рассмотрения широкого круга вопросов, таких, как: выявление условий возникновения и закономерностей локализации гидротермальных систем, расшифровка механизмов формирования термальных растворов и образующихся при их разгрузке многокомпонентных минеральных ассоциаций, установление природных обстановок, наиболее благоприятных для концентрирования рудного вещества, оценка экономической значимости рудопроявлений. В рамках этой проблемы одна из важных задач заключается также в установлении пространственно-временных и причинно-следственных связей гидротермальной деятельности с тектоникой, магматизмом и развитием соответствующих структур земной коры.

В самом общем виде анализ такого рода связей обобщен в монографии П. Роны [9]. При этом показано, что гидротермальная минерализация может формироваться в различных тектонических обстановках, где создаются благоприятные физические и химические условия для гидротермальной конвекции. В последние годы были проведены детальные геолого-геофизические исследования отдельных сегментов океанических рифтов с ярко выраженной современной гидротермальной активностью. Эти исследования позволили уточнить некоторые особенности локализации очагов разгрузки подводных гидротерм, их связь с тектоническим строением, топографией дна, стадиями тектоновулканических циклов, а также с типом подводных извержений и петрохимией донных пород.

Несмотря на значительный прогресс в разработке тектономагматических аспектов гидротермальной деятельности, многие вопросы относительно природы реальных взаимосвязей между рудообразующим процессом, тектоникой, магматизмом и эволюцией соответствующих структур до конца не выявлены, что требует дополнительных данных о характере гидротермальной активности спрединговых зон океана.

Для анализа такого рода взаимосвязей весьма перспективным объектом представляется Красное море, где сочетаются структурно-тектоническая и геоморфо-

логическая неоднородность фундамента, отражающая разные стадии развития рифтовой системы, высокая интенсивность рудообразующего процесса, активный магматизм, разнообразие состава, степени рудоносности отложений и физико-химических обстановок осаждения рудного вещества. Вместе с тем Красноморский регион отличается хорошей геофизической, литолого-геохимической и общегеологической изученностью. Все это позволяет рассматривать Красное море в качестве эталонного полигона для разработки модели гидротермально-осадочного рудогенеза, как его химико-минералогических, так и тектономагматических аспектов.

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Согласно современным представлениям, Красное море — типичный пример межконтинентальных рифтовых зон, в осевых частях которых формируется океаническая кора, а по периферии — континентальная; при этом мощность континентальной коры возрастает по направлению от оси рифта. Морфологически это узкая и глубокая "шель" протяженностью 2000 км, возникшая в результате раздвижения Аравийской и Африканской литосферных плит и представляющая собой участок земной коры, находящийся на ранних стадиях раскрытия океанического бассейна.

Современная структура Красного моря не совпадает со структурным планом докембрийского и палеозойского оснований, т.е. не является унаследованной.

В результате комплексных геолого-геофизических исследований установлена четко выраженная неоднородность строения рифтовой зоны Красного моря, которая проявляется в морфологических, геофизических и структурных особенностях различных участков морского дна, а также в характере магматизма и гидротермальной деятельности, что позволяет наметить вполне определенную зональность рифтовой зоны по ее простиранию с юго-востока на северо-запад.

Южная часть рифта между 16° и $\sim 21^\circ$ с.ш. характеризуется развитием четко выраженной рифтовой долины шириной до 60 км [31], которая в южном направлении постепенно выклинивается и переходит в цепочку вулканических островов. Рельеф этой зоны сильно расчленен, перепад глубин достигает 500 м, склоны крутые. Океаническая кора в южном сегменте рифта представлена непрерывной полосой, самый древний ее возраст по линейным магнитным аномалиям составляет 5 млн. лет [35], к северу кора омолаживается. В этой части моря было получено 17 значений теплового потока в пределах различных геоморфологических зон, в том числе и в рифтовой долине. Средняя их величина составляет 134 мВт/м^2 [20]. В пределах рифтовой долины выделяется осевая зона (или внутренний рифт) шириной 4–5 км с центральным вулканическим поднятием (экструзивная зона шириной 0,5–1 км) и обрамляющими его впадинами. В результате детальных исследований Красноморского рифта на 18° с.ш., проведенных в ходе экспедиции ИО АН СССР, были выявлены все детали его структуры и геоморфологии, вскрыты основные особенности строения [5, 8]. Показано, что сложная морфология осевой зоны обусловлена многочисленными вертикальными разломами-раздвигами, максимальное число которых приурочено к краям осевой зоны. Наряду с продольными разломами развиты и поперечные, разбивающие дно на многочисленные прямоугольные блоки и представляющие собой зарождающиеся трансформные разломы.

Все структурные элементы и формы рельефа осевой зоны имеют четкую линейную ориентировку, параллельную оси рифта. В поперечном сечении рифтовая долина имеет симметрично-ступенчатое строение. В периферической ее части выделяется верхняя тектоническая ступень с глубинами 500–600 м, постепенно переходящая в уступ, углы наклона которого составляют $20\text{--}35^\circ$, в стенках обычно обнажаются миоценовые эвалпориты. Нижние тектонические ступени, разделенные системой крутых сбросов (до 60°), переходят в осевой трог. Поверхность сту-

пеней покрыта осадками, мощность которых уменьшается по направлению к оси рифта. В осевой, наиболее сложно расчлененной зоне осадки развиты локально (преимущественно в депрессиях), на возвышенных участках они либо очень маломощны, либо полностью отсутствуют.

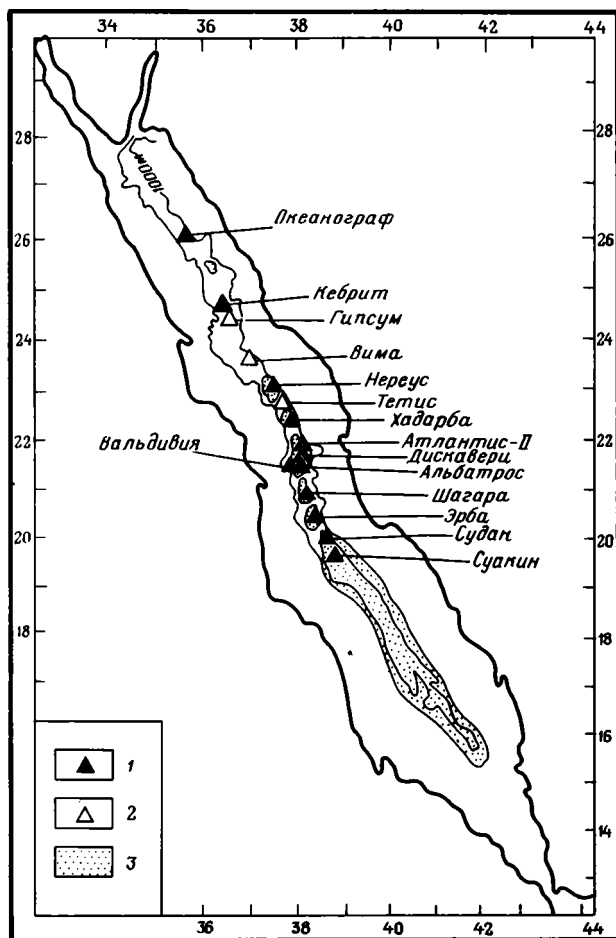
В северо-западном направлении рифтовая долина становится уже, экструзивная зона прерывистой.

Севернее 21° с.ш. океаническая кора развита не единой сплошной полосой, а локально, дискретно. Выходы на дне океанических базальтов, возраст которых составляет < 2 млн. лет [12], приурочены к отдельным изолированным впадинам, находящимся среди более приподнятых и обычно более сглаженных участков развития миоценовых эвапоритов. Предполагается, что места выходов на дне базальтов соответствуют отдельным рассеянным центрам спрединга.

Большинство исследователей, занимающихся тектоникой Красного моря, отрезок рифта от ~ 21 до $\sim 23,5^{\circ}$ с.ш. рассматривают как область становления океанической коры, как зону, переходную от континентальной коры к океанической. Лишь в отдельных работах [22] широкое развитие в рифтовой долине переходной области эвапоритовых отложений и отсутствие сплошной экструзивной зоны связываются не с наличием там континентальной коры, а с затеканием пластичных солей в центральную часть моря, скорость течения которых превышает скорость спрединга. Тем самым предполагается сплошное развитие на этом участке коры океанического типа.

Не вдаваясь в подобный анализ геофизического материала по характеру магнитных аномалий, скоростям распространения сейсмических волн и геотермическим параметрам, сошлемся на мнение И.Р. Кочрана, который в результате детальных исследований красноморского рифтогенеза пришел к выводу, что весь комплекс геофизических данных свидетельствует в пользу развития в переходной зоне утоненной растянутой континентальной коры с отдельными троговыми сегментами или окнами океанических базальтов [14, 15]. Распространение выходов на дне моря базальтов показано на фиг. 1. Если в южном сегменте это сплошная линейно вытянутая полоса, то севернее базальты образуют изолированные участки, число которых в северном направлении заметно сокращается. Важно подчеркнуть, что во впадинах, где обнажаются базальты, обычно разгружаются термальные рудообразующие растворы и накапливаются осадки, обогащенные рудным веществом.

В поперечном сечении строение наиболее крупных впадин в общих чертах сходно с типовым профилем через осевую зону южной части рифта. Примером такого рода структур могут служить впадины Атлантис-II и Нереус, в пределах которых были проведены детальные геолого-геофизические исследования. Обе впадины имеют четко выраженную рифтовую долину, дно которой сложено толеевыми базальтами типа MORB. Возраст океанической коры во впадине Нереус по магнитным аномалиям составляет < 2 млн. лет [12], в районе впадины Атлантис-II (ст. 227 глубоководного бурения) – 1,2 млн. лет [21]. В глубоководных впадинах переходной зоны фиксируются экстремально высокие для Красного моря значения кондуктивного теплового потока. Так, во впадине Нереус (в точке с координатами $23^{\circ}07,75$ с.ш., $37^{\circ}18,57$ в.д.) это значение составляет 2233 мВт/м^2 [12], во впадине Атлантис-II (в точке с координатами $21^{\circ}37$ с.ш., $38^{\circ}08$ в.д.) – 3306 мВт/м^2 [20]. В пределах глубоководных впадин наблюдается не только высокий тепловой поток, но и широкие дисперсии его значений на небольших площадях, что, как известно, предполагает присутствие локализованного источника тепла (магматической камеры) и интенсивный вынос тепла благодаря конвективной циркуляции термальных растворов. Во впадине Нереус тепловой поток колеблется от 2233 до 25 мВт/м^2 , во впадине Атлантис-II – от 3306 до $\sim 100 \text{ мВт/м}^2$. За пределами участков развития океанической коры тепловой поток распределен более равномерно и составляет $\sim 150 \text{ мВт/м}^2$ [12]. В пределах осевого трога промежуточной зоны, частично захватывая северное окончание



Фиг. 1. Расположение в осевой части Красноморского рифта участков со океанической корой (по [24]) и впадин, где обычно разгружаются гидротермы

1 – впадины с рассолами, 2 – впадины без рассолов, 3 – области развития океанической коры

южного сегмента (между 19 и 23° с.ш.) сосредоточены самые активные трансформные разломы, а также зарегистрирована большая часть эпицентров сейсмической активности, там же находится максимальное число очагов гидротермальной разгрузки.

Северный отрезок Красного моря от 23–24° с.ш. до Суэцкого канала, по мнению большинства исследователей, является областью с корой континентального типа, которая значительно утонена, но пока еще не разорвана. Миоценовые эвапориты практически сплошным чехлом покрывают здесь всю площадь дна, включая и ее центральную часть. На этом участке, протяженностью ~ 500 км, развита осевая депрессия шириной 10–25 км со средними глубинами 1100–1200 м, где внутри эвапоритовой толщи локализованы отдельные впадины.

Типичным примером такого рода структур является впадина Вима, длинная ось которой вытянута вдоль простирания рифта. Во впадине длиной ~ 40 км и глубиной 1611 м экстрезивная зона отсутствует, дно выстлано эвапоритами, значение теплового потока составляет ~ 200 мВт/м² и повышено относительно фона. В работе [31] отмечено, что в северном сегменте рифта средняя величина

теплового потока закономерно возрастает от 125 мВт/м^2 в его краевых частях до 250 мВт/м^2 в осевой зоне. Линейные магнитные аномалии здесь не обнаружены, фиксируются лишь единичные изолированные изометричные аномалии над местами внедрения в континентальную кору океанических базальтов [22]. Северная часть Красноморского рифта характеризуется весьма слабой сейсмической активностью [18].

Скорости спрединга по простиранию рифта также неодинаковы. В южном сегменте на 17° с.ш. они составляют $1,49 \text{ см/год}$, в районе впадины Нереев ($\sim 23^\circ$ с.ш.) — $1,06$, на 25° с.ш. — 1 см/год [15].

Детальные магнитные исследования, проведенные И.И. Беляевым и Г.М. Вальяшко в южном сегменте (в районе 18° с.ш.), позволили выявить существенные изменения скоростей спрединга во времени, т.е. неравномерный, пульсационный характер раздвижения. Было показано, что максимальная (до 3 см/год) скорость спрединга на этом участке отвечает возрасту $0,89\text{--}0,69$ млн. лет, к настоящему времени она снизилась до $1,04 \text{ см/год}$ [5]. Можно предположить, что приведенное Р. Гирдлером значение ($1,49 \text{ см/год}$) отвечает не современному этапу, а усреднено для более длительного периода времени.

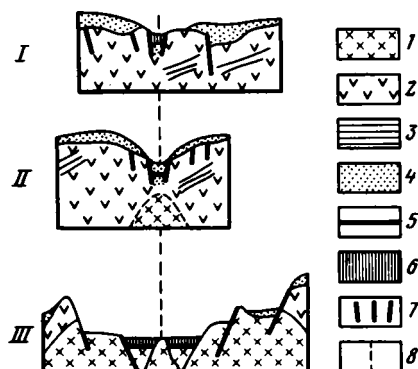
По простиранию Красноморского рифта также последовательно изменяются его глубины. В районе 15° с.ш. средняя глубина центральной экструживной зоны составляет 1100 м , на 18° с.ш. — 1300 м , на границе южного и среднего (переходного) сегментов экструживная зона находится на глубине $2200\text{--}2300 \text{ м}$, здесь же, в районе впадины Суакин, зафиксирована максимальная глубина Красного моря — 2850 м . Далее на север в переходной зоне глубины центрального трога сохраняются на уровне $\sim 2000 \text{ м}$, а глубина отдельных впадин достигает 2500 м . В северном сегменте, где экструживная зона отсутствует, глубины моря падают в среднем до $1100\text{--}1200 \text{ м}$, даже в осевых впадинах они не превышают 1600 м .

Рассмотренные особенности строения Красноморского рифта отражают историю его развития, стадийность рифтогенеза и эволюцию спрединга в ее временной последовательности. Согласно многочисленным геолого-геофизическим данным, начало рифтогенеза в районе Красного моря датируется временем $24\text{--}25$ млн. лет (граница олигоцена и миоцена). В результате образовался замкнутый эвапоритовый бассейн, где в среднем и позднем миоцене накопилась мощная (до 7 км) толща соленосных отложений — (миоценовые эвапориты). В это время были сформированы террасы, обрамляющие современный осевой трог. Ранний этап рифтогенеза в магнитном поле не выражен, океаническая кора не образовывалась, происходили лишь растягивание и утонение континентальной коры [22, 35 и др.]. С этим этапом связывают формирование миоценовых свинцово-цинковых рудопроявлений, развитых на западном побережье Красного моря.

Раскол континентальной коры произошел в плиоцен-четвертичную стадию активизации спрединга, развитие которого протекало неравномерно по простиранию Красноморского рифта. Спрединг начался в южной части моря (севернее Баб-эль-Мандебского пролива) на границе миоцена и плиоцена около 5 млн. лет назад и постепенно распространялся в северо-западном направлении. В это же время океанические воды прорвались через Баб-эль-Мандебский пролив и эвапоритизация прекратилась.

Последовательный ход развития рифтогенеза в плиоцен-четвертичное время рассмотрен в работах [14, 15, 24]. Согласно предложенной модели, начальный этап характеризуется формированием осевой внутриэвапоритовой депрессии в центральной части моря, что сопровождается магматизмом и образованием отдельных впадин, дно которых сложено, как правило, эвапоритами, т.е. разрыва континентальной коры на этом этапе еще не происходит (фиг. 2, I, II). В ходе дальнейшего развития происходит формирование наиболее глубоких и сложно построенных впадин с центральной экструживной зоной, активным вулканизмом и гидротермальной деятельностью (см. фиг. 2, III). Эвапоритовый покров на этих участках отсутствует (континентальная кора разорвана), на дне развиты

океанические базальты. Локализация впадин и связанных с ними базальтовых интрузий контролируется тектоническим строением фундамента и прежде всего положением трансформных разломов. Впадины и связанные с ними интрузивные тела расположены, как правило, в пределах осевой депрессии в средней части блоков между трансформными разломами [15]. П. Рона отмечает также, что глубоководные впадины на ранних стадиях раскрытия океанических бассейнов располагаются обычно не на самых разломах, а недалеко от них, вдоль линейных отрезков рифта [9]. Подобный характер локализации впадин подчеркивается и их формой — длинная ось впадин, как правило, ориентирована вдоль оси спрединга. Предполагается, что вариации морфометрии и структуры тектонических депрессий контролируются глубиной залегания и объемом магматических камер [15]. Глубоководные впадины осевой зоны рассматриваются как дискретные отрезки спрединга, при разрастании и объединении которых в ходе развития рифтогенеза образуются единые протяженные области нормальной океанической коры [5, 15].



Фиг. 2. Схематическое изображение сейсмических профилей, иллюстрирующих этапы развития Красноморского рифта (по [24])

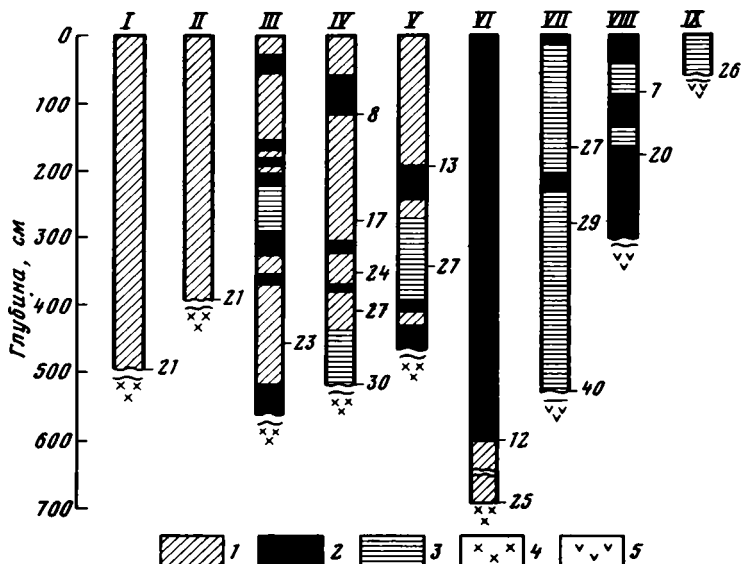
I — простая впадина внутри эвапоритовой толщи (Океанограф, Кебрит); *II* — впадина внутри эвапоритов с близповерхностной базальтовой интрузией (Вима); *III* — впадина с центральной экструзивной зоной (Атлантик-II); 1 — океанические базальты, 2 — эвапориты, 3 — осадочные породы внутри эвапоритов, 4 — четвертичные осадки, 5 — рудные илы, 6 — рассолы, 7 — разломы, 8 — ось спрединга

Выделенные этапы рифтообразования четко отражаются в современном структурном плане Красноморского рифта. Так, северный его сегмент находится в настоящий момент на самой поздней стадии континентального рифтогенеза, в переходной зоне формируется молодая океаническая кора, развитая локально, в виде отдельных изолированных участков, а на южном отрезке рифта процесс формирования коры океанического типа уже завершен, самый древний ее возраст составляет ~5 млн. лет.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

В рифтовой зоне Красного моря очаги разгрузки термальных растворов локализованы, как правило, в пределах относительно глубоководных впадин, которые служат ловушками для поступающего на дно гидротермального материала, препятствуя его рассеиванию на широких площадях морского дна. При этом рудообразующий процесс сочетается с параллельно идущей нормальной биогенно-терригенной седиментацией. В подобных условиях характер распределения рудного вещества в разрезах осадочной толщи достаточно полно отражает режим гидротермальной деятельности, ее периодичность и изменение во времени, что позволяет с большой достоверностью реконструировать гидротермально-осадочный процесс и выделять этапы активизации поступления гидротерм в каждом конкретном очаге разгрузки, а также сопоставлять их между собой.

Как уже отмечалось, основная часть впадин с активными проявлениями гидротермальной деятельности сосредоточена в центральной (переходной) зоне



Фиг. 3. Строение осадочных разрезов глубоководных впадин рифтовой зоны Красного моря

1–3 – типы осадков (1 – металлоносные, 2 – рудоносные, 3 – биогенно-терригенные без гидротермального вещества); 4 – базальты; 5 – эвапориты; I–IX – впадины (I – Суакин, II – Судан, III – Эрба, IV – Шагара, V – Альбатрос, VI – Атлантис-II, VII – Вима, VIII – Гипсум, IX – Кебрит). Цифры на колонках – возраст, тыс. лет

Красноморского рифта. Самые южные депрессии с металлоносными отложениями расположены в краевой части южного сегмента, в области замыкания полосы развития океанической коры, а в северной части моря наблюдаются редкие рудопроявления во впадинах, где осадки залегают непосредственно на эвапоритах (см. фиг. 1).

Для выявления специфики протекания гидротермального процесса на разных участках Красноморского рифта целесообразно сопоставить данные по строению разрезов гидротермально-осадочных отложений вдоль осевой части рифта в разных структурных его сегментах. Для такого рода сопоставлений были выбраны разрезы десяти впадин – Суакин, Судан (южный сегмент рифта), Атлантис-II, Эрба, Альбатрос, Шагара (переходная зона), Вима, Гипсум, Кебрит (северный сегмент) (см. фиг. 1). Подробная литолого-геохимическая характеристика отложений и особенности рудогенеза в Красном море в целом рассмотрены в работах [1, 4, 7], степень рудоносности осадков оценивалась с помощью геохимических модулей.

Для наших целей достаточно в самом общем виде рассмотреть характер распределения рудного вещества в осадочных разрезах. Схематично они представлены на фиг. 3, при этом выделены три разновидности осадков – нормальные илы, практически не содержащие гидротермальных компонентов, металлоносные отложения с примесью главных рудных элементов Fe и Mn не более 30% и собственно рудоносные накопления, где преобладает гидротермальный материал [3].

Понятно, что первая разновидность образуется в условиях практического отсутствия гидротермальной разгрузки, вторая – при малой ее активности, а формирование рудных горизонтов фиксирует этапы значительной активизации гидротермальной деятельности.

Из приведенных данных следует, что отложения южных впадин (Суакин, Судан) по всей их видимой мощности не содержат ни четко выраженных рудных го-

ризонтов, ни нормальных осадков без примеси эндогенных компонентов, число которых, однако, в осадочном разрезе существенно варьирует. Такой характер распределения рудного вещества свидетельствует о сравнительно малой интенсивности гидротермальной деятельности, в ходе которой не происходило резких импульсов ее активизации. В то же время повсеместную примесь рудных компонентов можно рассматривать как признак непрерывности действия гидротермального источника в течение как минимум 20–30 тыс. лет (данные радиоуглеродного датирования осадков, поднятых трубками) [7]. Колебания в составе и количестве рудной составляющей отражают некоторые флуктуации интенсивности процесса.

Существенно иным строением характеризуются отложения впадин переходной зоны, где сосредоточено максимальное число очагов разгрузки гидротерм. В целом они более металлоносны и отличаются крайне неравномерным распределением рудного вещества, которое обычно сосредоточено в отдельных пачках, маркирующих этапы всплеск гидротермальной активности. В этой зоне расположена впадина Атлантис-II, где рудообразующий процесс проявлен с максимальной интенсивностью, а отложения представляют собой единственную в Красном море экономически ценную рудную залежь или месторождение. Большая детальность изучения осадков дает возможность проанализировать развитие гидротермального процесса во впадине Атлантис-II с момента его возникновения (20–25 тыс. лет назад) до настоящего времени. На ранних стадиях процесс протекал достаточно вяло, что отразилось в накоплении биогенно-терригенных отложений с незначительной примесью рудных компонентов, залегающих непосредственно на океанических базальтах; их верхняя возрастная граница составляет ~ 12 тыс. лет (см. фиг. 3). Начиная с этого момента гидротермальная деятельность во впадине заметно активизировалась и вплоть до настоящего времени там накапливаются илы с высоким содержанием рудного вещества. Судя по целому ряду литолого-минералогических, геохимических и изотопных признаков, некоторое снижение активности отмечается во временном интервале от ~ 8,5 до 6 тыс. лет. В настоящий момент этот участок рифта находится в высоко активной стадии гидротермального процесса.

Впадины Альбатрос, Шагара и Эрба, расположенные недалеко от впадины Атлантис-II, характеризуются существенно иным строением осадочных разрезов (см. фиг. 3). Для них характерно присутствие четко выраженных рудных горизонтов разной мощности, неравномерно распределенных в массе слабометаллоносных либо нормальных красноморских илов.

Важная особенность строения рассмотренных разрезов состоит в строго индивидуальном характере распределения рудного вещества даже в близко расположенных впадинах, несопоставимости мощностей рудных горизонтов и полном отсутствии их синхронности, что подтверждается как литологическим анализом, так и радиометрическим датированием.

В северном сегменте моря обнаружена лишь одна впадина (Гипсум), где в осадочном разрезе преобладают рудоносные отложения, во впадине Вима рудные горизонты единичны и маломощны, осадки впадин Кебрит и Океанограф, заполненных высокоминерализованными рассолами, практически не содержат гидротермального материала. В этой связи уместно отметить, что наличие во впадинах рассолов не является признаком разгрузки там глубинных гидротерм, а степень минерализации придонных вод в значительной мере определяется растворением эвапоритов, слагающих стенки депрессий, их составом, мощностью, площадью обнажающейся поверхности и длительностью контакта с морской водой, что в свою очередь зависит от морфологии впадин и гидродинамики придонных вод. Подробнее вопрос о происхождении рассолов и их роли в гидротермально-осадочном рудогенезе рассмотрен в работах [2, 10].

Таким образом, анализ распределения рудного вещества в осадочных разрезах различных участков морского дна позволяет утверждать, что эпизодичность

поступления и разгрузки на дне термальных растворов, пульсационный характер процесса проявляются на всем протяжении Красноморского рифта. Эта особенность характерна для всех тектонически активных зон Мирового океана и составляет фундаментальную закономерность гидротермальной деятельности вообще. Однако периодичность и продолжительность фаз гидротермальной активности в каждом конкретном очаге разгрузки (даже если они близко расположены) несопоставимы между собой, несинхронны и изменчивы во времени, что отчетливо проявляется в красноморском рудогенезе.

Подобный режим гидротермальной деятельности неизбежно предполагает наличие отдельных изолированных источников энергии (промежуточных магматических камер) под каждым из участков разгрузки термальных растворов. Более того, само образование впадин, на дне которых, как правило, разгружаются гидротермы, происходит в результате внедрения базальтовых интрузий [15, 24].

Непосредственная связь гидротермальной деятельности с функционированием промежуточных внутрикоровых магматических камер в настоящее время сомнению не подвергается. Доказательство этого факта стало возможным благодаря широкому использованию в океанологических работах новейших подводных технических средств, геофизических методов и петрохимических исследований. Такого рода работы были проведены на отдельных отрезках рифтовых зон Мирового океана, главным образом в районах современной интенсивной гидротермальной деятельности, где существуют "черные курильщики" и образуются сульфидные постройки (на 21° с.ш., 13° с.ш. и 20° ю.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, на активных участках Срединно-Атлантического хребта, в Галапагосском районе) [11, 17, 25–27, 37]. Картирование с помощью подводных аппаратов, геофизические исследования и петрохимическое опробование показали, что независимо от скоростей спрединга очаги разгрузки гидротерм приурочены к депрессиям топографически сложных и в целом приподнятых участков, расположенных между трансформными разломами. Эти участки рассматриваются как отдельные отрезки оси спрединга, под которыми расположены промежуточные магматические камеры. Установлено, что активные гидротермальные поля ассоциируют, как правило, с областями развития флюидных (покровных) лав. Преобладание флюидных лав над более обычными пиллоу-лавами рассматривается как индикатор присутствия промежуточной магматической камеры в стадии ее наполнения, что сопровождается выделением большого количества тепловой энергии и способствует активизации гидротермальной конвекции [19, 29]. Высказывается также мнение, что наличие магматической камеры в активной стадии ее жизни отражается и в петрохимических особенностях океанических базальтов [13]. В частности, сопряженные с камерами участки сложены, как правило, наиболее высокотемпературными (высокомагнезиальными) базальтами [27, 28], к ним же обычно приурочены очаги гидротермальной разгрузки.

Учитывая несомненную связь современной гидротермальной активности в Мировом океане с магматическим процессом, целесообразно коротко рассмотреть существующие представления о размерах, форме, глубинах залегания, а также условиях локализации и функционирования магматических камер, расположенных в океанической коре рифтовых систем. В работе [28] высказано мнение, что концепция о существовании в океанической коре очагов, где скапливается магма до ее излияния на дно, является одной из центральных геологических идей текущего столетия. Эта идея – важный элемент общепринятой модели формирования океанической коры. Однако несмотря на очевидную важность проблемы магматизма для решения многих аспектов тектогенеза и гидротермального рудообразования, такие вопросы, как функционирование и развитие магматических очагов, состав расплавов, реальная роль и доля флюидной фазы в гидротермах, причины эпизодичности выплавок и периодичности вулканоматматических событий, определение геометрических параметров камер и их влияние на гидротермаль-

ную активность еще весьма слабо изучены, дискуссионны и пока еще далеки от своего решения.

Рассматривая механизм формирования отдельных спрединговых зон, одни исследователи развивают модель крупной (шириной до 30 км) устойчивой магматической камеры, другие — отдают предпочтение существованию мелких резервуаров, локализованных дискретно или собранных в "пучки" по простиранию оси рифта и действующих во времени асинхронно, размер (ширина) такого рода камер оценивается величинами порядка 1–2, максимум 5 км [17, 26, 37 и др.].

Последнее предположение о характере внутрикоровых магматических очагов подтверждается совокупностью новейших сейсмических данных, термальными расчетами, а также строением офиолитовых комплексов. Дополнительным веским аргументом служат, на наш взгляд, и приведенные выше эмпирические данные о характере гидротермальной деятельности в Красном море, где строение осадочных разрезов четко отражает асинхронность интенсивности и периодичности постановки рудных компонентов в каждом отдельном очаге гидротермальной разгрузки, что свидетельствует о независимом функционировании мелких разобщенных магматических резервуаров.

Таким образом, пространственная и генетическая связь гидротермальной деятельности с небольшими изолированными внутрикоровыми магматическими камерами может рассматриваться как твердо установленная реальность. Значительно менее изучены и понятны условия, контролирующие режим гидротермальной деятельности, специфичный, как было показано выше, в каждом конкретном очаге разгрузки. По-видимому, главная причина такого рода мелкомасштабных неоднородностей кроется в самом характере магматических камер (в их размерах, конфигурации, глубинах залегания) и, конечно, в режиме их функционирования (в периодичности поступления новых порций расплава, его кристаллизации и эволюции состава).

Следует отметить, что в рамках проблемы магматизма и гидротермальной деятельности именно эти вопросы наименее изучены, главным образом из-за отсутствия надежных методов и способов исследования. Тем не менее существуют общие петрологические и геохимические модели развития близповерхностных камер, а также некоторые представления о зависимости гидротермальной активности от размеров магматических очагов и глубин их залегания. Эти представления и модели носят, как правило, умозрительный характер и основаны в большинстве случаев на теоретических расчетах. В работе [37] с учетом детальных петрологических исследований базальтов рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта приведена схема эволюции внутрикоровой магматической камеры, согласно которой выделяются четыре этапа ее функционирования. На первом этапе вновь образованная камера наполнена нефракционированным примитивным мантийным расплавом; далее происходит ее наполнение, сбалансированное процессами кристаллизации в открытой системе. Следующая стадия характеризуется преобладанием кристаллизации над наполнением, и фракционирование развивается в сторону образования Fe–Ti-разностей толеитовых базальтов. Наконец, на последнем этапе поступление новых порций расплава прекращается, магма затвердевает, объем очага быстро сокращается, остаточный расплав становится более кислым.

В период отсутствия магматической камеры под рифтовой долиной происходит интенсивное излияние на дно базальтового расплава. Эти периоды оцениваются временем порядка 100–1000 лет, тогда как периоды относительного вулканического покоя, которым соответствует образование промежуточных камер, более длительны (1–100 тыс. лет). Согласно модели, основанной на расчетах термальной диффузии, магматическая камера шириной 1,6 км может существовать 30 тыс. лет и затем полностью кристаллизоваться в последующие 100 тыс. лет [37].

В действительности режим функционирования магматических камер, по-ви-

димому, гораздо сложнее рассмотренной чисто умозрительной и далеко не бесспорной схемы. Как уже отмечалось, этот режим можно достаточно надежно реконструировать через гидротермальную деятельность, которая с свою очередь четко отражается в строении осадочных разрезов с абсолютной датировкой времени формирования рудных горизонтов. Анализ конкретных разрезов однозначно демонстрирует крайнюю неравномерность чередования периодов резкой активизации и относительного покоя гидротермальной и соответственно магматической деятельности.

Так, во впадине Атлантис-II начальный этап гидротермального процесса был мало интенсивен и продолжался ~ 13 тыс. лет. В течение последующих 12 тыс. лет активность резко возросла, на ее фоне отмечен период (2–2,5 тыс. лет) заметного снижения этой активности. В других впадинах (Тетис, Шагара, Альбатрос) этапы высокоинтенсивной гидротермальной разгрузки измеряются временем порядка 1 тыс., максимум 4 тыс. лет, разделяющие их периоды относительного покоя несколько более продолжительны (ориентировочно до 10 тыс. лет), причем в течение этих периодов на какое-то время гидротермальная деятельность может полностью прекратиться, интенсивность ее также широко варьирует.

Таким образом, анализ фактического материала показывает, что соотношение длительности этапов различной степени активности рудного процесса, интервалы повторяемости событий крайне изменчивы, неравномерны и специфичны для каждого конкретного очага разгрузки.

Сложный характер изменчивости гидротермальной активности, широкие вариации ее периодичности в течение коротких промежутков времени затрудняют анализ связи гидротермально-осадочного рудообразования с эволюцией магматических очагов, с определенными стадиями их развития.

Вместе с тем эмпирически выявленная сопряженность современной гидротермальной деятельности с развитием на дне высокотемпературных (высокомagneзиальных) флюидных лав позволяет предполагать, что гидротермальная активность сопровождается ранние стадии эволюции магматической камеры или этапы ее подпитки новыми порциями расплава.

Для понимания многих важных деталей гидротермального процесса, связанного с магматическими резервуарами, большой интерес представляют исследования интрузивного массива Скергаард (Восточная Гренландия), который считается эталоном древних магматических камер. Результаты этих исследований опубликованы в работах [33, 38]. Прекрасная обнаженность, полнота разреза и хорошая его сохранность позволили детально изучить форму, размеры, глубину залегания, а также соотношение минерального, химического, изотопного состава вещества в разрезе интрузии, что послужило базой для реконструкции эволюции плутона и выявления конкретных соотношений между магматическими и гидротермальными явлениями с учетом температуры, давления, флюидного потока и проницаемости вмещающих пород.

Предложенная модель предполагает, что от плутона отделяется большое количество флюидной фазы во вмещающую породу, проницаемость которой достигает 10^{-3} мД [33]. Соответствующие расчеты показали, что на ранних стадиях жизни магматического очага (~ 50 тыс. лет) гидротермальная циркуляция ограничивается вмещающими породами от контакта их с расплавом, при этом средняя величина флюидного потока, направленного от плутона, составляет $5 \cdot 10^{-6}$ г $\cdot$ см $^{-2}$ /с, а общий флюидный поток за 50 тыс. лет оценивается в 500 мг $\cdot$ см $^{-2}$.

Максимальные термические аномалии, возникающие в результате тепло- и массопереноса от очага, проявляются в высоких значениях теплового потока (~ 2000 мВт/м 2) и наблюдаются в интервале 20–30 тыс. лет. При дальнейшем остывании и раскристаллизации расплава происходит ионная диффузия воды внутрь плутона, что отражается в изменении изотопного состава кислорода различных силикатных фаз. Время полной кристаллизации магматической камеры оценивается величиной ~ 200 тыс. лет.

Отмеченные выше локальные различия в уровне и периодичности гидротермальной активности контролируются, вероятно, не только режимом функционирования промежуточных камер, но и в значительной степени их размерами, конфигурацией и глубинами залегания.

Геометрия магматических очагов в современных рифтовых зонах трудно определима из-за отсутствия надежных геофизических методов. В работе [23] высказано мнение о связи периодичности вулканизма и внедрения интрузий с формой магматической камеры; предполагается, что, чем уже очаг, тем чаще происходят вулканические извержения и наполнение камеры новыми порциями расплава, что соответственно влияет на периодичность активизации гидротермальной разгрузки.

Глубины залегания магматических камер достаточно надежно фиксируются с помощью новейших сейсмических методов. По этим данным, кровля камер в океанической коре современных рифтовых зон располагается, как правило, на глубинах порядка 1–5 км [17 и др.]. Разноглубинность резервуаров создает неодинаковые условия теплового питания подземных флюидов, что сопровождается разными эффектами их разгрузки. Гидротермальная циркуляция, связанная с глубоко залегающими камерами, характеризуется относительно низкими градиентами температур, сравнительно слабой интенсивностью и большой продолжительностью (порядка 10–100 тыс. лет). При неглубоком залегании очагов и высоких градиентах температур возникают высокоинтенсивные системы, периоды активной жизни которых более кратковременны (1–100 лет) [9]. Такой характер гидротермальной активности связывается с высокой скоростью выноса тепла, превышающей скорость поступления в резервуар новых порций магматического расплава, иными словами, чем выше температура и дебит источника, тем быстрее расходуется тепло очага и короче период излияния рудоносных растворов. В свою очередь гидротермальная циркуляция значительно ускоряет кристаллизацию магмы, укорачивая тем самым жизнь магматической камеры. Масштабы теплоотдачи фиксируются в значениях конвективного теплового потока и их дисперсии.

Рассмотренные выше особенности протекания гидротермального процесса по простиранию Красноморского рифта позволяют предположить, что в переходной зоне, где отложения впадин в целом характеризуются высокой металлоносностью и наличием многочисленных обособленных рудных горизонтов, очаги современной разгрузки гидротерм сопряжены с малоглубинными мелкими магматическими очагами.

В южном сегменте рифта, где рудопроявления обнаружены лишь в области замыкания зоны сплошного развития океанической коры и характеризуются сравнительно невысокой металлоносностью при непрерывном длительном действии источника, гидротермальная циркуляция связана, по-видимому, с более глубоко залегающими единичными камерами.

Южнее впадины Суакин достоверных признаков современной активной гидротермальной деятельности не обнаружено¹. При детальном химическом опробовании осадков на 18° с.ш. близ оси рифта отмечены крайне слабовыраженные геохимические аномалии, выявление которых оказалось возможным лишь при помощи некоторых не вполне надежных геохимических модулей [7]. В пользу от-

¹ В работах [7, 8] описана рудная постройка высотой 20–25 см, обнаруженная на 18° с.ш., которая рассматривается как гидротермальное образование. Однако как парагенез сопровождающих ее минералов, так и особенности геохимии не свойственны широко известным в настоящее время гидротермальным проявлениям рифтовых зон. С точки зрения гидротермального процесса не поддается интерпретации наличие внутри рудной постройки геометрически правильного тела (параллелепипед размером 12 × 6 × 1,5 см), состоящего из фосфида Fe, сульфида Mn и антраксолита, а также существенно обогащенного такими не характерными для гидротермальных образований элементами, как Ni и Cr.

сутствия в южном сегменте современной активной гидротермальной разгрузки свидетельствуют и сравнительно однородные и в целом низкие значения теплового потока. Вместе с тем эта часть рифта характеризуется высокой интенсивностью магмовыведения [6], что, согласно общей модели развития магматизма, свидетельствует об отсутствии под рифтовой долиной промежуточных магматических камер.

Если отмеченная приуроченность максимальной гидротермальной активности к определенному этапу рифтообразования в Красном море является генетически обоснованной, а не случайной, то логично ожидать в ископаемых отложениях южного сегмента рудопроявлений, близких современной зоне. Анализ данных глубоководного бурения показал, что в скв. 328, расположенной в 40–50 км западнее современного осевого трога (координаты 19° 05,16 с.ш.; 39° 00,2 в.д.), в самых верхах миоцена, на границе его с плиоценом встречается сланцево-ангидритовая брекчия, резко обогащенная сульфидами цинка (сфалерит) и железа (пирит), а также марганцем (до 1%). Содержание цинка в породах достигает 5%, помимо Zn, Fe и Mn значительно повышены также концентрации Cu, Pb и Cd, значение $\delta^{34}S$ сульфидов составляет +2,4% [30]. Иными словами, комплекс минералого-геохимических и изотопных особенностей рудной минерализации, возраст которой равен 5 млн. лет, полностью соответствует молодым рудным накоплениям современной переходной зоны и особенно близок отложениям впадины Атлантис-II. Можно предположить, что гидротермальная минерализация в ископаемых осадках южной части моря распространена гораздо шире, однако ограниченность точек глубоководного бурения не позволяет более определенно судить о локализации и масштабах рудопроявлений в прошлом. Тем не менее существующие признаки высокотемпературных гидротерм не противоречат предположению о связи активной гидротермальной деятельности с более ранними этапами красноморского рудогенеза, со стадией деформации континентальной коры и перехода ее в океаническую, которой отвечает современная переходная зона.

В чем же генетический смысл эмпирически установленной пространственно-временной связи между определенной стадией рифтогенеза и гидротермальной активностью в Красном море?

Широко известно, что современные гидротермальные системы приурочены к глобальной системе рифтовых зон, которые находятся на разных стадиях своего развития. Общая закономерность пространственного расположения очагов разгрузки гидротерм заключается в спорадичности, неравномерности их локализации вдоль осевых частей рифтов. В последние годы с помощью детальных геолого-геофизических исследований удалось установить ярко выраженную неоднородность строения осевых зон по простиранию рифтовых систем, при этом выделяются отдельные сегменты спрединга, разделенные, как правило, трансформными разломами [19, 27, 29, 37 и др.]. Важно, что очаги гидротермальной разгрузки приурочены не к самим разломам, как считалось ранее, а к участкам между ними, и не к каждому отрезку спрединга, а только к магматически активным сегментам, под которыми располагаются промежуточные камеры в активной стадии их развития – к так называемым неовулканическим зонам. Как показывают геолого-геофизические исследования, все участки современной высокотемпературной гидротермальной деятельности развитых океанических рифтов сопряжены именно с неовулканическими зонами [26, 34 и др.].

Таким образом, не само по себе тектоническое положение контролирует локализацию гидротермальных систем, а связанные с ним магматические процессы, проникновение в кору магматических расплавов, которые служат энергетической и вещественной основой для тепло- и массопереноса, а также гидротермальной конвекции.

Приведенные выше данные по Красному морю показывают, что в ходе океанского рифтогенеза (на его ранних стадиях) процессы преобразования континентальной коры в кору океанического типа сопровождаются высокой сейсмической

напряженностью, интенсивным магматизмом и высокотемпературной гидротермальной деятельностью.

В условиях развитых рифтов гидротермальная деятельность возобновляется при активизации магматических процессов в неовулканических зонах, что обусловлено общей периодичностью вулканоматматических циклов, причины которых еще недостаточно ясны. По мнению некоторых авторов [6], одна из причин эпизодичности мантийных выплавок связана с периодическим снижением давления, происходящим в результате тектонических причин, и в частности при неравномерном раздвижении литосферных плит.

Рассматривая тектономагматические аспекты локализации гидротермальных систем, коротко остановимся на вопросе о связи гидротермального рудогенеза со скоростями спрединга.

Традиционно принято считать, что масштабы и интенсивность гидротермальной активности непосредственно зависят от скорости спрединга. Однако анализ распределения очагов гидротермальной разгрузки и масштабов ее интенсивности в рифтовых зонах Мирового океана такой закономерности не обнаруживает. Приведем лишь некоторые примеры. Так, в пределах ВТП на участках разгрузки высокотемпературных гидротерм с "черными курильщиками" и полиметаллическими сульфидами скорости спрединга меняются от 6 (21° с.ш.) до 16 см/год (20° ю.ш.) [19]. Недавно были открыты сульфидные гидротермальные постройки и "черные курильщики" в районе низкоспрединового Срединно-Атлантического хребта в пределах геотермального поля TAG на 26° с.ш. [36] и на 23°22' с.ш. в 25 км южнее разлома Кейн [16]. Формы и масштабы гидротермальной активности на этих участках вполне сопоставимы, а иногда и превосходят соответствующие процессы в высокоспрединовых районах ВТП.

В результате детального анализа гидротермальных отложений из керна, пробуренного на западном склоне ВТП с точными возрастными привязками, был сделан вывод о полном отсутствии корреляции между этапами активизации гидротермальной деятельности и изменениями скоростей спрединга [32].

Наконец, как было показано выше, в пределах Красноморского рифта локализация самых активных очагов гидротермальной разгрузки не связана с участками максимальных скоростей спрединга.

Об отсутствии прямой зависимости гидротермальной деятельности от скоростей спрединга свидетельствуют и расчеты конвективного выноса тепла, согласно которым в рифтовых зонах с малыми скоростями спрединга суммарная величина конвективного теплового потока, выше, чем на высокоспрединовых хребтах, и составляет соответственно $15,1 \cdot 10^8$ кал/см² [39].

Приведенные факты на первый взгляд противоречат широко распространенной гипотезе о прямой зависимости гидротермального рудообразующего процесса от скоростей спрединга.

Однако очевидно, что для объективного и аргументированного доказательства или опровержения этого принципиального положения существующих в настоящее время данных явно недостаточно. И дело заключается не только в перспективе открытия новых рудопроявлений и возможной корректировке наблюдаемой картины их распределения на дне океана. Наиболее уязвимым моментом является то обстоятельство, что оценка скоростей спрединга в океанических рифтах, определяемых по магнитным аномалиям, дается для больших интервалов геологического времени, представляет собой интегрированную величину, где сглажены, усреднены возможные существенные колебания, скачки раздвига. Для уверенного решения вопроса о связи подводного гидротермального рудогенеза со скоростями спрединга необходимо совместное изучение этих явлений в одном и том же масштабе времени.

Подводя итоги рассмотрению данных по локализации гидротермальных систем, режиму их функционирования и связи с тектоникой и магматизмом в рифтовой зоне Красного моря, а также анализу литературных материалов по другим океаническим рифтам, можно констатировать следующие общие положения.

1. Тектонический контроль гидротермально-осадочного рудогенеза в общем виде осуществляется через связанные с тектоникой магматические процессы.

2. Определяющим фактором для циркуляции термальных рудообразующих растворов является наличие магматогенного тепло- и массоносителя — промежуточных внутрикоровых магматических камер.

3. Гидротермальная деятельность рифтовых зон имеет ярко выраженный пульсационный характер с крайне изменчивой и незакономерной периодичностью в каждом очаге разгрузки, что, по-видимому, обусловлено главным образом режимом функционирования мелких разобренных промежуточных камер, а также их формой, размерами и глубинами залегания.

4. В рифтовой зоне Красного моря максимальная гидротермальная активность сопряжена с ранней стадией океанского рифтогенеза, с этапом преобразования континентальной коры в океаническую, тектонической деструкцией и формированием отдельных спрединговых зон, что сочетается с высокой сейсмической активностью, обилием промежуточных магматических камер, самыми высокими значениями теплового потока и наивысшей его дисперсией. В пределах развитых рифтов срединно-океанических хребтов очаги гидротермальной разгрузки приурочены к магматически активным участкам, к так называемым неовулканическим зонам.

В заключение отметим, что совокупность геологических, геофизических, петрохимических и литолого-геохимических данных однозначно свидетельствует о существовании пространственно-временных и причинно-следственных связей между тектоникой, магматизмом, гидротермальной деятельностью и рудообразованием в рифтовых зонах Мирового океана, что говорит о целесообразности совместного анализа этих явлений в рамках общей концепции океанского тектогенеза.

Перспективными путями дальнейших исследований нам представляются также детальное сопоставление тонких геохимических и кристаллохимических особенностей базальтов дна со спецификой гидротермальной деятельности, ее интенсивностью, периодичностью, температурным режимом; установление природы петрохимических вариаций базальтов в зависимости от режима гидротермальной разгрузки и функционирования магматического очага. Подобные исследования будут способствовать пониманию самого механизма формирования гидротерм и смогут приблизить нас к решению одной из кардинальных задач гидротермально-осадочного рудогенеза — к проблеме источников рудного вещества.

Список литературы

1. Бутузова Г.Ю. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 39—55.
2. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источнике вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 3—17.
3. Бутузова Г.Ю. Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 3—23.
4. Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества) // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 16—32.
5. Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981. № 2. С. 3—22.

6. Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. Модель магматического очага под срединно-океаническими хребтами // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
7. Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 287 с.
8. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 1985. 229 с.
9. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
10. Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Генезис металлоносных рاسبолов и их рудообразующее значение // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: Наука, 1989. С. 30–46.
11. Ballard R.D., Holcomb R.T., van Andel T.H. The Galapagos Rift at 86° w. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 5407–5422.
12. Bonatti E., Colantoni P., Della Vedova B., Tiviani M. Geology of the Red Sea transitional zone (22–25°N) // Oceanol. acta. 1984. V. 7. P. 385–298.
13. Bryan W.B., Moore J.G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36°40' N // Bull. Geol. Soc. America. 1977. V. 88. P. 556–570.
14. Cochran J.R. A model for the development of the Red Sea // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. 1983. V. 67. P. 41–69.
15. Cochran J.R., Martinez F. Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental rifting to seafloor spreading // Tectonophysics. 1988. V. 153. N 1–4. P. 25–53.
16. Detrick R.S., Honnorez G., Adamson A.C. e.a. Drilling the Snake Pit hydrothermal sulfide deposit on the Mid-Atlantic Ridge, lat. 23°22' N // Geology. 1986. V. 14. N 12. P. 1004–1007.
17. Detrick R.S., Buhl P., Vera E. e.a. Multy-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise // Nature. 1987. V. 326. N 6108. P. 35–41.
18. Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar Triangle // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1970. V. 267. P. 49–71.
19. Francheteau J., Ballard K.D. The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S: inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 93–116.
20. Girdler R.W. A review of Red Sea heat flow // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1970. V. 267. P. 191–203.
21. Girdler R.W., Whitmarsh R.B. Miocene evaporites in Red Sea cores, their relevance to the problem of the width and age of oceanic crust beneath the Red Sea // Deep Sea Drilling Project. 1974. V. XXIII. P. 913–922.
22. Girdler R.W. The evolution of the Gulf of Aden in space and time // School of physics, the University, Newcastle-upon-Tyne. U.K. 1985. P. 747–762.
23. Gudmundsson A. Possible effect of aspect ratios of magma chambers on eruption frequency // Geology. 1986. V. 14. N 12. P. 991–994.
24. Guennoc P., Pautot G., Coutelle A. Surficial structures of the northern Red Sea axial valley from 23°N to 28°N: Time and space evolution of neo-oceanic structures // Tectonophysics. 1988. V. 153. P. 1–23.
25. Hardign A.J., Orcutt J.A., Kappus M.E. e.a. Structure of young oceanic crust at 13°N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B9. P. 12163–12196.
26. Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E. e.a. Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. V. 328. P. 681–685.
27. Langmuir Ch.H., Bender J., Batiza R. Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'N–14°30'N // Nature. 1986. V. 322. P. 421–429.
28. Langmuir Ch.H. A magma chamber observed // Nature. 1987. V. 326. №6108. P. 15–16.
29. Macdonald K.C. Mid-ocean ridges fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone // Ann. Rev. Earth Planet Sci. 1982. V. 10. P. 155–190.
30. Manheim F.T. Red Sea geochemistry // Deep Sea Drilling Project. 1974. V. XXIII. P. 975–998.
31. Martinez F., Cochran J.R. Geothermal measurements in the northern Red Sea: implication for lithospheric thermal structure and mode of extension during continental rifting // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. №B9. P. 12239–12265.
32. Mitchell L. Late Tertiary history of hydrothermal deposition at the East Pacific Rise, 19°S: correlation to volcanotectonic events // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. № 6. P. 595–598.
33. Norton D., Taylor J. Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: An analysis of the Skaergaard Intrusion // J. Petrol. 1979. V. 20. №3. P. 421–486.
34. Pockalnye R.A., Detrick R.S., Fox P.J. Seabeam map of Kane transform: implications for the tectonics of slow-slipping transform faults // E.O.S. (American Geophysical Union Transactions). 1985. V. 66. P. 1092.
35. Roesser H.A. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea // Geol. Jahrb. 1975. V. 13. P. 131–153.
36. Rona P. Black smokers and massive sulfides at the T.A.G. hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26°N // E.O.S. (American Geophysical Union Transactions.). 1985. V. 66. P. 936.

37. *Stakes D.S., Shervais J.N., Hofson C.A.* The volcanic-tectonic cycle of the Famous and Amar valleys, Mid-Atlantic Ridge (36° 47' N). Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a non-steady magma chamber beneath the valley midsection, Amar-3 // *J. Geophys. Res. B.* 1984. V. 89. № 8. P. 6995–7028.
38. *Taylor H.P., Forester R.W.* An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: destruction of a 55 m.y. old fossil hydrothermal system // *J. Petrol.* 1979. V. 20. № 3. P. 355–420.
39. *Wolery T.J., Sleep N.H.* Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges // *J. Geol.* 1976. V. 84. P. 249–275.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
3.XII. 1990

УДК 551.577.11/552.144 (262.5)

© 1991

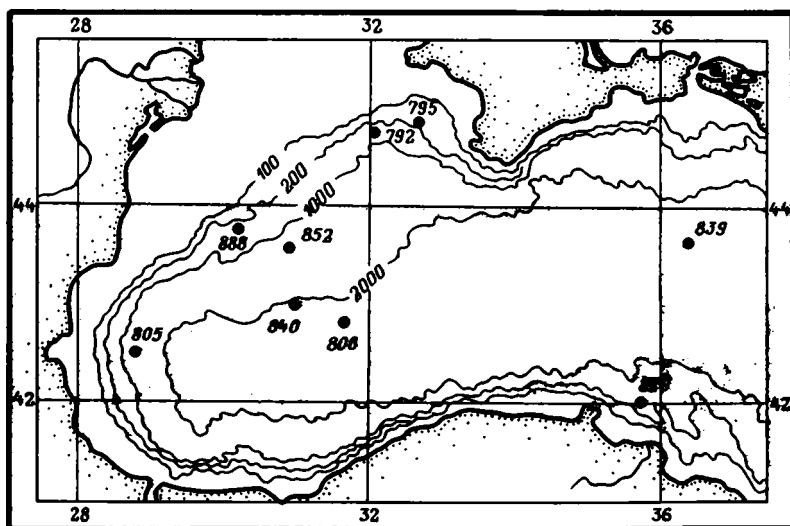
Морозов А.А.

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ.

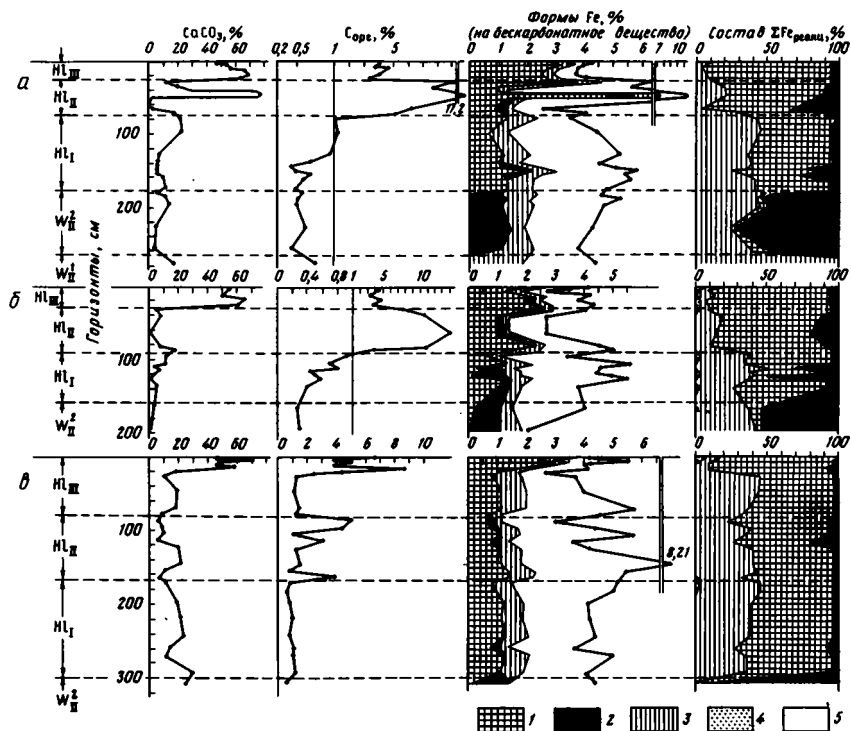
СООБЩЕНИЕ 1. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Представлен новый фактический материал по распределению реакционно-способных форм железа (пирита, гидротроилита, несulfидных форм Fe(II) и (III), а также Сорг и CaCO_3 в разрезе позднечетвертичных отложений различных зон моря.

Современные представления о геохимической эволюции Черного моря в позднечетвертичное время, сложившиеся благодаря работам Н.М. Страхова, в существенной мере опираются на анализ распределения в осадках основных диагенетически активных компонентов — соединений железа и серы. Эти элементы, в силу ярко выраженных окислительно-восстановительных свойств, образуют ряд химических и минеральных форм, степень развития и взаимные соотношения которых во многом отражают условия осадкообразования. Одно из необходимых в настоящее время направлений геохимического исследования Черного моря состоит в детализации, углублении и корректировке разработанной Н.М. Страховым качественной модели развития бассейна [5, 6], что может быть обеспечено, в частности, дальнейшим более подробным изучением распределения этих форм в позднечетвертичных отложениях и расшифровкой заключенной в них информации.



Фиг. 1. Схема расположения станций отбора проб



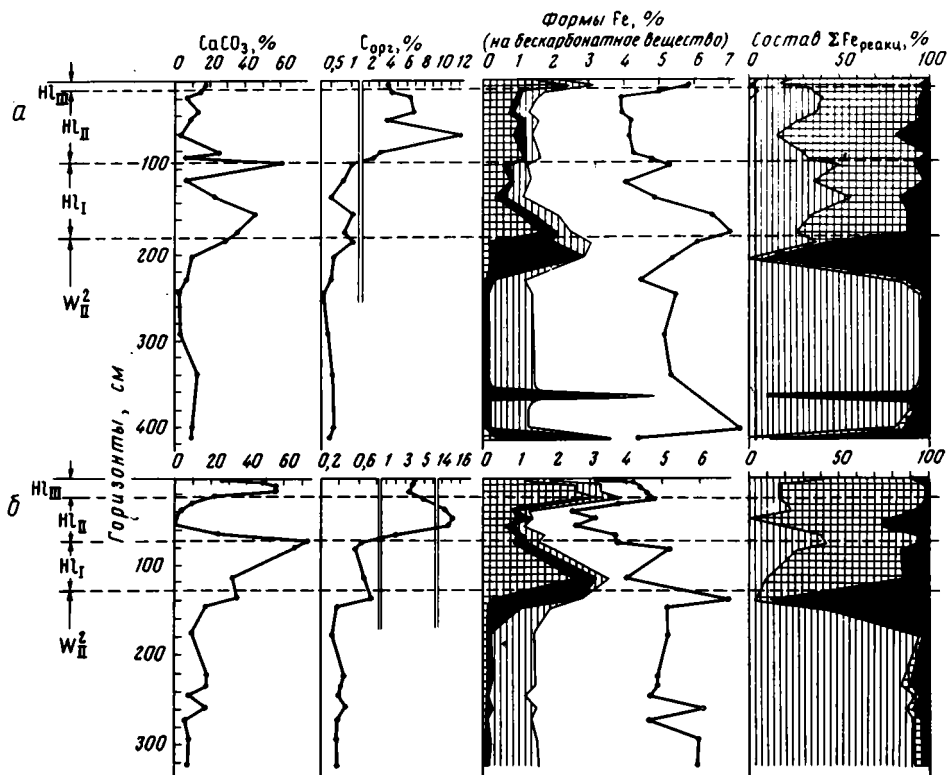
Фиг. 2. Распределение $S_{орг}$, $CaCO_3$ и форм железа в пелагических отложениях: а – ст. 840, глубина 2125 м ($42^{\circ}55,6'$ с.ш.; $30^{\circ}58,4'$ в.д.); б – ст. 806, глубина 2100 м ($42^{\circ}46,2'$ с.ш.; $31^{\circ}39,0'$ в.д.); в – ст. 839, глубина 2160 м ($43^{\circ}33,0'$ с.ш.; $36^{\circ}25,5'$ в.д.). Стратиграфические горизонты: W_{II}^1 – ранненовозвксинский (средний вюрм), W_{II}^2 – средненовозвксинский (поздний вюрм), HI – поздненовозвксинский (нижнеголоценовый), HI_{II} – древнечерноморский (среднеголоценовый), HI_{III} – современный (верхнеголоценовый). Формы железа: 1 – Fe пирита; 2 – Fe гидротроилита; 3 – несulfидное Fe(II); 4 – реакционноспособное Fe(III); 5 – обломочные формы

В задачу настоящей работы входит представление и анализ нового фактического материала, который включает девять вертикальных разрезов осадочной толщи, выполненных в различных районах и морфометрических зонах моря при помощи геологической трубки (ТБД) в ходе 8-го рейса НИС "Витязь" (1984 г.).

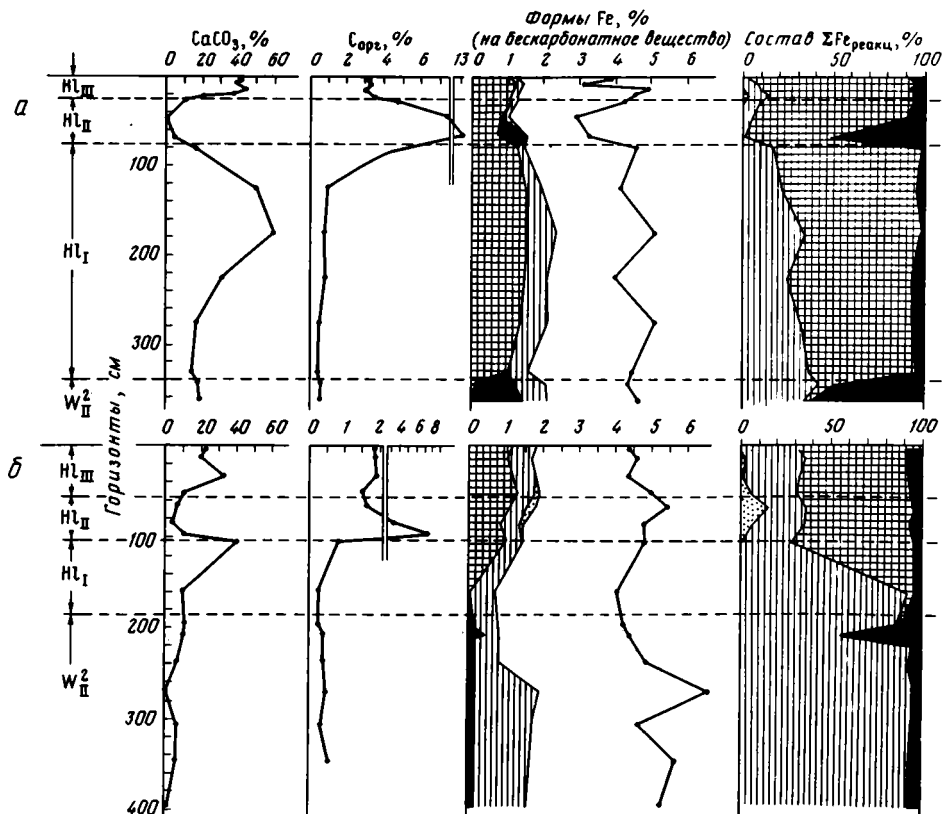
Полученные данные характеризуют отложения центральных частей западной и восточной халистаз, подножия северо-западного континентального склона, различных глубин западного, южного и северного склонов, а также осадки нижней части каламитского шельфа Крыма. Расположение станций изображено на фиг. 1.

На фиг. 2–5 представлены профили распределения $S_{орг}$ и $CaCO_3$ (% на сухой вес осадка), валового и реакционноспособных форм железа в расчете на бескарбонатное вещество: пиритного, сульфидного (Fe гидротроилита), несulfидного Fe(II) и Fe(III), а также распределение этих форм в составе их суммы ($\Sigma Fe_{реакт}$). Методическая часть, данные химико-аналитических определений и их детальное сравнительное описание изложены в работе [3].

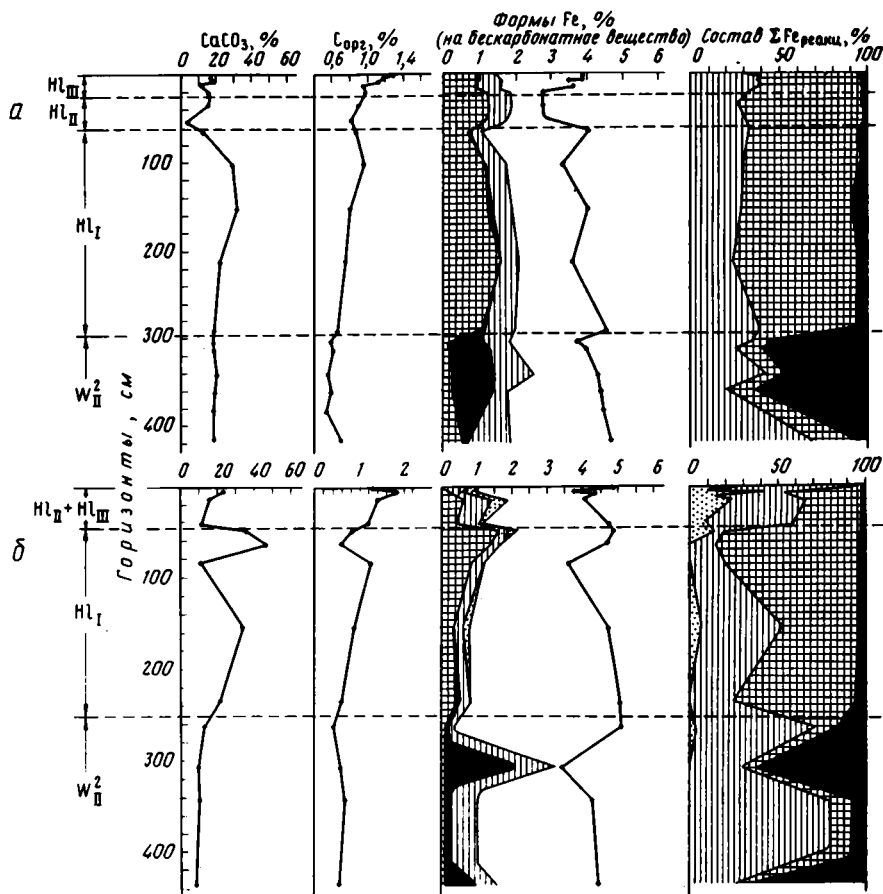
Выполненные разрезы рассматриваются в рамках традиционной общей схемы стратиграфического деления исследованной осадочной толщи на новозвксинские, древнечерноморские и современные отложения [4, 5]. Кроме того, целесообразно воспользоваться также попыткой литологического выделения в новозвксинских осадках трех подгоризонтов (см. фиг. 2–5): ранне- (W_{II}^1), средне- (гидротроилито-



Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5. Распределение $S_{орг}$, $CaCO_3$ и форм железа в отложениях верхней части Анатолийского склона (ст. 829) и каламитского шельфа Крыма (ст. 795): а – ст. 829, глубина 240 м ($41^{\circ} 57,5'$ с.ш.; $35^{\circ} 39,2'$ в.д.); б – ст. 795, глубина 150 м ($44^{\circ} 45,5'$ с.ш.; $32^{\circ} 51,3'$ в.д.). Условные обозначения см. фиг. 2

вого, (W_{II}^2) и поздненовозвксинского (нижнеголоценового, (H_{II})) [7]. Необходимо отметить, однако, что такое деление, основанное главным образом на данных спорово-пыльцевого анализа, в настоящее время не является бесспорным, во многом носит предположительный характер и требует дальнейшего уточнения. Тем не менее оно представляется достаточно перспективным, особенно в плане реконструкции условий формирования сложной поликомпонентной сульфидной минерализации новозвксинских отложений, поскольку связывает литолого-минералогический облик этих осадков с событиями окончания ледникового периода, кото-



Фиг. 3. Распределение $S_{орг}$, $CaCO_3$ и форм железа в отложениях нижней части западного склона: а – ст. 805, глубина 1585 м ($42^{\circ} 28,1'$ с.ш.; $28^{\circ} 51,4'$ в.д.); б – ст. 852, глубина 1333 м ($43^{\circ} 32,5'$ с.ш.; $30^{\circ} 53,6'$ в.д.). Условные обозначения см. фиг. 2

Фиг. 4. Распределение $S_{орг}$, $CaCO_3$ и форм железа в отложениях верхней части западного (ст. 888) и северного (ст. 792) склонов: а – ст. 888, глубина 570 м ($43^{\circ} 42,1'$ с.ш.; $30^{\circ} 18,2'$ в.д.); б – ст. 792, глубина 602 м ($44^{\circ} 38,1'$ с.ш.; $32^{\circ} 07,0'$ в.д.). Условные обозначения см. фиг. 2

рые не могли не повлиять на состав комплекса реакционноспособных форм железа в новозвксинском бассейне. Литологическое обоснование и использование этой стратиграфической схемы при описании осадков некоторых районов моря, в том числе и ряда рассматриваемых разрезов, содержатся в работах [7, 8].

Предполагаемые результаты геохимического исследования наиболее целесообразно проводить в соответствии с батиметрическим положением осадков, описывая колонки в направлении снизу вверх, отражающим последовательную смену условий осадкообразования. Общая литологическая характеристика отложений приводится по данным отчета литологического отряда экспедиции (А.В. Комаров, Южное отд. ИОАН).

НОВОЗВКСИНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Исследованные нами новозвксинские осадки различных районов моря в общем случае представляют собой светло-серые карбонатно-глинистые илы голубоватых и зеленоватых оттенков, однородные или с неясно выраженной слоистостью, с неравномерно распределенными в разрезе черными участками гидротроилитовой минерализации.

Ранненовозвксинские ледниковые отложения (W_{II}^1), подстилающие гидротроилитовый горизонт, охарактеризованы всего одной пробой голубовато-серого однородного слабокарбонатно-глинистого ила, отобранной в осадках подножия северо-западного склона (см. фиг. 1, 2, а, ст. 840, горизонт 270–280 см). Осадок отличается чрезвычайно низким содержанием восстановленной серы, несмотря на значительное количество $C_{орг}$ (0,72%). В сумме производных восстановленной серы (ΣS_{H_2S}), составляющей 0,023%, основной формой является сера пирита (0,020%), хотя в ничтожных количествах присутствуют и все остальные формы ($S_{орг}$ 0,008%, S^0 0,001%, S^{2-} 0,001%). Содержание валового железа составляет 3,6–4%, а сумма $Fe_{реак}$ (1,4–1,8%) практически полностью представлена несulfидным Fe(II). Концентрация сульфатной серы в иловой воде равна 0,106 мг/мл.

Средненовозвксинские отложения (W_{II}^2) достаточно полно могут быть охарактеризованы по всем имеющимся разрезам, за исключением ст. 839 (см. фиг. 2, в) восточной халистазы, где они представлены лишь верхним 10-сантиметровым слоем черного высокодисперсного глинисто-карбонатного ила. Характер распределения гидротроилитовой минерализации в основных чертах соответствует изложенным в литературе наблюдениям [4, 7]. Единичный, полностью прокрашенный сульфидами горизонт вскрыт в пелагиали западной части моря (ст. 806, 840), однако обнаружен также и в верхней части южного склона (ст. 829). Другой вариант стратификации, отвечающий нескольким резко обогащенным сульфидами прослоям на фоне общего незначительного содержания гидротроилита, встречен в нижних частях склона (см. фиг. 3, а, ст. 805), а также шельфа (см. фиг. 5, б, ст. 795). Общая мощность средненовозвксинского горизонта на шельфе и склоне существенно больше, чем в пелагиали.

Переход от ранне- к средненовозвксинскому горизонту выражен достаточно резко. По результатам анализа осадков ст. 840 (см. фиг. 2, а) наряду с появлением значительных количеств сульфидной серы (S^{2-} до 1%) он сопровождается заметным уменьшением содержания $C_{орг}$ (от 0,72 до 0,4%), падением карбонатности (от 18 до 5–9,3%), уменьшением валового железа и увеличением $\Sigma Fe_{реак}$ в его составе. Необходимо отметить также некоторое уменьшение концентрации сульфата в иловых водах (от 0,106 до 0,092 и далее до 0,088 мг/мл $S_{SO_4^{2-}}$).

Дальнейшие изменения содержаний компонентов вверх по разрезу горизонта весьма разнообразны для разных морфометрических зон моря. В пелагических отложениях (см. фиг. 2, а, б, ст. 806, 840) наблюдаются незначительные изменения содержания $C_{орг}$ (0,3–0,5%), небольшое увеличение карбонатности (до ~10%) и заметный рост $Fe_{вал}$ без выраженных тенденций изменения суммы

реакционноспособного железа. Последнее представлено сульфидным железом (Fe гидротроилита) и несulfидным Fe(II), присутствующими в сравнимых количествах, а также примесью железа пирита (2–3% от $\Sigma Fe_{\text{реакц}}$). В осадках ст. 840 можно отметить наличие обратной коррелятивной связи (колебания на уровне ~0,3%, см. фиг. 2, а) между сульфидным и несulfидным железом (или сульфидным и $\Sigma Fe_{\text{реакц}}$). В осадках центральной части западной халистазы такая связь отсутствует (ст. 806). Во всех гидротроилитовых горизонтах отсутствуют также признаки корреляции между валовым и реакционноспособным железом.

В осадках склона (см. фиг. 3, ст. 805, 852) при более высоких относительно пелагиали содержаниях $С_{\text{орг}}$, $CaCO_3$ и $Fe_{\text{вал}}$ можно отметить заметное их увеличение в верхнем гидротроилитовом прослое, непосредственно подстилающем осадки голоцена. Увеличение $Fe_{\text{вал}}$ в этих прослоях сопровождается столь же резким ростом реакционноспособного железа, которое практически целиком представлено железом гидротроилита. В то же время гидротроилитовому прослою, вскрытому в нижней части колонки ст. 805, соответствует минимум $Fe_{\text{вал}}$, что отвечает весьма незначительному, примесному содержанию обломочных форм железа (см. фиг. 3, а). Такое же соотношение форм обнаружено в нижней части разреза пелагической ст. 806 (см. фиг. 2, б). Примечательно, что в исследованных осадках шельфа (см. фиг. 5, в, ст. 795) практическое отсутствие обломочных форм железа отвечает верхнему гидротроилитовому слою (горизонт 300–310 см).

В разрезе единичного гидротроилитового горизонта верхней части южного склона (см. фиг. 5, а, ст. 829) содержания $С_{\text{орг}}$ и $CaCO_3$ практически неизменны, а $Fe_{\text{вал}}$ уменьшается. Эти осадки по сравнению с другими средненовозвксинскими отложениями отличаются существенно большим (до ~10% от $\Sigma Fe_{\text{реакц}}$ содержанием пирита).

Поздненовозвксинские отложения (H_1) во всех рассматриваемых разрезах представлены полностью. Начало их накопления, как правило, хотя и с достаточной степенью условности, совпадает с резким сокращением гидротроилитовой минерализации, которая, однако, не исчезает совершенно, а проявляется в виде отдельных незначительных прослоев, линз, примазок и микровкрапленности кислоторастворимых сульфидов, в общем случае отвечающих примесным содержаниям S^{2-} , с тенденцией к уменьшению вверх по разрезу. Сульфидная минерализация в этих осадках представлена главным образом высокодисперсным рассеянным пиритом (см. фиг. 2–5), за счет которого, вероятно, участки, лишенные гидротроилитовой пигментации, окрашены в светло-серый цвет. В верхней части горизонта фиксируется подстилающий сапропели переходный слой осадка, сложенный глинисто-карбонатным пелитовым и алевроито-пелитовым илом с характерной микрослоистостью. Мощность его варьирует от 1 до 25 см. Вблизи подошвы древнечерноморского горизонта новозвксинские осадки иногда приобретают зеленовато-коричневый оттенок. В пределах горизонта часто встречаются отдельные прослои алевроитового карбонатного материала мощностью 1–10 см, а также литифицированные карбонатным цементом корки (ст. 840). Мощность поздненовозвксинских отложений зависит от морфометрических зон и районов моря. На шельфе и в верхней части склона (за исключением ст. 792, см. фиг. 4, б) она значительно больше, чем в пелагиали и нижней части склона, а в осадках восточной халистазы (см. фиг. 2, в, ст. 839) выше, чем в западной (см. фиг. 2, б, ст. 806). Отмечена также зависимость мощности горизонта от рельефа дна: на выровненных участках граница с гидротроилитовыми средненовозвксинскими осадками залегает глубже, чем на резкорассеченных.

Поздненовозвксинские отложения западной части моря по сравнению с подстилающими гидротроилитовыми осадками характеризуются существенно более высокими содержаниями $С_{\text{орг}}$ (до 0,8–1%) и $CaCO_3$ (до 10–20% в пелагиали и 40–60% на склоне), которые в целом вверх по разрезу увеличиваются, испыты-

вая заметные колебания в отдельных слоях. В осадках склона в ряде случаев (см. фиг. 5, а, ст. 829 и фиг. 4, а, ст. 888) рост содержания CaCO_3 сменяется его уменьшением. В осадках шельфа (см. фиг. 5, б, ст. 795) такой характер распределения CaCO_3 осложняется высококарбонатным прослоем (CaCO_3 до 50%), подстилающим древнечерноморские илы.

В целом характер распределения реакционноспособных форм железа в разрезе новозвксинских отложений не противоречит известным геохимическим и литологическим данным [1, 2, 4, 7]. В то же время более частое опробование колонок позволяет во многом уточнить и детализировать общую картину распределения этих форм. Наиболее существенными в плане последующей интерпретации представляются следующие факты.

Гидротроилитовые отложения отделены от древнечерноморских достаточно мощной толщей преимущественно пиритизированных осадков, которые, согласно дробной стратификации, составляют поздненовозвксинский (нижнеголоценовый) горизонт H_{II} [4, 7, 8] (см. фиг. 2—5). При этом в пелагических отложениях сумма железа, связанного в сульфиды (гидротроилит + пирит), в среднем примерно одинакова как в гидротроилитовом, так и в поздненовозвксинском горизонтах (см. фиг. 2).

Сульфидная минерализация средненовозвксинского горизонта осадков склона и шельфа (см. фиг. 3, а; 5, б) проявляется главным образом в форме отдельных гидротроилитовых прослоев, разделенных между собой значительной толщей обедненных сульфидами, а иногда полностью бессульфидных осадков [6, 9]. В целом ряде таких прослоев наблюдаются примесные содержания обломочных форм железа вплоть до полного их отсутствия (см. фиг. 2, б, 3, а, 5, б).

Нижняя граница гидротроилитового горизонта, вскрытая в осадках подножия северо-западного склона (см. фиг. 2, а, ст. 840), отмечена синхронным уменьшением содержаний $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{Fe}_{\text{вал}}$ и CaCO_3 , а также увеличением $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ в составе $\text{Fe}_{\text{вал}}$.

Весьма существенно, что поздненовозвксинские осадки исследованного района шельфа (см. фиг. 5, б, ст. 795) содержат заметное количество несульфидного реакционноспособного трехвалентного железа (до ~10% от $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ в средней части горизонта и до 17% — в верхних слоях).

Обращают на себя внимание также отдельные прослои, обнаруженные в разрезе поздненовозвксинского горизонта пелагиали, в которых наблюдаются резкие перепады содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, сопровождающиеся характерным чередованием пиритной и гидротроилитовой минерализации (см. фиг. 2, а, б, ст. 840, горизонт 140—160 см; ст. 806, горизонт 100—130 см).

Отвлекаясь от многочисленных и разнообразных частных эффектов распределения исследованных компонентов и оценивая средние содержания сульфидных форм железа и мощности соответствующих горизонтов (см. фиг. 2—5), можно видеть, что общее накопление восстановленной серы в новозвксинских отложениях ряда районов шельфа и верхней части склона (см. фиг. 4, а; 5) в целом не меньше, а иногда заметно выше, чем в осадках пелагиали.

ДРЕВНЕЧЕРНОМОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (H_{II})

Осадки древнечерноморского горизонта в исследованных разрезах демонстрируют практически весь спектр описанных в литературе литологических особенностей [4, 7]. В пелагиали и нижней части склона западной части моря (см. фиг. 2, 3, ст. 806, 840, 805, 852) они весьма близки между собой и представлены однородным зеленовато-коричневым бескарбонатным микрослоистым сапропелевым илом. Горизонт характеризуется резкими литологическими контактами с подстилающими и перекрывающими осадками и повышенной по сравнению с ними влажностью (до 86%, ст. 840). В верхней его части (5—7 см от кровли), как правило, обнаруживается так называемый реперный горизонт — тонкий (1—2 мм)

глинисто-карбонатный кокколитовый прослой, распространенный в пределах всей глубоководной впадины. Сапропелевые илы с высокими содержаниями органического вещества часто проявляют специфические упругие свойства. Мощность горизонта варьирует в пределах 50–60 см.

Глубоководные древнечерноморские отложения западной части моря по сравнению с подстилающими поздненовозвксинскими осадками резко обеднены карбонатом кальция, при этом максимальные перепады содержаний CaCO_3 на нижней границе горизонта отвечают нижней части континентального склона (см. фиг. 3, ст. 805, 852). Распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе в целом носит экстремальный характер, при котором наибольшие величины содержаний $\text{C}_{\text{орг}}$ приурочены к средним частям горизонта.

Сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом — главным компонентом суммы реакционноспособного железа, однако в отдельных слоях наблюдается заметное обогащение относительно подстилающего осадка и кислоторастворимыми сульфидами — как в абсолютном содержании, так и в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$. Распределение форм Fe и S в разрезе горизонта в каждой из исследованных колонок имеет ряд индивидуальных отличий. В центральной части западной халистазы (см. фиг. 2, б, ст. 806), максимальные абсолютные содержания пирита соответствуют границам горизонта, а его средняя часть, наиболее богатая органическим веществом, обеднена FeS_2 , однако обогащена гидротроилитом (до 20% $\text{Fe}_{\text{сульфид}}$ от $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$). Вблизи подножия склона (см. фиг. 2, а, ст. 840) существенных изменений содержания FeS_2 на нижней границе не наблюдается; обогащена пиритом лишь верхняя граница горизонта. Для обеих станций с переходом от поздненовозвксинских осадков к сапропелям характерно резкое возрастание сульфидизации реакционноспособного железа, однако в центре халистазы это происходит за счет кислоторастворимых сульфидов (см. фиг. 2). В осадках нижней части склона также наблюдается увеличение суммы сульфидов, максимум которого тяготеет, однако, к средней части горизонта. Нижняя его граница демонстрирует как небольшое увеличение FeS_2 (см. фиг. 3, а, ст. 805), так и минимальные содержания сульфидов (см. фиг. 3, б, ст. 852).

Помимо указанных различий необходимо отметить присутствие в центральной части древнечерноморского горизонта ст. 840 специфического прослоя, обогащенного CaCO_3 (76%) и отсутствующего в осадках всех других станций. Этот прослой отвечает максимальному обогащению осадка органическим веществом ($\text{C}_{\text{орг}}$ 17,2%), содержит древесные фрагменты и другие остатки наземной растительности. Его присутствие не отражается в распределении форм Fe в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$, а в абсолютных содержаниях, в расчете на бескарбонатное вещество фиксируется резким максимумом этих форм (см. фиг. 2, а).

Древнечерноморский горизонт в центре восточной халистазы (см. фиг. 2, в, ст. 839) в отличие от монолитных илов западной части моря выражен чередованием отдельных небольшой мощности сапропелевидных ($\text{C}_{\text{орг}} \leq 5\%$), иногда брекчированных прослоев с глинисто-алевритовыми зеленовато-серыми илами с переменным содержанием CaCO_3 ($< 22\%$). Органогенным прослоям четко соответствуют минимальные ($\sim 10\%$) содержания CaCO_3 . Общая мощность горизонта заметно выше, чем в центре западной халистазы (ст. 839 — 85 см, ст. 806 — 60 см). Нижний сапропелевидный прослой отчетливо маркируется увеличением как абсолютного содержания пирита, так и его доли в $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$, однако эти величины гораздо меньше, чем в осадках западных станций. Верхние прослои (как и подошва горизонта ст. 840, см. фиг. 2, а) демонстрируют увеличение сульфидизации $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ за счет гидротроилита. В целом распределение форм $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ существенно не отличается от распределения в подстилающем поздненовозвксинском горизонте.

Древнечерноморские осадки верхней части склона в различных районах моря проявляют заметные различия. В отложениях Анатолийского склона восточной части моря (ст. 829, глубина 240 м) этот горизонт по литологическим призна-

кам практически не выделяется. В этом случае поздненовозвксинские карбонатно-глинистые илы, обогащенные раковинами дрейсений, по нечеткой границе (подобно близлежащим осадкам шельфа) переходят в алевроитово-глинистые кокколитовые и диатомовые слабоизвестковые осадки, не содержащие сапропелей. По результатам химических анализов (см. фиг. 5, а) нижняя граница горизонта четко фиксируется резким увеличением содержания пирита и падением карбонатности. Верхнюю границу, литологически также весьма условную, можно, по-видимому, отождествить с уменьшением FeS_2 , $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ и увеличением $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Обращает на себя внимание тот факт, что при отмеченных перепадах содержаний этих компонентов начало и ход древнечерноморского осадконакопления практически не отражаются величинами $\text{C}_{\text{орг}}$ и доли $\text{Fe}_{\text{пир}}$ в $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$.

В верхней части склона западных районов моря древнечерноморский горизонт выражен гораздо лучше. На участке, прилегающем к Каламитскому заливу (см. фиг. 4, з, ст. 792, глубина 602 м), литологически достаточно отчетливо фиксируется как нижняя, так и верхняя границы горизонта, представленного типичными сапропелевидными слабокарбонатными микрослоистыми осадками. Нижняя граница, отмеченная падением карбонатности и резким увеличением $\text{C}_{\text{орг}}$, отвечает весьма незначительным изменениям $\text{Fe}_{\text{пир}}$, $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ и $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Кроме того, отличительная черта этого перехода состоит в появлении реакционноспособного трехвалентного железа, содержание которого вверх по разрезу растет, достигая в верхней части горизонта 17% от $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$. Несколько возрастает и содержание пирита, причем в данном случае это увеличение происходит при значительном уменьшении содержания $\text{C}_{\text{орг}}$.

Еще более четко древнечерноморский горизонт выражен в верхней части северо-западного склона (см. фиг. 4, а, ст. 888, глубина 570 м), по внешнему виду приближаясь к глубоководным сапропелям. В этом районе он сложен биогенными и органогенно-обломочными сапропелевыми и сапропелевидными илами, а также терригенными бескарбонатными и слабокарбонатными осадками. В данном случае микрослоистость отсутствует, в ряде колонок наблюдаются брекчирование сапропелевидного материала и следы оползания и переотложения органогенных осадков. Характер распределения CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ близок описанному для ст. 792 (см. фиг. 4, б) (максимум на нижней границе с уменьшением в разрезе), а распределение форм Fe практически идентично горизонту глубоководной ст. 840 вблизи подножия склона (см. фиг. 2, а).

В отложениях шельфа, за редким исключением, обнаруживается достаточно отчетливый литологический контакт поздненовозвксинских илов с перекрывающими осадками и крайне слабое проявление или практическое отсутствие внешних литологических различий между древнечерноморским и современным горизонтом. Рассматриваемая в данной работе колонка ст. 795 (см. фиг. 5, б) в нижней части шельфа Каламитского залива демонстрирует резко сокращенный достаточно однородный "поздненовозвксинский" горизонт (44 см до поверхности осадка) глинисто-карбонатного зеленовато-серого ила без признаков стратификации. Наиболее примечательная особенность поведения исследованных компонентов заключается в том, что с переходом от новоозвксинских осадков к древнечерноморским помимо уменьшения CaCO_3 резко падает содержание пирита, вся сумма реакционноспособного железа, а также $\text{Fe}_{\text{пир}}$ в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ при незначительном увеличении $\text{C}_{\text{орг}}$. Как и в подстилающем горизонте, осадок содержит заметное количество $\text{Fe(III)}_{\text{реакц}}$ (10–25% от $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$).

Изложенные черты распределения исследованных компонентов (см. фиг. 2–5, горизонт H_{II}) иллюстрируют и во многом конкретизируют достаточно хорошо известные общие представления о геохимических особенностях осадков древнечерноморского горизонта [4–7]. Прежде всего к ним следует отнести крайне неравномерное распределение захороненного органического вещества (или остаточного $\text{C}_{\text{орг}}$) как между отдельными морфометрическими зонами и географическими районами моря, так и в разрезе горизонта. В масштабах всего моря эта

неравномерность выражена в обогащении $C_{орг}$ осадков западной части впадины в целом и ее западных районов, включая и среднюю часть склона (см. фиг. 4, а, ст. 888). Особенно велики различия между глубоко- и мелководными отложениями. Осадки шельфа и верхней части склона либо совсем лишены сапропелей, либо содержат единичные тонкие сапропелевидные прослои. Мощности древнечерноморского горизонта в этих зонах также, как правило, сокращены.

Чрезвычайно важное обстоятельство заключается в присутствии в составе $\Sigma Fe_{реакц}$, несмотря на в целом высокую степень сульфидизации, значительных количеств несulfидного реакционноспособного $Fe(II)$ (максимально до $\sim 40\%$ см. фиг. 3, а) [2]. В то же время в отдельных тонких слоях древнечерноморских осадков $\Sigma Fe_{реакц}$ практически полностью представлена сульфидными формами (см. фиг. 2, а; 3, а, б).

Закономерности распределения сульфидной минерализации древнечерноморских отложений при этом никак не отражают наблюдаемую неравномерность распределения захороненного ОВ. Суммарное содержание железа сульфидов (пирита и гидротроилита) в разрезе горизонта составляет в среднем $\sim 1\%$ и изменяется в пределах 0,8–1,2% вне зависимости от резких колебаний $C_{орг}$. Оно примерно одинаково как в осадках с относительно низкими содержаниями $C_{орг}$ ($\sim 1\text{--}2\%$), преимущественно составляющих древнечерноморский горизонт на шельфе (см. фиг. 5, б), в верхней части склона (см. фиг. 4, б; 5, а) и в центре восточной халистазы (см. фиг. 2, в), так и в сапропелевых илах западной части моря, где содержание $C_{орг}$ достигает 10–17% (см. фиг. 2, а, б; 3). Средние содержания сульфидов достаточно близки и в резко различающихся по содержанию $C_{орг}$ осадках древнечерноморского и поздненовозвксинского горизонтов в целом, хотя относительно подстилающего слоя новозвксинских осадков древнечерноморские илы могут быть как обогащены (см. фиг. 2, б, в; 3, а), так и обеднены сульфидами (см. фиг. 3, б; 5, б). Как правило, древнечерноморский горизонт глубокоководных осадков западной части моря значительно обеднен сульфидами по сравнению с перекрывающими современными отложениями, в которых содержание $C_{орг}$ в то же время существенно меньше (см. фиг. 2, а, б; 3). В ряде случаев в разрезе древнечерноморского горизонта можно наблюдать обратную связь между распределением сульфидов и $C_{орг}$ (см. фиг. 2, б; 3, б).

Заметное увеличение содержания сульфидов, сопровождающее рост $C_{орг}$, наблюдается лишь на нижней границе древнечерноморского горизонта в осадках центральных частей халистаз (см. фиг. 2, б, в). Однако очевидно, что оно прежде всего отвечает увеличению содержания валового железа ($Fe_{вал}$) за счет реакционноспособных форм.

В то же время достаточно заметная изменчивость (0,8–1,2%) содержаний сульфидных форм железа в разрезе горизонта, наблюдаемая на фоне близких средних содержаний в осадках различных зон моря, позволяет констатировать существование определенных генетических связей между сульфидными формами, суммой $Fe_{реакц}$ и $Fe_{вал}$, выраженных в корреляции соответствующих величин. Необходимо отметить, что полученных данных для каждого разреза явно недостаточно для количественной оценки степени корреляции, однако и при качественном рассмотрении — на уровне коллинеарности кривых распределения — сам факт корреляции не вызывает сомнений.

Прямая связь между $Fe_{вал}$ и $\Sigma Fe_{реакц}$ наиболее отчетливо проявляется в глубокоководных отложениях западной части моря (см. фиг. 2, а, б; 3). В пелагиали восточной части она гораздо слабее (см. фиг. 2, в), а в верхней части склона и на шельфе отсутствует (см. фиг. 4; 5, а, б) или переходит в обратную.

Соотношение сульфидных форм Fe в глубокоководных осадках также достаточно изменчиво, однако при отмеченном резком преобладании пирита над гидротроилитом очевидна положительная связь между $Fe_{пир}$ и $\Sigma Fe_{реакц}$. Повышенная степень сульфидизации отдельных прослоев реализуется при этом, как правило, за счет кислоторастворимых сульфидов (см. фиг. 2, а; 3; 4, а).

Современный (позднеголоценовый) горизонт в осадках западной части моря как пелагиали, так и различных районов склона представлен глинисто-карбонатными (кокколитовыми) и терригенными слабокарбонатными илами с четко выраженным чередованием кокколитовых (светло-серых), глинистых (зеленоватых) и сапропелевидных (темных) микрослоев. Характерно, что такая микрослоистость (не свойственная осадкам шельфа) начинает проявляться на глубинах более 250 м. Мощности горизонта составляют в пелагиали 25–30 см и сокращены на склоне (10–20 см). Эти отложения содержат в среднем 3,5–4,5% $C_{орг}$, однако пересчет на бескарбонатное вещество показывает, что абсолютные содержания $C_{орг}$ в отдельных органогенных прослоях достаточно велики (8–12%) и близки содержаниям $C_{орг}$ в древнечерноморских слабокарбонатных осадках. При переходе от сапропелей к современным отложениям в глубоководных областях западной части моря резкое падение содержания $C_{орг}$ сопровождается увеличением $\Sigma Fe_{реакц}$, повышением степени ее сульфидизации за счет пирита (до 95%) и сокращением гидротроилитовой составляющей (см. фиг. 2, а, б; 3). В осадках верхней части склона и шельфа эти изменения выражены менее определенно (см. фиг. 4) или наблюдаются противоположные тенденции (см. фиг. 5, а). Дальнейшие изменения содержаний компонентов вверх по разрезу могут иметь различный характер, однако общим для глубоководных осадков остается проявление прямой коррелятивной связи между $Fe_{вал}$, $\Sigma Fe_{реакц}$ и $Fe_{пир}$, отмеченной для древнечерноморского горизонта. При достаточных мощностях горизонта и частоте опробования (например, ст. 806, 840) можно наблюдать своеобразную ритмику распределения $C_{орг}$, а также пирита и соответственно $\Sigma Fe_{реакц}$ и $Fe_{вал}$. При этом часто $C_{орг}$ и FeS_2 меняются в противофазе друг другу (см. фиг. 2). Весьма интересным представляется обнаружение следовых количеств реакционноспособного $Fe(III)$ в современных осадках пелагической ст. 806 (2–3% от $\Sigma Fe_{реакц}$, см. фиг. 2, б).

В современных отложениях центральной области восточной халистазы (см. фиг. 2, в, ст. 839) по геохимическим данным отчетливо выделяются два подгоризонта. В нижнем, сложенном однородным зеленовато-серым карбонатно-глинистым илом (~60 см), содержания компонентов практически те же, что и в древнечерноморских (за исключением $C_{орг}$) и поздневозвксинских осадках. В верхней части (15–20 см до поверхности) наблюдается аналогичное западным станциям резкое увеличение $CaCO_3$, $C_{орг}$, FeS_2 и начинает проявляться характерная ритмика распределения в тонких слоях.

Поведение исследованных компонентов в поверхностных слоях современных отложений кислородной и сероводородной зон моря резко отличается (см. фиг. 2; 5, б), отражая различия в характере диагенетического процесса, протекающего в настоящее время.

* * *

Рассматривая совокупность изложенных наблюдений, нетрудно убедиться, что распределение исследованных форм Fe и S (наряду с распределением $C_{орг}$, $CaCO_3$ и литологическими характеристиками) отражает как последовательную смену стратиграфических горизонтов, т. е. эволюцию условий осадкообразования, так и специфику этих условий в отдельных морфометрических зонах и географических районах моря и может быть использовано для реконструкции общего хода позднечетвертичного осадочного процесса. Необходимой предпосылкой такой реконструкции является выяснение условий формирования комплекса реакционноспособных форм железа, и прежде всего сульфидов. Возможный ход этих процессов автор на основе изложенного фактического материала и результатов ряда предыдущих исследований попытается рассмотреть в следующем сообщении.

Список литературы

1. Волков И.И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря // Тр. ИОАН СССР. 1964. Т. 57. С. 101–133.
2. Волков И.И., Тихомирова А.А. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 24–37.
3. Морозов А.А., Демидова Т.П., Севастьянова Е.С., Осадчая Н.В. Особенности распределения форм серы и железа в позднечетвертичных осадках Черного моря // Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. М.: ИОАН СССР, 1987. С. 57–81.
4. Страхов Н.М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 7–27.
5. Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.
6. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
7. Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138–162.
8. Шимкус К.М., Комаров А.В., Хрисчев Х.Д. и др. Литологический состав и особенности площадного распределения верхнечетвертичных осадков в авандельте Кызыл-Ирмак и Дуная // Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. М.: ИОАН СССР, 1987. С. 20–33.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
8.X.1990

УДК 553.32

© 1991

Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новикова З.Т.

МАРГАНЦЕВЫЕ МИКРОКОНКРЕЦИИ.

СООБЩЕНИЕ 2. СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Изучен минеральный и химический состав марганцевых микроконкреций из разных типов пелагических осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана. Показано, что микроконкреции в основном формируются вблизи раздела вода — дно на этапе сингенеза. На их состав практически не влияют химический состав и диагенетические преобразования осадков. В некоторых типах осадков микроконкреции являются основной формой нахождения марганца и никеля.

Основными проблемами изучения рудных микростяжений являются источники вещества, формы миграции и механизмы осаждения главных компонентов микроконкреций (МК). Ниже обсуждаются химический и минеральный состав МК, а также их взаимоотношения с вмещающими пелагическими осадками на примере северной приэкваториальной зоны Тихого океана.

Микроконкреции для исследования были извлечены из осадков, собранных в 28-м и 41-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" [6, 8, 11, 14]. В отобранных под биноклем МК крупнее 0,05 мм и ненарушенных вмещающих осадках того же горизонта [14] определены атомно-абсорбционным методом валовые содержания 12 элементов: Al, Fe, Mn, Ti, K, Ni, Co, Cu, Zn, Cr, Pb, Li, а также Ca и V (только в МК). Полученные результаты позволили оценить коэффициенты концентрирования элементов микроконкрециями (K_m) и вклад их в химический состав осадков (C_m). Последний определяется по формуле [6]:

$$C_m = M \cdot K_m,$$

где M — отношение массы микроконкреций к массе сухого осадка.

Изученные образцы представлены плиоцен-плейстоценовыми известковыми и кремнисто-глинистыми илами, миопелагическими глинами, а также олигоцен-плиоценовыми глинисто-кремнистыми осадками, эвпелагическими и миопелагическими глинами. Величина Mn/Fe в осадках колеблется от исчезающе малых величин до 3,54 и в среднем составляет 0,31 (табл. 1). Максимум выявлен на ст. 3834 [14], где цеолитово-глинистые осадки содержат видимые скопления марганцевых микроконкреций. Эти осадки обогащены не только Mn, но и Ni, Cu, Zn. В целом же исследованные осадки характеризуются низкими содержаниями Ti, Ni, Co, Cu, Zn, Cr, Pb. При средних концентрациях алюминия 5,29% относительное повышение наблюдается в кремнисто-глинистых илах и эвпелагических глинах. Железо в основном тяготеет к мио- и эвпелагическим глинам. Среднее содержание калия составляет 2,16%. Сравнительно обогащены литием глинисто-радиоляриевые илы и цеолитово-глинистые осадки.

Марганцевые микроконкреции отличаются весьма разнообразным химическим составом (табл. 2) и большим набором минеральных фаз [3, 4, 19, 24, 34 и др.]. В частности, в МК из осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана, рассматриваемых здесь (ст. 2474-27, 2483-36, 2492), определены марганцевые минералы [3]: вернадит, тодорокит, асболан, смешанослойные асболан-бузерит,

Na- и Са-бёрнессит, а также не встречавшийся ранее 10 Å бузеритоподобный минерал и Ni-бёрнессит; железистые минералы: гидрогётит, феррооксигит. Все отмеченные 10 Å марганцевые минералы приурочены главным образом к плейстоценовым отложениям. Их количество постепенно уменьшается при переходе к осадкам плиоцена (основной 10 Å формой здесь является смешанослойный асболанбузерит), и они полностью исчезают в отложениях миоцена и олигоцена. Для 7 Å марганцевых фаз наблюдается обратная зависимость — обогащение ими древних осадков и обеднение более молодых. При этом степень "кристалличности" бёрнессита постепенно нарастает и достигает максимума в отложениях олигоцена. Непрерывная смена 10 Å марганцевых минералов 7 Å свидетельствует, по-видимому, о диагенетическом преобразовании их (уплотнении) с течением геологического времени.

Среднее значение Mn/Fe в микроконкрециях варьирует в пределах 2,4–72,0 (см. табл. 2), а в изученных образцах составляет 15,7 при колебаниях от 1,7 до 61,1. Максимум выявлен в МК из олигоценовых радиоляриевых осадков, повышенные значения характерны для МК плейстоценовых миопелагических глин, минимальные — для МК из фораминиферо-кокколитовых илов (табл. 3). Химический состав МК в целом также изменяется в некоторой зависимости от типов вмещающих осадков, отражающих совокупность условий седиментации. Так, МК в глинисто-радиоляриевых илах, обогащенных диатомеями, отличаются максимальными концентрациями Cu и в среднем повышенными содержаниями Fe, Co, Zn, Cr. В глинисто-радиоляриевых илах МК обогащены Li и содержат относительно много Cu, Zn, Cr, Pb. Максимум Ca и Zn на фоне повышенных концентраций Cu и Li наблюдается в МК из радиоляриево-глинистых илов. Резко обогащены Fe, Cr, Co, Ti и обеднены никелем МК в фораминиферо-кокколитовых илах. В древних радиоляриевых осадках МК содержат минимальное количество Al, Fe, Co, Cu, Zn, Ti, но сильно обогащены Mn. Для МК из древних радиоляриево-глинистых осадков характерны минимум Cr, пониженные концентрации Al, V, Ca, Co и относительное обогащение Mn. В плейстоценовых миопелагических глинах МК обеднены Fe, Ni, Zn, Cr, но имеют высокие концентрации Mn, V, Ti, Co и Pb. Заметно обогащены Fe, Ca и Zn микроконкреции из древних миопелагических глин. В группе эвпелагических глин (включая цеолитово-глинистые осадки и цеолиниты) отношение Mn/Fe, содержания Mn, V, Cr в МК закономерно уменьшаются по мере увеличения в осадках доли цеолитов. Обратную тенденцию имеет Al. Кроме того, для МК из собственно эвпелагических глин характерны высокие содержания Pb и Co.

Состав МК заметно варьирует в зависимости от размера анализируемой фракции (см. табл. 3). Статистически по мере уменьшения размера МК обогащаются Mn, Co, Zn, Pb и обедняются Al, K, Cr, Ca, Li; неоднозначно ведут себя Fe, Ti, V, Ni и Cu. Соотношения элементов в МК суммарной фракции более 0,05 мм для некоторых разрезов приведены на фиг. 1–4.

На ст. 3833-27' дочерпательем вскрыты (см. фиг. 1) глинисто-радиоляриевые илы (ГР), а верхней части разреза обогащенные диатомеями (ГР_д). Вблизи границы раздела названных типов осадков наблюдается резкое снижение Mn в микроконкрециях. Заметно слабее эта тенденция проявлена у K, Ni, Cu, Co. Незначительно изменяются вниз по разрезу концентрации Ca, Al, Fe, Ti, Pb и Zn. Намечается положительная корреляция Mn с Ni и Cu.

На ст. 3834 (см. фиг. 2) изучены МК из цеолитово-глинистых осадков (ЦГ) и древних миопелагических глин (МПГ). Вниз по разрезу содержания Pb, Fe, Ti и Co в МК постепенно нарастают, а Al — уменьшаются. Более сложно ведут себя остальные элементы. Обратная графическая корреляция наблюдается у Mn с Ca; одинаковые тенденции распределения у Ni с Zn и K, а также у Fe с Ti.

Колонка ст. 3905 представлена (см. фиг. 3) плиоцен-плейстоценовыми миопелагическими глинами (МГ), перекрытыми маломощным слоем глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями. В зависимости от положения в

Таблица 1

Химический состав осадков, вмещающих микроконкреции*

Номер станции	Горизонт, см	Тип осадка**	Al	Fe	Mn	Ti	K	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Pb	Li	Mn/Fe
3830-13	0-9	ГР _д + ГР	6,70	4,36	0,28	—	3,13	0,015	0,006	0,059	0,018	—	156	100	0,06
3830-18	2-5	ГР	5,50	4,27	0,42	—	2,68	0,015	0,001	0,039	0,011	—	83	84	0,10
3830-41	5-8	РГО	4,43	3,65	1,49	—	1,96	0,094	0,005	0,050	0,017	—	84	65	0,41
3830-42	3-6	МПГ	6,87	5,10	0,80	—	2,76	0,049	0,005	0,011	0,024	—	110	88	0,16
3833-1	0-2	ГР _д	7,61	5,50	0,43	—	2,20	0,017	0,005	0,035	0,015	—	134	58	0,08
3833-13	4-20	МПГ	4,09	7,76	3,06	—	1,80	0,081	0,008	0,108	0,023	—	96	64	0,39
3833-27	1-2	ГР _д	5,58	4,57	0,16	—	—	0,014	0,006	0,037	—	—	—	—	0,03
	2-3	"	6,22	4,38	0,30	—	—	0,014	0,006	0,035	—	—	—	—	0,07
	3-4	"	—	4,34	0,30	—	—	0,013	0,005	0,035	—	—	—	—	0,07
	4-5	"	5,42	4,61	0,30	—	—	0,015	0,007	0,034	—	—	—	—	0,06
	8-14	ГР	6,18	5,39	0,30	—	—	0,014	0,006	0,034	0,009	—	—	—	0,05
3833-35	175-180	МГ	—	8,38	0,15	—	—	0,009	0,006	0,034	0,015	—	—	—	0,02
	248-254	"	—	9,81	0,02	—	—	0,004	0,004	0,037	0,015	—	—	—	0,00
	355-360	ЭГ	—	10,09	1,27	—	—	0,028	0,016	0,069	0,020	—	—	—	0,13
3834	55-60	ЦГ	4,90	4,07	14,4	0,27	1,87	0,521	0,013	0,435	0,078	23	45	111	3,54
	65-70	"	5,76	5,60	5,13	0,34	2,03	0,221	0,010	0,205	0,050	19	35	69	0,92
	88-95	МПГ	4,40	6,36	2,89	0,26	1,71	0,122	0,006	0,130	0,029	8	22	59	0,45
	155-161	"	3,48	6,33	1,24	0,20	1,44	0,041	0,004	0,070	0,019	3	30	53	0,20

2474-13	5–10	ГР	6,42	5,00	0,36	0,35	–	0,012	0,007	0,029	0,015	82	60	–	0,07
2474-27	340–345	РО	2,15	1,89	0,42	0,07	–	0,009	0,002	0,021	0,010	32	48	–	0,22
2483-36	230–235	МПГ	5,91	4,56	1,34	0,24	–	0,033	0,006	0,061	0,022	54	72	–	0,29
2492	120–125	ЭГ	5,90	5,10	1,02	0,32	–	0,030	0,011	0,056	0,018	71	68	–	0,20
	350–355	ЦГ	6,92	5,34	1,08	0,31	–	0,024	0,007	0,040	0,017	46	64	–	0,20
2512-2	0–5	ГР _д	6,61	4,80	0,48	0,29	–	0,013	0,006	0,030	0,015	135	56	–	0,10
2520-10	13–18	ФК	2,31	1,27	0,12	0,09	–	0,004	0,001	0,029	0,005	28	60	–	0,09
2520-11	3–8	”	3,17	1,92	0,19	0,14	–	0,005	0,002	0,021	0,009	89	68	–	0,10

Среднее по типам осадков

		ФК	2,74	1,60	0,16	0,12	–	0,005	0,002	0,025	0,007	59	64	–	0,10
		ГР _д	6,29	4,70	0,33	0,29	2,20	0,014	0,006	0,034	0,015	135	135	58	0,07
		ГР	6,20	4,76	0,34	0,35	2,91	0,014	0,005	0,040	0,013	82	100	92	0,07
		РГО	4,43	3,65	1,49	–	1,96	0,094	0,005	0,050	0,017	–	84	65	0,41
		РО	2,15	1,89	0,42	0,07	–	0,009	0,002	0,021	0,010	32	48	–	0,22
		МГ	–	9,10	0,09	–	–	0,007	0,005	0,036	0,015	–	–	–	0,01
		ЭГ	5,90	7,60	1,15	0,32	–	0,029	0,014	0,063	0,019	71	68	–	0,17
		ЦГ	5,86	5,00	6,87	0,31	1,95	0,255	0,010	0,227	0,048	29	48	90	1,55
		МПГ	4,95	6,02	1,87	0,23	1,92	0,065	0,006	0,076	0,023	22	66	66	0,30
Средний осадок			5,29	5,17	1,45	0,24	2,16	0,054	0,005	0,067	0,021	49	76	75	0,31

* Содержание Cr, Li, Pb приведено в $\mu \cdot 10^{-4}\%$, остальных элементов – в процентах.

Плиоцен-плейстоценовые отложения: ГР – глинисто-радиоляриевый ил; ГР_д – то же, обогащенный диатомеями; РГ – радиоляриево-глинистый ил; ФК – фораминиферо-кокколитовый ил; МГ – миоцеллагическая глина. *Олигоцен-плиоценовые отложения:* РО – радиоляриевый осадок; РГО – то же, радиоляриево-глинистый; ЭГ – эвцеллагическая глина; ЦГ – цеолитово-глинистый осадок; Ц – цеолитит, МПГ – миоцеллагическая глина.

Аналитики Н.Н. Завадская и В.В. Гордеев.

Средние содержания элементов в микроконкрециях северной приэкваториальной зоны Тихого океана, %

Число проб	Mn	Fe	Ni	Cu	Co	Zn	Mn/Fe	Литературный источник
—	50,5	0,7	0,30	0,40	—	—	72,0	[25]
22	39,5	3,8	1,42	1,47	—	—	10,4	[23, 36]
23	26,1	3,6	1,16	0,81	0,14	0,22	7,2	[29]
120	35,0	3,1	1,60	1,20	—	—	11,3	[23, 28]
2*	29,2	2,1	1,45	0,64	0,27	—	13,9	[32]
71	41,2	1,03	0,52	0,03	—	—	40,0	[26]
9	23,9	5,1	0,73	0,99	0,17	0,15	4,7	[33]
6	20,2	8,4	0,94	0,67	0,15	—	2,4	[20]
35	23,3	5,8	1,28	0,74	0,23	—	4,0	[35]
64	30,3	2,9	1,16	1,00	0,18	0,16	15,7	Данная работа

*Среднее по 31 точке опробования микрозондом.

разреже состав МК здесь сильно варьирует. Ниже горизонта 120–125 см в МК скачкообразно увеличиваются содержания Mn, Cu, происходит обеднение Al, Fe, Ti. Распределение Ca и Zn довольно однообразное, тогда как для K, Ni, Co и Pb характерны значительные колебания. Отчетливые корреляции между элементами практически отсутствуют.

На ст. 3923 (см. фиг. 4) были проанализированы МК из цеолитово-глинистых осадков и цеолитов (Ц). Независимо от типа осадка содержания Ca, Fe, Ti, Pb и Co в микроконкрециях остаются близкими во всех пробах. Небольшим вариациям подвержен Mn, с которым слабо коррелируют Cu, Zn и Ni; прямая связь намечается у K с Al.

Сопоставление химического состава МК и осадков (см. табл. 1,3) показало отсутствие устойчивых связей между ними. На примере Mn, Fe, Ni, Cu, Co и Zn видно (фиг. 5), что МК из одного типа осадка на графиках укладываются иногда в довольно определенное узкое поле, тогда как суммарный разброс значений в МК из разных типов осадков не позволяет наметить тенденции отношений элементов в системе микроконкреция — осадок.

Таким образом, химический состав МК слабо и неоднозначно соотносится с составом и возрастом вмещающих осадков, т.е. нет основания говорить о наследовании МК состава осадков при диагенезе. В самих МК отношения между проанализированными элементами зачастую выглядят случайными и в основном складываются, по-видимому, под воздействием совокупности изменчивых факторов седиментации в момент зарождения МК вблизи раздела вода—дно. Наиболее чувствительным индикатором вариаций условий осадкообразования является главный компонент микроконкреций — Mn.

Поведение элементов в процессе формирования МК в какой-то мере отражает коэффициент концентрирования их микроконкрециями K_m (табл. 4), величина которого, вероятно, контролируется химическими свойствами элементов. По способности концентрироваться в МК выделяются две группы элементов [6]. К первой группе отнесены Ni, Mn, Co, Cu, Zn и Pb, для которых средние величины K_m больше 5. Во вторую группу объединены Cr, Ti, Sr, Ba и Fe со средними значениями K_m , варьирующими в пределах 1,3–2,5. Обособленно от этих групп стоит Al, имеющий среднюю величину коэффициента концентрирования около 0,3.

В изученных образцах (см. табл. 4) намеченные ранее закономерности в основном сохраняются. Относительно осадка в целом микроконкреции обеднены

Таблица 3

Химический состав марганцевых микроконкреций*

Номер станции	Горизонт, см	Фракция, мм	Тип** осадка	Al	Fe	Mn	Ti	K	V	Ca	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Li	Pb	Mn/Fe
3830-13	0-9	> 0,5	ГР _д + ГР	1,67	1,73	34,20	0,18	0,54	0,027	1,38	1,07	0,17	1,43	0,253	15	322	220	19,8
3830-18	2-5	0,1-0,25	ГР	0,1	2,99	22,41	0,03	0,42	0,015	1,51	1,11	0,14	1,12	0,232	53	286	500	7,5
3830-41	5-8	> 0,25	РГО	1,14	1,72	32,68	0,52	0,75	0,026	0,87	1,05	0,09	0,84	0,124	7	115	230	19,0
		0,1-0,25	"	1,31	1,97	32,88	0,30	0,66	0,031	0,93	1,04	0,09	1,11	0,138	12	96	220	16,7
3830-42	2-6	0,1-0,25	МПГ	1,01	1,83	31,10	0,26	0,87	0,037	1,24	1,52	0,24	0,87	0,143	27	150	260	17,0
	0-8	> 0,25	ГР _д + МПГ	2,89	3,19	23,29	0,44	0,60	0,037	1,23	1,01	0,18	1,27	0,145	28	181	160	7,3
		0,1-0,25	"	2,26	2,36	26,82	0,51	0,60	0,038	1,24	0,99	0,15	1,20	0,160	13	150	230	11,4
3833-1	0-2	> 0,25	ГР _д	1,95	2,81	31,79	0,39	0,52	0,034	1,49	1,39	0,20	1,59	0,210	15	133	330	11,3
3833-4	5-9	> 0,25	ГР	1,82	2,53	30,38	0,35	0,51	0,031	1,41	1,41	0,18	1,60	0,206	20	126	330	12,0
3833-13	4-20	0,5-1,0	МПГ	3,26	4,78	20,23	0,46	0,77	0,035	0,93	0,76	0,15	0,64	0,065	16	78	230	6,2
		0,25-0,5	"	1,73	4,95	25,60	0,48	0,58	0,041	1,19	1,14	0,12	0,69	0,105	12	59	340	5,2
3833-27	1-2	> 0,1	ГР _д	1,85	2,42	30,17	0,34	0,52	0,035	1,26	1,41	0,19	1,73	0,203	26	163	190	12,5
	2-3	> 0,1	"	1,83	2,73	28,91	0,34	0,61	0,036	1,28	1,34	0,20	1,54	0,192	33	140	190	10,6
	3-4	> 0,1	"	1,86	2,70	29,41	0,34	0,70	0,032	1,30	1,36	0,20	1,53	0,195	19	157	150	10,9
	4-5	> 0,1	"	1,59	2,56	26,27	0,32	0,45	0,031	1,24	1,26	0,18	1,47	0,187	29	127	70	10,3
	8-14	> 0,1	ГР	1,86	2,84	29,93	0,35	0,63	0,034	1,33	1,37	0,19	1,58	0,219	36	150	270	10,5
3833-35	175-180	> 0,1	МГ	3,10	2,89	25,77	1,43	0,86	0,037	0,80	0,87	0,85	0,94	0,050	29	125	710	8,9
	248-254	> 0,25	"	1,48	0,89	35,32	0,12	0,60	0,026	0,84	0,98	0,20	0,68	0,154	10	605	180	39,7
	355-360	> 0,1	ЭГ	1,38	1,65	37,06	0,52	1,06	0,064	0,78	0,78	0,33	0,69	0,097	9	47	490	22,5
	380-385	> 0,1	"	1,39	1,80	35,89	0,44	1,06	0,053	0,87	1,12	0,26	0,74	0,124	12	46	360	19,9
3911-48	2-5	0,1-0,25	ГР	2,26	3,41	23,98	0,49	0,71	0,030	1,37	1,37	0,19	1,06	0,120	15	80	290	7,0
	5-10	0,1-0,25	"	2,65	3,16	22,97	0,44	0,67	0,028	1,25	1,20	0,17	0,93	0,116	17	92	230	7,3
3911-76	0-7	> 0,25	ГР _д + ГР	1,95	2,37	29,32	0,30	0,54	0,032	1,68	1,28	0,16	1,44	0,265	16	154	340	12,4
3911-83	0-3	> 0,25	ГР _д	2,03	3,24	30,37	0,34	0,54	0,036	1,69	1,15	0,23	1,54	0,206	23	148	380	9,4

Номер станции	Горизонт, см	Фракция, мм	Тип осадка	Al	Fe	Mn	Ti	K	V	Ca	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Li	Pb	Mn/Fe
3834	3-6	> 0,25	"	2,19	3,58	28,56	0,49	0,56	0,039	2,08	1,11	0,21	1,46	0,186	25	124	420	8,0
	55-60	0,5-1,0	ЦГ	1,50	1,19	35,21	0,13	0,68	0,028	1,18	1,19	0,028	1,02	0,157	10	164	50	29,6
		0,25-0,5	"	1,76	1,56	33,55	0,15	0,72	0,033	1,15	1,15	0,043	1,04	0,157	12	146	80	21,5
		0,1-0,25	"	2,06	1,82	33,23	0,16	0,66	0,034	1,11	1,12	0,059	1,10	0,155	14	138	80	18,3
	60-65	> 0,25	"	1,58	1,50	32,23	0,15	0,83	0,032	1,24	1,33	0,032	1,00	0,189	10	138	80	22,2
	65-70	> 0,25	"	1,48	1,70	32,99	0,18	0,76	0,031	1,26	1,31	0,044	1,07	0,208	10	116	110	19,4
	80-88	> 0,25	"	1,83	2,64	30,79	0,32	0,64	0,040	2,93	1,15	0,070	1,30	0,210	16	114	140	11,7
	88-95	> 0,25	МПГ	1,24	4,12	32,20	0,46	0,58	0,047	1,52	1,08	0,068	1,19	0,184	14	95	200	7,8
	155-161	> 0,05	"	0,81	5,62	30,20	0,63	0,52	0,047	4,10	0,77	0,082	0,78	0,169	8	87	260	5,4
	0-5	> 0,1	ГР _д	0,87	5,29	25,64	0,03	0,53	0,051	1,63	1,16	0,067	1,58	0,227	72	219	300	4,8
3905	120-125	0,1-0,25	МГ	2,27	2,32	22,84	0,79	0,80	0,028	1,12	0,81	1,64	0,42	0,091	24	113	1030	9,8
	225-230	> 0,1	"	1,20	0,85	38,79	0,40	0,50	0,041	0,97	0,65	0,39	0,89	0,064	21	97	1950	45,6
	295-300	> 0,25	"	1,30	0,92	40,57	0,21	0,83	0,055	0,88	0,39	0,055	0,95	0,063	20	63	90	44,1
		0,1-0,25	"	1,16	0,83	40,22	0,24	0,82	0,047	0,85	0,38	0,065	0,79	0,071	8	53	110	48,5
		> 0,25	"	1,29	0,97	38,40	0,20	0,79	0,051	0,91	0,39	0,048	0,89	0,073	11	68	90	39,6
	300-305	0,1-0,25	"	1,21	0,83	39,08	0,25	0,98	0,044	0,88	0,41	0,064	0,72	0,077	10	64	120	47,1
	340-345	> 0,25	"	1,97	1,93	32,87	0,38	0,65	0,047	1,36	1,38	0,11	1,15	0,124	15	100	280	17,0
	0-8	> 0,05	ГР _д + ГР	1,74	2,32	31,65	0,32	0,59	0,039	1,54	1,08	0,19	1,29	0,226	13	274	320	13,6
	8-15	> 0,05	РГ	1,71	2,45	29,30	0,32	0,40	0,036	1,67	1,12	0,16	1,41	0,221	15	161	320	12,0
	0-5	> 0,5	ГР + РГ	2,22	2,85	29,16	0,33	0,58	0,033	1,81	1,25	0,15	1,44	0,233	22	160	280	10,2
3921		0,25-0,5	"	1,94	2,59	28,94	0,28	0,55	0,034	1,93	1,30	0,15	1,27	0,207	13	132	310	11,2
		< 0,25	"	2,12	3,70	29,35	0,31	0,57	0,044	1,81	1,31	0,17	1,49	0,221	25	128	200	7,9
	215-220	> 0,25	Ц	2,88	2,17	26,24	0,29	1,06	0,023	1,23	1,56	0,073	0,75	0,159	15	99	90	12,1
		> 0,25	"	2,45	2,23	27,44	0,29	1,15	0,024	1,24	1,53	0,125	0,64	0,171	13	86	130	12,3
	220-230	> 0,25	"	2,89	2,30	24,94	0,30	1,24	0,024	1,45	1,40	0,078	0,63	0,156	11	83	110	10,8
		0,1-0,25	"	2,51	2,33	27,38	0,31	1,19	0,026	1,23	1,40	0,102	0,63	0,177	12	80	130	11,8
	260-265	> 0,25	"	3,44	2,50	26,77	0,34	1,33	0,024	1,38	1,39	0,058	0,67	0,187	21	112	140	10,7
		0,1-0,25	"	2,71	2,44	27,95	0,33	1,20	0,022	1,26	1,37	0,076	0,76	0,194	18	97	120	11,5
	265-275	> 0,25	"	2,81	2,52	24,97	0,32	1,25	0,024	1,43	1,31	0,052	0,63	0,155	13	86	110	9,9
		0,1-0,25	"	2,56	2,53	25,92	0,30	1,22	0,024	1,40	1,37	0,077	0,70	0,165	11	84	120	10,2
3923	285-290	> 0,25	ЦГ	3,23	2,58	27,91	0,33	1,26	0,025	1,32	1,54	0,061	0,74	0,190	19	114	120	10,8
		0,1-0,25	"	2,67	2,30	29,24	0,32	1,30	0,027	1,27	1,53	0,082	0,70	0,198	16	99	130	12,7

2520-10	13–18	> 0,05	ФК	3,26	14,69	25,60	1,30	–	–	–	0,54	0,40	0,65	0,14	180	–	800	1,7
2520-11	3–8	> 0,05	”	2,07	11,07	23,20	0,86	–	–	–	0,31	0,30	0,61	0,08	690	–	700	2,1
2512-2	0–5	> 0,05	ГР _д	1,81	4,50	26,20	0,38	–	–	–	0,55	0,11	0,90	0,09	360	–	300	5,8
2474-13	5–10	> 0,05	ГР	1,81	4,48	29,00	0,56	–	–	–	0,65	0,24	0,83	0,08	430	–	600	6,5
2474-27	340–345	> 0,05	РО	0,56	0,66	40,30	0,26	–	–	–	0,96	0,03	0,16	0,09	50	–	200	61,1
2483-36	230–235	> 0,05	МПГ	1,26	1,90	43,50	0,23	–	–	–	2,17	0,15	0,30	0,15	210	–	200	22,9
2492	120–125	> 0,05	ЭГ	1,60	3,10	32,80	0,46	–	–	–	2,01	0,31	0,64	0,09	60	–	300	10,6
	350–355	> 0,05	ЦГ	2,81	3,21	35,60	0,25	–	–	–	2,81	0,17	0,56	0,11	30	–	200	11,1

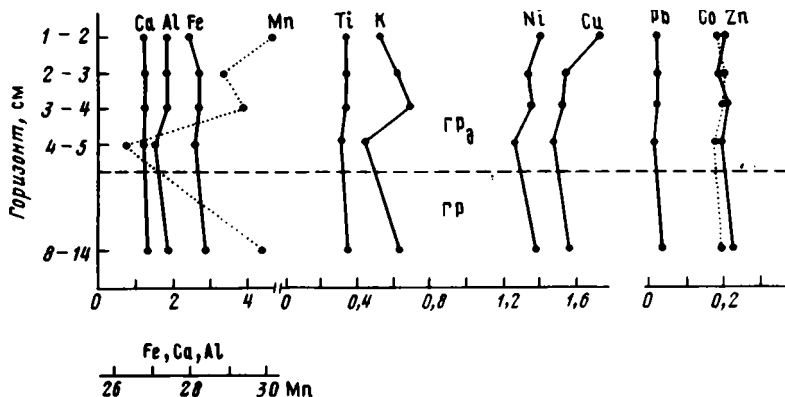
Среднее по типам осадков

	ГР	1,82	3,32	28,59	0,33	0,55	0,037	1,50	1,19	0,198	1,49	0,187	67	151	259	9,3
	ФК ^д	2,67	12,88	24,40	1,08	–	–	–	0,43	0,350	0,63	0,110	435	–	–	1,9
	ГР	1,77	2,87	28,21	0,34	0,58	0,030	1,43	1,17	0,181	1,26	0,191	68	186	348	10,8
	РГ	1,98	2,89	29,19	0,31	0,53	0,037	1,81	1,25	0,158	1,40	0,221	19	170	278	10,3
	РГО	1,23	1,85	32,78	0,41	0,71	0,029	0,90	1,05	0,091	0,98	0,131	9	106	225	17,9
	РО	0,56	0,66	40,30	0,26	–	–	–	0,96	0,030	0,16	0,090	50	–	200	61,1
	МГ	1,66	1,38	34,87	0,45	0,76	0,042	0,96	0,70	0,379	0,83	0,085	16	143	507	33,4
	ЭГ	1,46	2,18	35,25	0,47	1,06	0,059	0,83	1,30	0,300	0,69	0,104	27	47	383	17,7
	ЦГ	2,10	2,05	32,30	0,22	0,86	0,031	1,43	1,45	0,065	0,95	0,175	15	129	110	17,5
	Ц	2,78	2,38	26,45	0,31	1,21	0,024	1,33	1,42	0,080	0,68	0,171	14	91	119	11,2
Среднее содержание	МПГ	1,81	3,60	29,12	0,43	0,65	0,040	1,64	1,18	0,142	0,87	0,140	41	114	235	10,4
		1,93	2,85	30,27	0,39	0,76	0,028	1,36	1,16	0,178	1,00	0,156	47	134	284	15,7

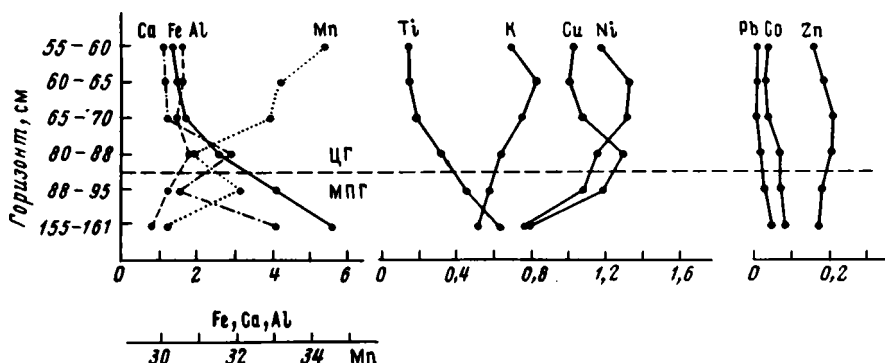
* Содержание Cr, Li, Pb приведено в $10^{-4}\%$, остальных элементов – в процентах.

** См. примечание к табл. 1.

Аналитики Н.Н. Завадская, Г.И. Сычкова.



Фиг. 1. Соотношение основных компонентов микроконкреций на ст. 3833-27, %

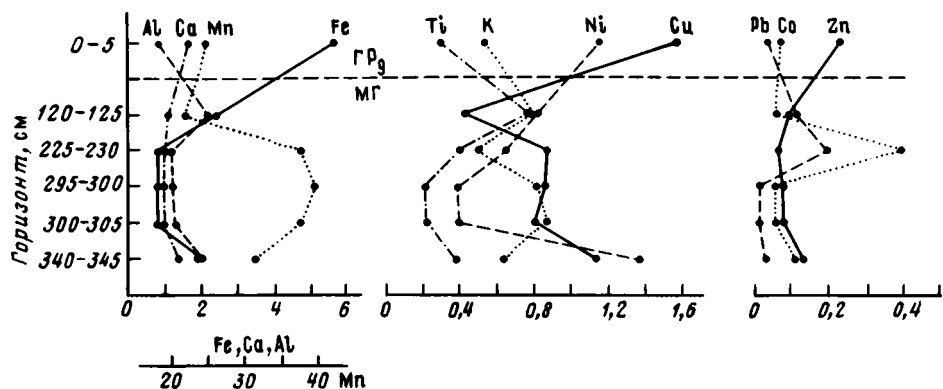


Фиг. 2. Соотношение основных компонентов микроконкреций на ст. 3834, %

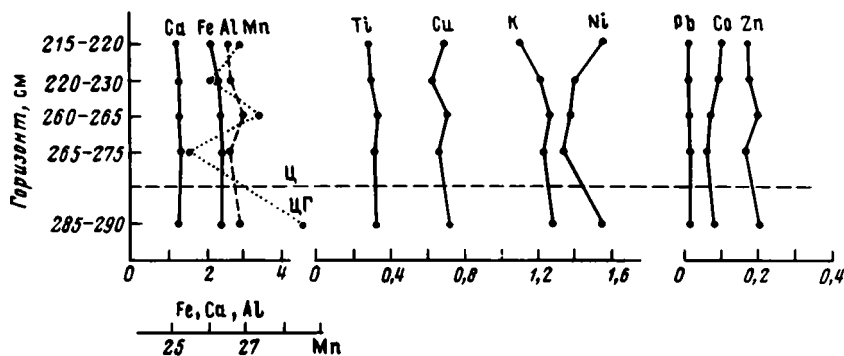
К, Al и Fe. Исключение составляют МК из фораминиферо-кокколитовых илов, в которых K_{Al} в среднем приближается к 1, а K_{Fe} составляет 8,67. Вероятно, специфический состав этих МК обусловлен эффектом растворения известковых илов вблизи критической глубины карбоната накопления, когда высвобождающиеся глинистые частицы захватываются растущей МК и повышают содержание в них Al, Fe, а также Mn, Ti, Co и т.д. Наблюдается довольно слабое обогащение МК литием, хромом, титаном, свинцом и цинком, для которых K_m на один-два порядка ниже, чем у Mn, Ni, Co и Cu. Максимумы K_{Mn} и K_{Ni} характерны для МК из плейстоценовых миопелагических глин. В фораминиферо-кокколитовых илах МК имеют отмеченный уже самый большой K_{Fe} , а также K_{Ti} , K_{Co} , K_{Cu} , K_{Zn} , K_{Cr} и K_{Pb} . Высокие значения K_{Cu} выявлены в МК из глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями, и фораминиферо-кокколитовых илов. По средней величине K_m ряд геохимической подвижности проанализированных элементов при формировании МК выглядит следующим образом: $Mn > Ni > Co > Cu > Zn > Pb > Ti > Cr > Li > Fe > Al > K$.

Сопоставление средних значений коэффициентов концентрирования для микроконкреций и макроконкреций (ЖМК, см. табл. 4) показало, что в МК гораздо интенсивнее, чем в ЖМК, концентрируются Mn, Ni, Co, Cu и Cr, но слабее — Fe и Pb; поведение Zn, Ti и Al сходное.

Оценки вкладов МК в химический состав осадков (C_m) приведены в табл. 5. Концентрация микроконкреций (M) составляет 0,020–16,30% от массы сухого осадка. Аномально высокие значения M и C_m выявлены в цеолитово-глинистых



Фиг. 3. Соотношение основных компонентов микроконкреций на ст. 3905, %



Фиг. 4. Соотношение основных компонентов микроконкреций на ст. 3923, %

осадках на ст. 3834. Особенности строения разреза на этой станции отмечены выше. Небольшие вклады характерны для Al, Fe, Ti и Cr микроконкреций. Если исключить из рассмотрения ст. 3834, то самый значительный (23,03%) вклад C_{Mn} обусловлен МК в древних радиоляриевых осадках. Повышенные величины C_{Ni} также обнаружены в названных и в цеолитово-глинистых осадках. Последние отличаются и максимумами C_m по Cu, Zn, Cr и Pb. Значения C_{Co} варьируют в пределах 0,34–10,55% при минимуме в глинисто-радиоляриевых илах, обогащенных диатомеями, и повышенных величинах в фораминиферово-кокколито-вых илах и цеолитово-глинистых осадках. Судя по распределению C_m , на формирование МК (ст. 3834) могли оказать воздействие эндогенные источники вещества.

Следует отметить, что приведенные вклады МК в химический состав осадков явно занижены, так как при анализе не учитывались МК менее 0,05 мм, химический состав МК определялся без разделения их на рудную и нерудную (ядра) составляющие, неизбежны какие-то потери при отмывке проб и отборе МК из песчано-алевритовой фракции осадков. Полагают [22], что с микроконкрециями может быть связано до 85% марганца осадка. Это представление сложилось при последовательном разделении исходного осадка на три компонента — микроконкреции, глинистый адсорбат и нерастворимый в реактиве Честера глинистый остаток. Н.М. Страхов [17] назвал их соответственно нодулярной, гидrogenной (хемогенной) и литогенной фракциями. Первые два компонента представляют собой [27] аутигенную фазу, причем глинистый адсорбат состоит отчасти из очень мелких МК.

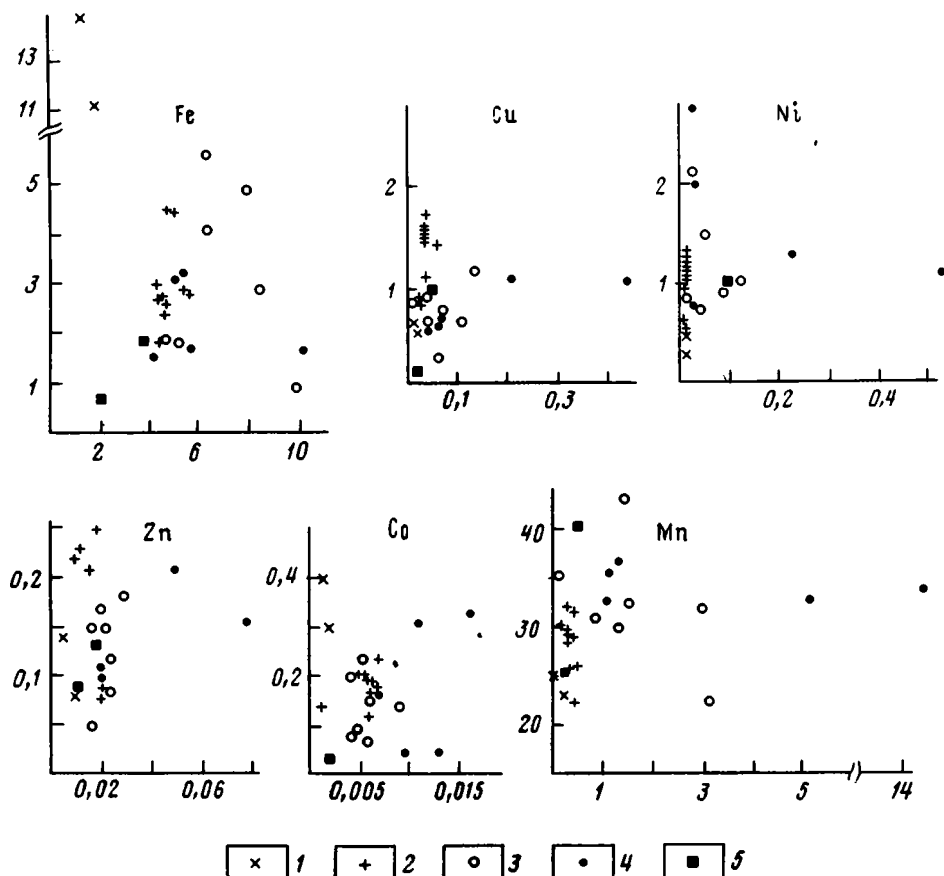
Таблица 4

Коэффициенты концентрирования элементов микроконкрециями, K_m

Номер станции	Горизонт, см	Тип* осадка	Al	Fe	Mn	Ti	K	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Pb	Li
3830-13	0-9	ГР _д + ГР	0,25	0,41	122,1	—	0,17	71,3	27,0	24,4	13,8	—	1,4	3,2
3830-18	2-5	ГР	—	0,70	53,4	—	0,16	75,0	100,0	29,1	21,1	—	6,0	3,4
3830-41	5-8	РГО	0,28	0,51	22,0	—	0,36	11,2	20,2	19,6	7,6	—	2,7	1,6
3830-42	3-6	МПГ	0,15	0,36	38,9	—	0,32	31,2	45,3	82,9	5,9	—	2,4	1,7
3833-1	0-2	ГР _д	0,26	0,51	73,9	—	0,24	80,8	38,5	45,3	14,0	—	2,5	2,3
3833-13	4-20	МПГ	0,61	0,63	7,5	—	0,38	11,8	17,3	6,2	3,8	—	3,0	1,1
3833-27	1-2	ГР _д	0,33	0,53	194,6	—	—	100,7	29,7	47,3	—	—	—	—
	2-3	"	0,29	0,62	97,3	—	—	93,1	32,8	44,4	—	—	—	—
	3-4	"	—	0,62	98,0	—	—	103,8	37,7	44,1	—	—	—	—
	4-5	"	0,29	0,56	88,5	—	—	82,4	26,5	43,4	—	—	—	—
	8-14	ГР	0,30	0,53	101,5	—	—	101,5	33,9	45,9	25,2	—	—	—
3833-35	175-180	МГ	—	0,34	174,1	—	—	100,0	—	27,8	3,3	—	—	—
	248-254	"	—	0,09	1766,5	—	—	233,3	46,5	18,2	9,9	—	—	—
	355-360	ЭГ	—	0,16	29,2	—	—	27,8	20,1	10,0	4,8	—	—	—
3834	55-60	ЦГ	0,36	0,37	2,4	0,56	0,37	2,2	3,3	2,4	2,0	0,52	1,6	1,3
	65-70	"	0,26	0,30	6,4	0,53	0,37	5,9	4,6	5,2	4,1	0,53	4,0	1,7
	88-95	МПГ	0,28	0,65	11,1	1,77	0,34	8,9	12,1	9,2	6,3	1,75	11,8	1,5
	155-161	"	0,23	0,89	24,3	3,15	0,36	18,9	19,5	11,1	9,0	2,67	16,0	0,6

2474-13	5–10	ГР	0,28	0,97	80,6	1,60	–	55,6	33,8	28,6	5,2	5,3	9,8	–
2474-27	340–345	РО	0,47	0,35	96,0	3,71	–	106,7	20,0	7,5	9,0	1,7	3,8	–
2483-36	230–235	МПГ	0,21	0,42	103,6	0,96	–	66,8	25,0	5,0	6,8	4,0	2,4	–
2492	120–125	ЭГ	0,27	0,61	32,2	1,44	–	67,4	29,5	11,4	5,3	0,9	4,7	–
	350–355	ЦГ	0,41	0,60	33,0	0,81	–	115,2	23,9	14,2	6,6	0,6	2,5	–
2512-2	0–5	ГР _д	0,27	0,94	54,6	1,31	–	78,7	17,2	30,0	6,1	2,6	6,1	–
2520-10	13–18	ФК	1,41	11,57	213,3	14,40	–	154,3	363,6	53,3	26,5	6,50	13,0	–
2520-11	3–8	”	0,65	5,77	122,1	6,14	–	57,4	150,0	29,3	8,5	7,74	10,0	–
<i>Среднее по типам ссудков</i>														
		РГО	0,28	0,51	22,0	–	0,36	11,2	20,2	19,6	7,7	–	2,7	1,6
		РО	0,47	0,35	96,0	3,71	–	106,7	20,0	7,5	9,0	1,7	3,8	–
		ГР	0,28	0,65	89,4	1,60	0,17	75,9	48,7	32,0	16,3	5,3	5,7	3,3
		ГР _д	0,29	0,63	101,2	1,31	0,24	89,9	30,4	42,4	10,1	2,6	4,3	2,3
		МГ	–	0,22	970,3	–	–	166,7	46,5	23,0	6,6	–	–	–
		МПГ	0,30	0,59	37,1	1,96	0,35	27,5	23,8	22,9	6,4	2,8	7,1	1,2
		ЭГ	0,27	0,39	30,7	1,44	–	47,6	24,8	10,7	5,1	0,9	4,7	–
		ЦГ	0,34	0,42	13,9	0,63	0,37	41,1	10,6	7,3	4,2	0,55	2,7	1,5
		ФК	1,03	8,67	167,7	10,27	–	105,9	256,8	41,3	17,5	7,12	11,5	–
Среднее для МК			0,37	1,15	140,3	3,03	0,31	71,6	47,1	26,8	9,3	2,90	5,8	1,8
То же, ЖМК [1]			0,5	3,3	60,0	2,6	0,5	66,0	41,0	19,0	9,0	0,5	22,0	1,7

* См. примечание к табл. 1.



Фиг. 5. Соотношение некоторых рудных элементов в осадках (ось абсцисс) и микроконкрециях (ось ординат), %

1, 2 – плейстоценовые илы (1 – фораминиферово-кокколитолевые, 2 – глинисто-радиоляриевые, радиоляриево-глинистые, глинисто-радиоляриевые, обогащенные диатомеями); 3–5 – олигоцен-плейстоценовые отложения (3 – плейстоценовые и миоценовые микропелитические глины, 4 – эвпелагическая глина, цеолитово-глинистый осадок, цеолитит, 5 – радиоляриево-глинистые и глинисто-радиоляриевые)

Учитывая изложенное, можно допустить, что микроконкреции являются основной формой нахождения Mn в некоторых типах пелагических осадков. Это допущение в какой-то мере справедливо и для Ni, для которого характерна положительная корреляция с Mn. Меньшая доля Mn и Ni приходится, вероятно, на неокристаллизованные коллоидные гидроксиды Fe и Mn, оксидные пленки на поверхности измененных радиолярий [31] и еще меньшая – на обломочные минералы. Одновременно с Mn и Ni, по-видимому, осаждаются Co, Cu, в меньшей степени Zn. Вхождение других проанализированных элементов в МК довольно случайно и в основном зависит от состава ядер, тонких литогенных примесей и особенностей литодинамической обстановки на дне.

Традиционно марганцевые микроконкреции относят к диагенетическим образованиям. Допускается также [30], что после захоронения они растворяются, частично обеспечивая рост макроконкреций. В наиболее разработанных литогенетических построениях Н.М. Страхова [15], которые в значительной мере разделяют Н.В. Логвиненко [5] и Н.Б. Вассоевич [2], на стадии седиментогенеза формируется рыхлый, сильно обводненный осадок, физико-химически не урав-

Таблица 5

Вклады микроконкреций крупнее 0,05 мм в химический состав осадков, C_m , %

Номер станции	Горизонт, см	Тип* осадка	Al	Fe	Mn	Ti	Ni	Co	Cu	Zn	Cr	Pb	M, %
2474-13	5-10	ГР	0,01	0,03	2,66	0,05	1,83	1,12	0,94	0,17	0,17	0,32	0,033
2474-27	340-345	РО	0,06	0,08	23,03	0,89	25,60	4,80	1,79	2,17	0,41	0,91	0,240
2483-36	230-235	МПГ	0,02	0,04	2,82	0,08	5,81	2,18	0,43	0,59	0,34	0,21	0,087
2492	120-125	ЭГ	0,04	0,08	4,18	0,19	8,77	3,84	1,48	0,68	0,12	0,61	0,130
	350-355	ЦГ	0,18	0,26	14,17	0,35	49,52	10,30	6,10	2,82	0,26	1,08	0,430
2512-2	0-5	ГР _д	0,01	0,02	1,09	0,03	0,87	0,34	0,60	0,12	0,05	0,12	0,020
2520-10	13-18	ФК	0,04	0,34	6,19	0,42	4,47	10,55	1,55	0,77	0,19	0,38	0,029
2520-11	3-8	"	0,02	0,14	2,93	0,15	1,38	3,60	0,70	0,21	0,19	0,24	0,024
3834	55-60	ЦГ	5,87	6,03	39,12	9,13	35,86	53,79	39,12	32,60	8,48	26,08	16,30
	65-70	"	2,62	3,03	64,58	5,35	59,53	46,41	52,47	41,37	5,35	40,36	10,09

*См. примечание к табл. 1.

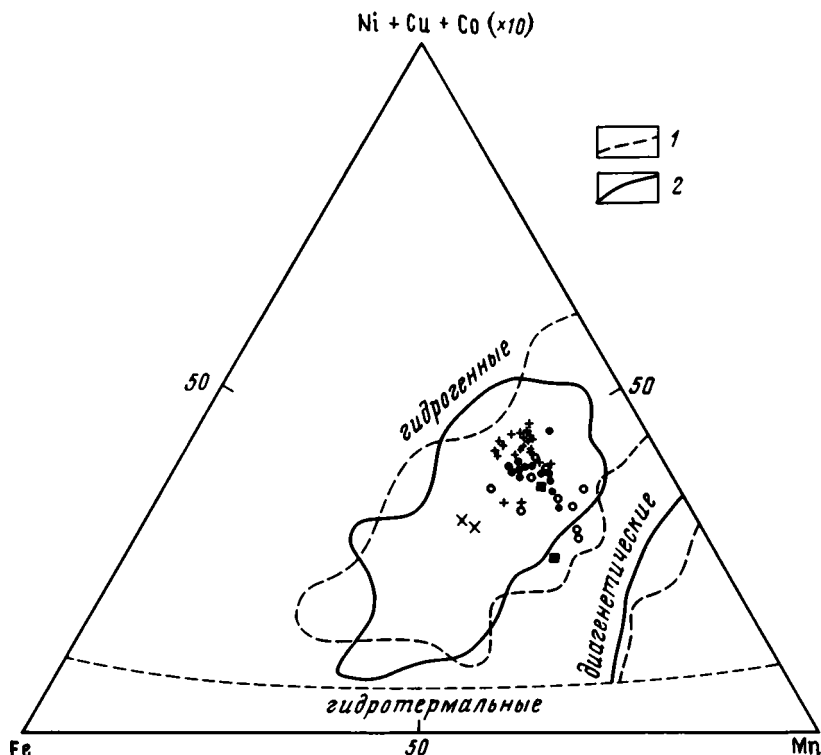
новешенный по многим направлениям. Сущностью диагенеза осадка или превращение его в породу как раз и является процесс физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях земной коры. Характеризуя океанский осадочный тип литогенеза, Н.М. Страхов сетует: "Ничтожная скорость осадкообразования в пелагиали и резко окисленный тип отложений порождают здесь весьма специфическое течение постседиментационных процессов, которое не позволяет применить к нему ту схему стадийности, которая разработана для восстановленных осадков обычных гумидных водоемов и даже для периферии самих океанов. Стадия раннего диагенеза здесь неотличима от стадии диагенеза позднего и даже от раннего катагенеза, они как бы слиты" [16, с. 5]. Заметим, что и завершающий этап седиментогенеза (формирование сильно обводненного осадка) остался в схеме осадкообразования в пелагиали океана [16] недостаточно охарактеризованным.

С учетом комплекса осадкообразующих факторов и прямых наблюдений была предложена следующая литогенетическая структура пелагических областей [10, 12, 13]: 1) стадия седиментогенеза, включающая три этапа, — *председиментогенез*, *протосингенез*, *сингенез*; 2) стадия диагенеза, также включающая три этапа, — *протодиагенез*, *ранний диагенез*, *поздний диагенез*. Стадийность последующих преобразований пород соответствует схеме Н.М. Страхова [15]. На этапе *председиментогенеза* происходят мобилизация, перенос и осаждение в пелагиали исходного вещества. Сингенез А.Е. Ферсман определил в 1922 г. как образование минералов, происходящее во время отложения осадков, и вместе с тем как одну из начальных стадий литогенеза — стадию формирования осадка, предшествующую его диагенезу. Позднее автор [18] рассматривал сингенез (почвообразование водных бассейнов) как совокупность химических, биохимических, минералогических и геофизических процессов, приводящих к накоплению на дне водоемов (озер, болот, океанов, морей) своеобразного естественно-исторического тела, называемого почвой (морские илы, осадки и пр. — граница лито- и гидросферы).

По мнению Л.Б. Рухина [9], явления сингенеза (гальмиролиз в понимании К. Гуммеля) происходят во время осаждения в самой верхней части осадков, представляющей собой в некоторых случаях коллоидную студенистую массу, которая содержит больше воды, чем минерального вещества. Поэтому процессы сингенеза происходят в присутствии достаточного количества воды (за исключением субаэральных осадков) и кислорода (за исключением бассейнов, придонные воды которых лишены свободного кислорода). Мощность зоны сингенеза, характеризующаяся чаще всего окислительной или нейтральной средой, не превосходит обычно 10–15 см. Процессы сингенеза протекают при активном участии бактерий.

Разделяя представления А.Е. Ферсмана и Л.Б. Рухина о сингенезе, мы выделяем [10, 12, 13] в условиях пелагического седиментогенеза *протосингенез* и собственно *сингенез*. На этапе *протосингенеза* образуется густая суспензия на разделе вода—дно (толщина слоя около 1 см), постепенно переходящая в тонкий (1–3 мм) слой окисленного жидкого ила с влажностью примерно 90–95%. Этот эфемерный осадочный слой легко разрушается придонными течениями и стекает по склонам, но при благоприятных условиях теряет воду и уплотняется. На этапе *сингенеза* формируется однородный слой мощностью 2–10 см полужидких окисленных илов, имеющих однородную коричневую окраску. Гомогенизация слоя достигается в результате интенсивной переработки илов мелкими бентосными организмами. Влажность илов варьирует в пределах 80–90%.

Этап *протодиагенеза* характеризует нижележащий слой мощностью до 15 см мягких окисленных илов, влажность которых в среднем колеблется от 75 до 80%. Светло-коричневая фоновая окраска их осложнена довольно редкими коричневыми и темно-коричневыми округлыми пятнами — ходами илоедов, заполненными вышележащим осадком. Местами проявлены желтовато-коричневые пятна



Фиг. 6. Соотношение рудных элементов в изученных микроконкрециях
1, 2 – соответственно поля микроконкреций разного генезиса [35] и макроконкреций [21]. Остальные условные обозначения см. на фиг. 5

неясных очертаний, иногда наблюдаются дендритовидные скопления гидроксидов железа и марганца – продуктов локального перераспределения элементов в слабо-восстановительной среде.

Ниже по разрезу обычно залегают отложения, характеризующие этап *раннего диагенеза*. Осадки образуют слой мощностью 10–20 см, они в разной степени окислены, слабо уплотнены, имеют влажность около 70–75% и отличаются выразительными цветовыми контрастами, отражающими завершение раннедиагенетического перераспределения элементов в микроусловиях восстановительной среды, когда миграция прежде всего марганца и периферии следов жизнедеятельности бентосных организмов приводит к локальному обесцвечиванию осадков. Этап *позднего диагенеза* – самый длительный и “вялый” отрезок истории пелагического литогенеза. В общем случае наблюдается постепенное увеличение плотности осадков вниз по разрезу, сопровождаемое уменьшением влажности и пористости. Деятельность анаэробных бактерий затухает и начинает преобладать абиогенная мобилизация вещества. При этом трансформируются структуры аутигенных минералов; растворение и перераспределение биогенных компонентов приводит к локальному уплотнению осадков, формированию стяжений кремней.

Возвращаясь к марганцевым микроконкрециям в пелагических осадках, отметим, что их формированию на стадии диагенеза противоречат, на наш взгляд, следующие наблюдения [14]: 1) рудные стяжения встречаются в придонной воде и в поверхностной пленке жидкого осадка; 2) МК распределены довольно неравномерно на площади, занятой одним типом осадка; 3) отсутствуют четкие тенденции уменьшения или увеличения количества МК вниз по разрезу осадков одного типа; 4) на стадии диагенеза МК теряют воду, т.е. уплотняются, а структурная

упорядоченность марганцевых минералов повышается [3]; 5) количество МК резко увеличивается во время перерывов седиментации; 6) отсутствуют прямые корреляции между химическим составом МК и вмещающих осадков; 7) в пределах одной пробы размеры МК заметно варьируют; 8) локально протекающие в пелагических осадках восстановительные процессы не обеспечивают в полной мере диагенетическую ремобилизацию рудных компонентов, необходимых для образования МК; 9) наиболее благоприятные условия формирования МК (окислительная обстановка, достаточное количество реакционноспособного органического вещества, перемещение осадочного материала бентосными организмами и придонными течениями, поступление рудных элементов из водной толщи и за счет диагенетического подтока) существуют на разделе вода—осадок.

С учетом изложенного природа марганцевых микростяжений представляется хемогенно-сингенетической. Образование их в основном обусловлено коллоидно-химическими процессами вблизи раздела вода—дно. Теоретические основы этих процессов обобщены А.А. Морозовым [7], подтвердившим путем качественного эксперимента принципиальную возможность фиксации коллоидных частиц гидроксидов Mn и Fe твердой поверхностью, содержащей восстановленные формы этих элементов. Основным условием реализации механизма связывания MnO_2 и $Fe(OH)_3$ в макро- и микроконкреции автор считает наличие на поверхности дисперсных частиц, конкреций, разнообразных ядер и участков дна весьма небольших количеств восстановленных форм Mn (II) и Fe (II). Первый фиксируется на перечисленных поверхностях главным образом в результате сорбции из морской или иловой воды. Железо (II) может входить в состав пород и минералов ядер, а также глинистых частиц и стабилизироваться в процессе их разрушения в окислительных условиях в форме смешанно-валентных соединений. Кроме того, допускается возможность появления восстановленных форм железа и марганца в результате восстановительных микробиологических процессов на поверхности рудных стяжений.

Нанесение данных по изученным МК на известную тройную диаграмму [21] показало (фиг. 6), что все они ложатся в пределы поля гидрогенных (т.е. не диагенетических) образований и хорошо согласуются с результатами других исследователей [35].

* * *

Таким образом, изучение распределения, минерального и химического состава марганцевых микроконкреций в пелагических осадках океана показало их высокую информативность относительно условий седиментации. Формируясь вблизи раздела вода—дно, в своем составе и распределении МК отражают изначальные условия среды и практически не зависят от поведения рудных элементов в толще осадков на этапе раннего диагенеза. Резкое увеличение численности или вклада МК в интервале разреза, представленном одним типом осадка, служит надежным критерием замедления темпов седиментации и перерывов. Вблизи критической глубины карбонатакопления образуются МК, обогащенные железом (Fe—Mn-микроконкреции). В бескарбонатных осадках преобладающим рудным компонентом является Mn, с которым активно соосаждаются Ni, Co, Cu и Zn. На стадии диагенеза МК могут частично растворяться или наращивать рудную оболочку при благоприятных локальных условиях, однако основное изменение их заключается в улучшении кристаллохимической упорядоченности с переходом 10 Å марганцевых минеральных фаз в 7 Å.

1. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Вассоевич Н.Б. Стадии литогенеза // Справочник по литологии. М.: Недра. 1983. С. 85–96.
3. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe–Mn-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985, № 3. С. 17–39.
4. Кронин Д.С. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
5. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континентах и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
6. Ляпин А.Б. О вкладе микроконкреций в химический состав осадков рудной провинции Кларифон–Клиппертон // Океанология. 1989, Т. 29, Вып. 3. С. 453–458.
7. Морозов А.А. О механизме фиксации Mn и Fe на поверхности железомарганцевых конкреций // Докл. АН СССР. 1985, Т. 282, № 3. С. 688–692.
8. Розанов А.Г. Исследование железомарганцевых конкреций северной экваториальной зоны Тихого океана (41-й рейс научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев", 4 января – 23 апреля 1988 г.) // Океанология. 1989, Т. 29, Вып. 3. С. 522–525.
9. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 704 с.
10. Свальнов В.Н. Литогенетическая структура пелагиали // Геология морей и океанов: Тез. докл. 7-й Всесоюз. школы морской геологии. М.: ИОАН, 1986. Т. 3. С. 223–224.
11. Свальнов В.Н. Литология и стратиграфия // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 36–67.
12. Свальнов В.Н. Пелагический литогенез // III съезд советских океанологов: Тез. докл. Секция геология, геофизика и геохимия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 201–203.
13. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука. 1991. 260 с.
14. Свальнов В.Н., Ляпин А.Б., Новаикова З.Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1991, № 3. С. 3–18.
15. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т. I. 212 с. 1960. Т. II. 575 с. 1962. Т. III. 551 с.
16. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976, № 6. С. 3–30.
17. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
18. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 798 с.
19. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сияцова А.В., Березовская В.В. О новых минеральных фазах океанических марганцевых микроконкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979, № 1. С. 83–90.
20. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Сивов А.В. и др. Состав, строение и особенности распределения Fe–Mn-микроконкреций в осадках северо-востока Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1985, № 6. С. 58–70.
21. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash.: D.C. Nat. Sci. Found., 1972. P. 140–166.
22. Chester R., Hughes M. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments // Chem. Geol. 1967. V. 2. № 3. P. 249–262.
23. Friedrich G., Plüger W.L., Kunzendorf H. Chemical composition of manganese nodules // The manganese nodule belt of the Pacific Ocean: geological environment, nodule formation and mining aspects. Stuttgart: Enke, 1988. P. 37–51.
24. Glover E.D. Characterization of marine bornessite // Amer. Mineralogist. 1977, V. 62. № 3–4. P. 175–180.
25. Greenslate J. Manganese and biotic debris association in some deep-sea sediments // Sci. 1974, V. 186, № 4163. P. 529–531.
26. Hishida H., Uchio T. Sedimentological and geochemical studies of manganese micronodules and the associated sediments in some piston cores in the north Pacific Ocean // I. Fac. Engng Univ. Tokyo. 1981, V. 36, № 2. P. 463–522.
27. Immel R., Osmond J.K. Micromanganese nodules in deep-sea sediments: uranium-isotopic evidence for post-depositional origin // Chem. Geol. 1976, V. 18, № 4. P. 263–272.
28. Krömer E. Die Verteilung von Mangan-Mikroknollen in ausgewählten tiefsesedimentproben aus dem zentralen Pazifik und ihre mineralogisch-chemische Zusammensetzung. Aachen: RWTH, 1977. 141 p.
29. Marching V., Gundlach H. Geochemistry of manganese nodules and underlying sediments. Comparison of manganese nodules with micromanganese nodules. Düsseldorf: INTEROCEAN, 1976. P. 59–67.
30. Marchig V., Gundlach H. Diagenetic changes in the radiolarian oozes of the Central Pacific and

- their influence of the growth of manganese nodules. Paris: Colloques Internationaux du C.N.R.S. 1979. № 289. P. 55–60.
31. *Marchig V., Gundlach H.* Separation of iron from manganese and growth of manganese nodules as a consequence of diagenetic aging of radiolarians // *Marine Geol.* 1981. V. 40. № 3–4. P. M 35– M 43.
 32. *Monaco A.* Les micromineralisations polymetalliques: structures bloques des sediments pelagiques // *Chem. Geol.* 1979. V. 27. № 1/2. P. 125–142.
 33. *Stoffers P., Glasby G.P., Thijssen T. et al.* The geochemistry of coexisting manganese nodules, micronodules, sediments and pore waters from five areas in the equatorial and South-West Pacific // *Chem. Erde.* 1981. B. 40. H. 4. S. 273–297.
 34. *Stoffers P., Schnitz W.* Mineralogy and geochemistry of sediments in the Southwestern Pacific Basin: Tahiti – EPR – New Zealand // *N.Z.J. Geol. and Geophys.* 1985. V. 28. P. 513–530.
 35. *Sugisaki R., Ohashi M., Sugitani K., Suzuki K.* Compositional variations in manganese micronodules: a possible indicator of sedimentary environments // *J. Geol.* 1987. V. 95. № 4. P. 433–454.
 36. *Wilcke I.* Geohemische und erzmikroskopische Untersuchungen an Manganmikroknollen. Aachen: RWTH, 1976. 39 p.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9. IV.1990

УДК 551.332.2

© 1991

Данилов И.Д.

**ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ
СУБМАРИННОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ**

Обобщен материал по специфике осадочного породообразования в условиях полярных морей, обусловленной низкой, в том числе и отрицательной, температурой среды и влиянием на процесс осадконакопления ледового фактора. Раскрыты особенности формирования состава криомаринных отложений, геохимии их диагенеза и аутигенного минералообразования (посредством анализа состава и строения раннедиагенетических конкреций). Показана роль криогенеза в общем литогенезе отложений полярных морей.

Полярные моря и океаны являются теми конечными водоемами стока, куда поступает осадочный материал с территории криолитозоны суши. Он выносится в них в виде твердых и растворенных веществ реками, ветром, льдами, образуется "на месте" в результате размыва берегов. Для того чтобы нагляднее представить специфику источников поступления осадочного вещества в полярных морях, сравним в этом отношении Северный Ледовитый океан с Мировым океаном в целом (таблица). По существующим оценкам [11 и др.] из 25 млрд т веществ, поступающих с суши, львиная доля (порядка 21,5 млрд. т) выносится реками, примерно 1,5 млрд. т выносится ветром и столько же ледниками и айсбергами. Считается, что менее всего осадочного вещества (0,5 млрд. т) поступает в моря вследствие разрушения их берегов.

В полярных конечных водоемах стока картина принципиально меняется. В приантарктических морях почти весь терригенный материал с суши выносится ледниками и айсбергами и лишь небольшая часть поступает за счет припайных льдов и эолового фактора. Для Северного Ледовитого океана подсчеты источников поступления осадочного вещества проведены О.К. Леонтьевым [10]. По принятой методике суммарный твердый сток всех рек, впадающих в океан, оценивается величиной вдвое большей, чем сток крупнейших рек, который для 11 самых крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, составляет 100 млн.т/год, что примерно равно суммарному стоку двух таких рек, как Тигр и Ефрет, и в 5 раз меньше того количества твердых веществ, которое выносит одна Миссисипи в Мексиканский залив. Таким образом, общий твердый речной сток в Северный Ледовитый океан равен 0,2 млрд.т/год. Примерно столько же (0,18 млрд.т/год) выносятся плавучими льдами. Основная же часть твердых веществ, согласно оценке О.К. Леонтьева, поступает в результате термоабразийного размыва берегов арктических морей — около 1 млрд.т/год, что в 2 раза больше цифры, приводимой А.П. Лисицыным [11] для Мирового океана в целом. Несомненно, определенную роль в переносе осадочного вещества играет эоловый фактор, но оценить его роль весьма трудно из-за ограниченности данных [3]. Указанием на участие ветра в поставлении терригенного вещества в конечные водоемы стока криолитозоны являются факты наличия эоловой пыли на плавучих льдах в большом удалении от побережий и развития на последних эоловых форм рельефа.

Таким образом, в Северный Ледовитый океан привносится с суши порядка 1,4 млрд.т/год терригенных веществ. Кроме того, подсчитано, что около 0,05 млн. т поступает вследствие обмена взвесью со смежными Тихим и главным образом

**Ежегодный баланс осадочного материала в Мировом и Северном Ледовитом океанах,
млрд. т/год (по [10, 11])**

Источник осадочного материала	Мировой океан	Северный Ледовитый океан
Реки	21,55	0,2
Золотой перенос	1,6	?
Ледники, айсберги, припайные льды	1,5	0,18
Абразия и термоабразия	0,5	1,0
Вулканогенный материал	2–3	?
Биогенный материал	1,82	0,04
Обмен взвесью со смежными океанами (для Северного Ледовитого)		0,05
Итого	~30	1,47

Атлантическим океанами. Биогенного материала продуцируется около 0,04 млн. т/год. Иными словами, общее количество твердого осадочного вещества, поступающего в Арктический бассейн ежегодно, составляет примерно 1,5 млрд. т и, следовательно, две трети из них приходится на абразию морских берегов, особенно берегов, сложенных дегкоразмываемыми высокольдистыми мерзлыми породами. Как следует из приведенных данных, соотношение основных источников поступления осадочного вещества совершенно иное, чем в Мировом океане в целом, куда более 85% веществ привносится с суши реками.

Основная часть растворенных веществ вследствие холодоводности полярных бассейнов не осаждается на их дне, а транзитом уходит в смежные океаны. Взвешенные и влекомые частицы осаждаются в основном на материковой отмели — шельфе, ширина которого в Арктике достигает максимальной (1300 км) величины в мире, и лишь относительно небольшое количество терригенных частиц достигает глубоководных частей океана. Плавающие льды осложняют картину дифференциации осадочного вещества, ими разносятся как тонкодисперсный, так и крупнообломочный материал по всей площади водоемов, где осуществляется их дрейф. Ледовый фактор переноса осадочного вещества в полярных морях играет огромную роль. Ежегодно плавающие льды (без учета областей распространения единичных айсбергов) покрывает акватории морей и океанов общей площадью порядка 26 млн. км², что составляет 7% площади всего Мирового океана [15]. Плавающие льды морей подразделяются на собственно морские — припайные и дрейфующие одно- и многолетние (паковые), а также выносимые в море речные и ледниковые (айсберги). Припайные льды после взламывания припая также становятся дрейфующими. Особое транспортирующее значение имеют припайные и айсберговые льды [3, 5, 11]. В припайные льды обломочный материал попадает различными путями: с крутых склонов берегов (обвалы, осыпи, оползание, солифлюкция), в прибрежной мелководной части водоемов, где лед садится на дно, осадки вмерзают в него, а крупные глыбы и валуны могут выжиматься по трещинам на поверхность припая. Особенностью каменного материала, переносимого припайными льдами, является значительная доля в нем обломков литорально-пляжевого происхождения, отличающихся хорошей окатанностью. Здесь же в период подвижек припая и его наползания на берег образуются валуны характерной формы со срезанной и штрихованной верхней и выпуклой нижней поверхностями, т.е. валуны плосковыпуклой формы. Нижняя выпуклая поверхность валунов, погруженная в осадки пляжа, зимой смерзается с ними, а верхняя срезается льдом во время весеннего взламывания припая и его подвижек. Аналогичный процесс имеет место по берегам крупных сибирских рек

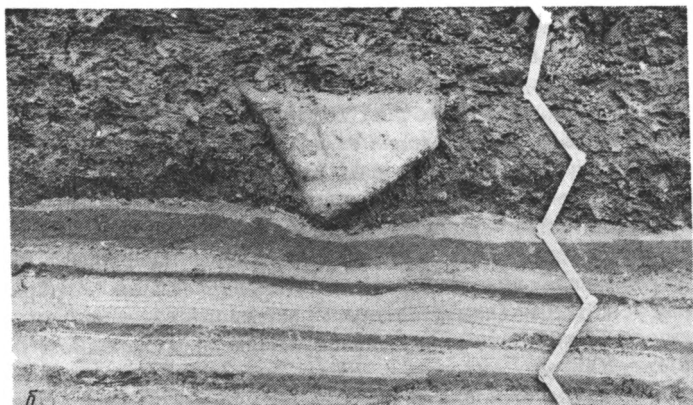
во время весеннего ледохода, особенно в местах заторов, где лед наползает на берега, покрытые валунами. Ширина зоны припайных льдов в арктических морях, по Н.Н. Зубову, достигает 300–500 км, в приантарктических морях она значительно меньше, составляя в конце зимы порядка 25–50 км (пределы колебания от 2 до 90 км) при толщине 2 м.

Помимо того что припайные льды поставляют большое количество обломочного материала в полярные моря, они оказывают консервирующее влияние на развитие литодинамических процессов. Примерно 9–10 мес. в году волнения — основной геологический фактор в прибрежной зоне водоемов — не могут здесь проявляться. Однако и в оставшиеся 2–3 летних месяца дрейфующие льды ограничивают развитие волнений. Устойчивые массивы плавучих льдов, постоянно пополняющиеся паковыми льдами из центральных частей Арктического бассейна (Таймырский, Айонский, Чукотский), летом никогда полностью не разрушаются, а лишь отступают к северу. В результате в мелководных морях восточного сектора Азии (Лаптевых, Восточно-Сибирском), глубины которых составляют на обширных пространствах всего 20–30 м, т.е. доступны в районах Мирового океана воздействию волнений, накапливаются тонкодисперсные осадки — алевритовые и глинистые илы.

Льды Арктического бассейна дрейфуют в основном в северо-западном направлении — от Чукотского и Восточно-Сибирского морей через полюс к восточной части Гренландии, а в прилегающем к североамериканскому побережью секторе дрейф льда благодаря действию силы Кориолиса имеет замкнутый циклонический характер. Замкнутый циркумполярный характер имеет дрейф плавучих льдов и в морях, прилегающих к Антарктиде, где ледовый режим характеризуется резкой сезонной изменчивостью: зимой льды покрывают до 19 млн. км² водной поверхности, что превышает площадь самой Антарктиды (около 14 млн. км²), а летом (январь-февраль) сокращаются всего до 2–3 млн. км². Ширина полосы дрейфующих льдов максимальная в Западном полушарии, где она достигает ~2000 км.

Айсберговые льды выносят в морские полярные водоемы несортированный обломочный материал ледникового происхождения различной степени дисперсности. В Северном полушарии их основным поставщиком является Гренландия, продуцирующая ежегодно 10–15 тыс. айсбергов. В приантарктических морях, согласно проведенным по космическим снимкам оценкам, одновременно находится примерно 200 тыс. айсбергов средней длиной 500 м и высотой в надводной части 50 м. Влияние ледового разноса осадочного материала приводит к тому, что даже в глубоководных котловинах Северного Ледовитого океана формируются слабосортированные глинистые и алеврито-глинистые илы. Гидродинамическая обстановка здесь спокойная, четко выражена стратификация водных масс, придонные течения практически отсутствуют либо проявляются локально. В этих условиях следовало ожидать максимальной степени выраженности процесса дифференциации осадочного вещества и хорошей его сортированности. Вместе с тем осадки отличаются весьма плохой сортированностью: коэффициент сортировки Траска (S_0) нередко достигает значений 5,0–5,5 [1]. В глубоководных донных осадках приантарктических районов Индийского океана он достигает значений 9,2 [11]. Галька, гравий и даже валуны, по данным Д. Кларка, привносятся льдами в центральные, наиболее удаленные от побережий районы Арктического бассейна; здесь же отмечены обломки раковин мелководных видов моллюсков. Сортированность донных осадков на арктическом шельфе также весьма низкая: значения S_0 колеблются в основном от 3,5 до 4,5, достигая 7 [3, 5].

В результате влияния ледового фактора разноса материала на осадочный процесс, отложения полярных морей приобретают облик тонкодисперсной, слабосортированной породы, состоящей из смеси пелитовых, алевритовых и псаммитовых частиц, с крупнообломочными включениями, именуемой по предложению Р. Флинта (совместно с Д. Сандерсом и Д. Роджерсом) *диамиктоном*



Фиг. 1. Ледово-морские (криомаринные) отложения

а – диамиктон – неслоистая, слабосортированная порода смешанного (псаммит-алеврит-пелитового) состава с отдельными валунами и остатками морской фауны моллюсков и фораминифер (район нижнего течения р. Енисей); **б** – "упавший камень" (dropstone) изгибает прослой вмещающего диамиктона и непосредственно подстилающие его горизонтальные прослой светлого мелкозернистого и темного тонкозернистого пылеватого песка (бассейн р. Печоры)

(фиг. 1, *а*). В приантарктических морях, где преобладает айсберговый разнос каменных обломков, имеющих, следовательно, ледниковое происхождение, они отличаются слабой окатанностью, удлинённой формой, острыми или слегка оглаженными гранями [11].

В арктических морях главным поставщиком каменного материала являются припайные льды, поэтому он имеет в основном пляжевое происхождение, отличается небольшими размерами и хорошей окатанностью, нередко идеально окаймленные экземпляры, сложенные плотными, устойчивыми к разрушению породами, например кварцем. Рассеянные в отложениях тонкодисперсного состава отдельные каменные включения получили название в англоязычной литературе "оди́ночный камень" (lonestone), а также "упавший камень" (dropstone), если имеются свидетельства его падения сверху на неуплотненный осадок (см. фиг. 1, *б*). В слоистых разностях пород они продавливают или сминают подстилающие их осадки в синклинальные складки, а позднее накопившиеся слои прислоняются к боковым частям таких камней, поскольку сначала съезжают с их выпуклой вершины, а затем облекают, постепенно выполаживаясь вверх по разрезу [5].

Насыщенность каменным материалом современных осадков полярных морей колеблется в широких пределах. Наибольшая концентрация характерна для слабосортированных, неслоистых тонкодисперсных отложений типа диамиктона, где среднее количество псефитовых включений составляет 3–5%, а иногда достигает 30%. В более сортированных глинах, слоистых песках и алевритах встречаются единичные гравий, гальки и валуны. Таким образом, прослеживается определенная зависимость между литофациальным типом осадков и количеством крупнообломочных включений в них.

Вторым из главных факторов, определяющих специфику осадочного процесса в полярных водоемах, являются низкая температура среды. Северный Ледовитый океан и прилегающие к нему моря характеризуются температурным режимом, который обусловлен высокоширотным положением региона и его интенсивным выхолаживанием, с одной стороны, и водообменом с соседними океанами, — с другой. Среднегодовые температуры воздуха близ поверхности океана и его морей имеют отрицательные величины, область минимальных их значений (-20°C и ниже) располагается близ Северного полюса и несколько вытягивается в сторону Канадского Арктического архипелага. Исключение составляет лишь западная часть Баренцева моря — область сильного влияния Атлантики. Южную границу плавучих морских льдов оконтуривают изотермы среднегодовой температуры воздуха: -10° ; -15° , реже -5°C . Следует отметить, что практически весь Арктический бассейн лежит в области значительных для океанов величин колебаний температуры у поверхности, чем подтверждается известное положение о том, что Ледовитый океан представляет собой "климатическую сушу". Разность средних температур воздуха самого теплого и самого холодного месяцев здесь в основном колеблется от 20 до 30°C . Для сравнения можно указать, что в северной части Атлантического океана величины колебаний среднемесячных температур воздуха у поверхности составляют всего $6-8^{\circ}\text{C}$.

Для теплового режима вод Северного Ледовитого океана помимо теплообмена с атмосферой большое значение имеет теплообмен с соседними океанами, а также вертикальная циркуляция, течения и другие гидрологические факторы. В результате их совместного действия возникает эффект температурной стратификации водной толщи, в которой выделяются три основные водные массы. В приповерхностной части до глубины $25-50$ м в Европейском и до $75-100$ м в Американо-Северном секторах воды имеют отрицательную температуру от $0 \div -0,5$ до $-1,5 \div -1,7^{\circ}\text{C}$ и соленость $29,0-33,5\text{‰}$. Ниже находятся относительно теплые — "промежуточные" воды, поступающие из Атлантики и движущиеся в направлении Баренцева, Карского морей и в меньшей степени в направлении моря Лаптевых. Соленость их составляет $34,9-35,6\text{‰}$, с ними поступает 42% теплового притока в Арктический бассейн. При входе в него температуры их $8-14^{\circ}\text{C}$, в районе Земли Франца-Иосифа понижается до 2°C , а в Американо-Северном секторе опускается до $0,6^{\circ}\text{C}$. Толщина промежуточной водной массы также уменьшается в восточном направлении от 400 до 200 м. Восточной части Американо-Северного сектора атлантические воды не достигают, здесь под приповерхностной отрицательно-температурной водной массой располагается относительно теплая тихоокеанская водная масса толщиной $30-70$ м, соленостью $32-33\text{‰}$ и максимальной температурой 4°C .

С глубины примерно $800-1000$ м в Арктическом бассейне начинается огромная водная масса, доходящая до дна, с постоянной соленостью около 35‰ и отрицательной температурой от $-0,4$ до $-0,9^{\circ}\text{C}$. Толщина ее зависит от рельефа дна океана и может достигать более 3 км, более чем в 2 раза превосходя максимальную установленную мощность отрицательно-температурных толщ на суше.

Донные осадки в глубоководной части океана имеют, следовательно, также отрицательную температуру, но они засолены и находятся в жидкотекучем или вязкопластичном состоянии. С глубины нескольких или первых десятков сантиметров от поверхности дна осадки уже в значительной степени обезвожены и

уплотнены. Мощность грунтового слоя с отрицательной температурой в пределах ложа океана пока не установлена.

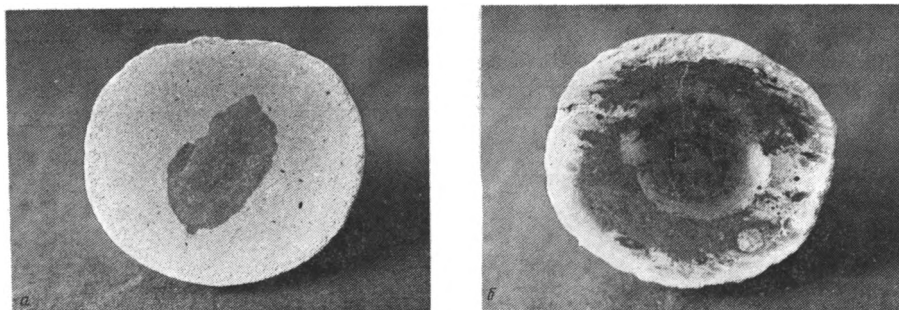
В зоне шельфовых полярных морей приповерхностные воды до глубин 15–20 м испытывают существенные сезонные колебания температуры, которая летом становится положительной (в среднем 3–5°С), а зимой отрицательной. Ниже располагается водная масса с постоянной отрицательной температурой, достигающей в арктических морях значений $-1,5 \div -1,8^\circ\text{C}$ [7]. Приантарктическим морям свойствен характерный тип водной массы: температура ее в основном от $-0,5$ до $-1,5^\circ\text{C}$, соленность высокая ($\sim 34,5^\circ/\text{oo}$). Она формируется при интенсивном зимнем выхолаживании в зоне стационарных заприпайных полыней, существующих и в холодное время года. Здесь отмечаются экстремально низкие (до $-1,9^\circ\text{C}$) значения температуры вод и наиболее высокая ($34,7^\circ/\text{oo}$) соленность.

Следствиями отрицательной температуры придонных вод полярных морей являются возможность сохранения на их дне геологически длительное время реликтовых многолетнемерзлых толщ при затоплении суши в ходе трансгрессий, в ряде случаев новообразование постоянно мерзлых пород, участие криогенеза в ходе диагенеза осадков, а также особенности геохимико-минералообразовательных процессов в них [1–3, 5, 9 и др.].

Специфика осадкообразования в холодноводных полярных морях отмечалась М.В. Кленовой, Т.И. Горшковой, В.Н. Саксом и др. Низкая температура среды определяет прежде всего то обстоятельство, что донные осадки имеют преимущественно терригенный состав; биогенное и тем более хемотрогенное осадкообразование почти не проявляются [1, 2, 9 и др.]. Содержание карбонатов, обычно биогенного кальцита, в современных донных осадках, как правило, не превышает в Баренцевом море 5%, в Карском 5–10%, в море Лаптевых на основной площади 1–2%, в северной глубоководной части, где сказывается влияние теплых атлантических вод, до 4%, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях 0,5–2,0% и только в районах Чукотского моря, где сказывается влияние относительно теплых, положительно-температурных берингоморских вод, увеличивается до 3%. Для сравнения укажем, что в самом Беринговом море, по данным А.П. Лисицына, количество биогенного CaCO_3 в алеврито-глинистых илах достигает 18,1%, в крупных алевритах – 35,2%, в мелких песках – 40,43%. Области повышенных (до 30% и более) концентраций биогенных карбонатов в центральной части Северного Ледовитого океана приурочены к континентальному склону и подводным хребтам, где распространены промежуточные положительно-температурные водные массы атлантического происхождения, в глубоководных котловинах количество CaCO_3 колеблется от 1 до 5%.

Осадки практически всех арктических морей и океана не содержат скопленных остатков кремнистых организмов и тем более не являются в целом кремнистыми. Количество аутигенной кремнекислоты в них составляет обычно доли процента. Исключением является восточная часть Чукотского моря, находящаяся под влиянием берингоморских вод, где содержание аутигенного кремнезема за счет остатков диатомовых водорослей возрастает до 10%. Для сравнения можно указать, что количество аутигенной кремнекислоты в донных осадках Берингова моря (по А.П. Лисицыну) в глинистых илах достигает 37%, составляя в среднем 25%.

Низкое содержание основных породообразующих биогенных компонентов (кремнезема и карбонатов), которые в других климатических зонах Мирового океана играют важную, а нередко и главную роль, является характерной чертой осадков полярных водоемов. Несмотря на небольшое в целом количество рассеянных аутигенных карбонатов, в современных донных осадках арктических морей В.Н. Саксом отмечены новообразования кальцита, который образует оторочки из мелких кристаллов на поверхности других минералов и обломков пород, а также небольшие комочки и сферолиты. В ходе диагенеза имеют место

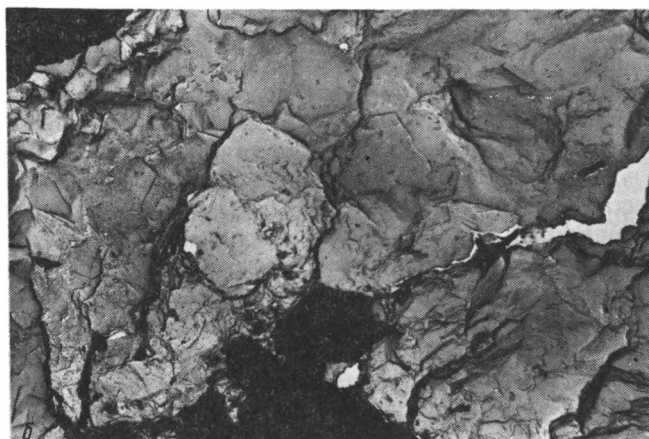


Фиг. 2. Внутреннее строение карбонатных конкреций (поперечник 10 см) из тонкодисперсных криомаринных отложений (район нижнего течения р. Енисей)

а – однородное строение, в центре агрегат обогащенной органическим веществом глины темного цвета; *б* – зонально-концентрическое

перераспределение захороненных в осадках тонкодисперсных карбонатов и локальная концентрация их путем стягивания в конкреции [3, 5], которые характерны для плейстоценовых ледово-морских песков, суглинков и глин. Конкреции уплотнены, форма их в основном округлая, шаровидная, овальная, эллипсоидная, реже трубчатая, размеры чаще всего не превышают 10–15 см, но иногда достигают (в поперечнике) 50 см. Встречаются они во вмещающих породах sporadически, изредка образуют групповые скопления из 5–7 экземпляров. Внутреннее строение конкреций (фиг. 2) либо однородное, либо зональное, микротекстура однородная, сетчатая или решетчатая, сгустковая, хлопьевидная. Они состоят из песчано-глинистого терригенного материала вмещающих пород (с включениями гравия и гальки), сцементированного карбонатами, которые составляют 50–70% вещества конкреций. Тип карбонатного цемента от порового до базального, он представлен кальцитом, марганцовистым кальцитом, манганокальцитом, реже кальцитизированным доломитом и в отдельных случаях сидеритом [8]. Содержание основных компонентов в карбонатном цементе достигает следующих значений %: CaCO_3 58,6; MnCO_3 14,52; FeCO_3 29,03; MgCO_3 9,71. Отмечается некоторое различие минерального состава в центральных и внешних зонах конкреций.

Известно, что осадки полярных морей с глубины нескольких сантиметров, а иногда практически от поверхности дна имеют серый цвет и характеризуются восстановительным геохимическим режимом, обусловленным разложением рассеянного реакционноспособного органического вещества. Количество $\text{C}_{\text{орг}}$ в них колеблется преимущественно от 0,5 до 1% и редко достигает 1,5–2%, а в мелководных заливах (например, моря Лаптевых) – 3%. Этих количеств рассеянного органического вещества вполне достаточно для создания в ходе диагенеза осадков восстановительной среды [14], чем обусловлена редукция гидроксидов железа, марганца, сульфатов и генерация сульфидов. В результате диагенетического минералообразования в плейстоценовых ледово-морских глинах, суглинках, реже алевролитах и песках возникают конкреционные стяжения сульфидов железа (фиг. 3, *а*), центрами которых являются органические остатки. Среди конкреций отмечаются как хорошо обособленные от вмещающих пород экземпляры, так и зародышевые формы, связанные с окружающей породой постепенными переходами. Форма конкреций округлая – овальная, шаровидная, эллипсоидная, неправильная, размеры до 5–7 см в поперечнике. Наиболее зрелые конкреции имеют зональное строение: пиритовое ядро окружено черным аморфным веществом (гидротроилитом). Сульфиды железа цементируют обломочные зерна песчано-алевролитовой размерности и глинистое вещество. Тип



Фиг. 3. Характер залегания сульфидно-железистых конкреций в диамиктоне криомеринного происхождения (а) и их внутреннее строение на ультрамикроруровне (б), характеризующееся различной степенью раскристаллизации сульфидного цемента: четкие фрамбонды пирита на фоне основной массы полукристаллического и аморфного вещества (снимок под электронным микроскопом). Район приустьевой части р. Енисея близ его впадения в Карское море

цемента базальный, реже поровый, структура гелевая. Центром стяжений являлись отмершие морские организмы, захороненные растительные остатки. Сульфиды замещают и корродируют зерна обломочных минералов, характерно развитие пирита по расщепленному гидробиотиту. В свою очередь сульфидный цемент разбит трещинами, залеченными карбонатом, которые образуют сетку или отдельные прожилки [9]. Количество сульфидного железа в конкрециях достигает 24,63%, сульфидной среды 28,55, C_{org} 4,02%.

Изучение конкреций посредством электронного микроскопа позволило установить стадийность формирования кристалломорфных структур исходного коллоидного геля сульфида железа. На ультрамикроруровне, по заключению Е.А. Шапошниковой, выявляется переходный ряд структур пирита от колломорфной до кристаллически-зернистой, прослеживается стадийное упорядочивание фрамбонального строения сульфида железа с образованием в конечном итоге совершенных по кристаллографическому строению фрамбондов (см. фиг. 3, б). Приведенные данные убедительно показывают, что в развитии конкреций имела

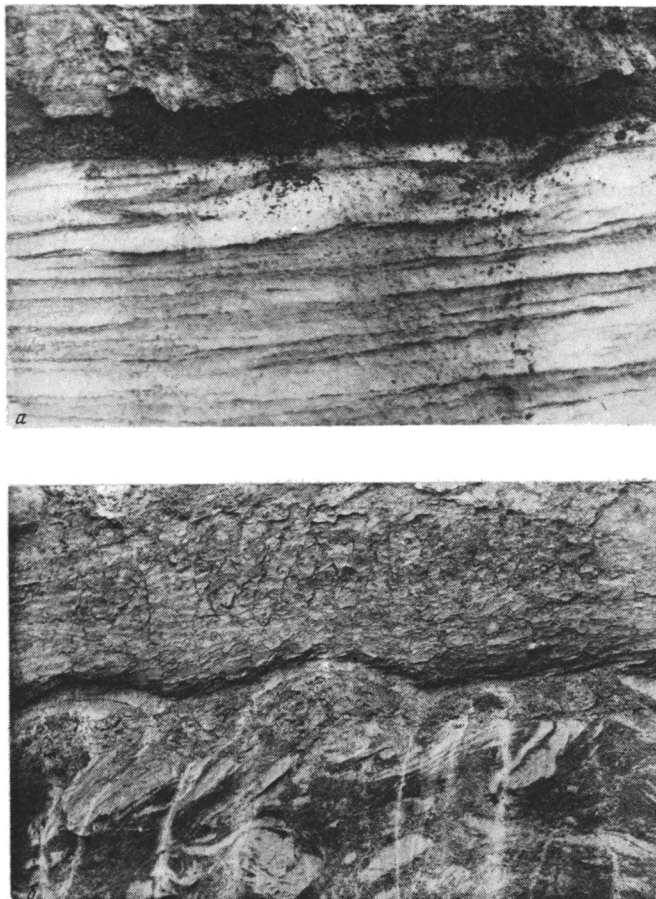
место начальная коллоидальная фаза существования сульфида железа. Изотопный состав пиритной серы [5] свидетельствует о преобладании легкого ее изотопа, образующегося из иловых морских вод при микробиологической редукции сульфатов и переходе их в сульфиды. Характерными диагенетическими образованиями в шельфовых отложениях полярных водоемов являются шаровидные стяжения вивианита размером 1–5 мм, образующие также псевдоморфозы по органическим остаткам.

В современных донных осадках арктических морей, еще на начальных этапах их изучения, установлены окисные железистые и железисто-марганцовистые конкреции, содержание в которых Fe_2O_3 достигает 25%, а MnO — 12%. Существенная роль в их формировании принадлежит бактериям. Конкреции возникают на первой (окислительной, по Н.М. Страхову) стадии диагенеза осадков и затем в восстановительных условиях обычно растворяются: окисные соединения железа и марганца переходят в легкоподвижную закисную форму и диффундируют в наддонную воду. Поэтому в относительно обогащенных рассеянным органическим веществом тонкодисперсных разностях плейстоценовых ледово-морских отложений, которые в ходе диагенеза проходили восстановительную стадию, окисные конкреции не сохранились. Они характерны лишь для прибрежных песчаных и песчано-галечных разностей отложений, диагенез которых протекал в условиях хорошей аэрации. Стяжения имеют шаровидную, нередко желваковидную форму, часто гидроксиды железа и марганца цементируют целые линзы и линзовидные прослои, трещины в песках и галечниках.

Приведенные данные по рассеянным аутигенным минералам и конкрециям показывают, что, несмотря на низкие, преимущественно отрицательные температуры среды, диагенез осадков полярных морей сопровождается аутигенным минералообразованием и перераспределением новообразованных веществ с их последующей концентрацией на локальных участках. Своеобразие геохимического диагенетического процесса состоит в том, что концентрация новообразованной минеральной компоненты в конкрециях не превышает обычно 50%, в редких случаях достигает 70%, остальное приходится на обломочные частицы. В терригенных тонкодисперсных осадках водоемов умеренной и теплой климатических зон новообразованные сульфиды железа и карбонаты нередко составляют 100% вещества конкреций, характерны также кремнистые стяжения, полностью отсутствующие в отложениях холодноводных полярных водоемов.

Преобладающими глинистыми минералами в отложениях полярных морей являются гидрослюды (типа иллита, реже гидромусковит, гидробистит) и монтмориллонит. В виде примеси встречаются каолинит, бейделлит, полые трубочки галлуазита, хлорит, тонкие иголки магнезиальных силикатов, тонкодисперсный кварц [3]. Одна из характерных геохимических особенностей диагенеза в условиях холодноводных полярных морей состоит в том, что выделяющаяся при разложении органического вещества углекислота не нейтрализуется в иловых водах осадков (как в тепловодных морях) осажденными карбонатами. Иловые воды полярных бассейнов агрессивные, они богаты углекислотой, активно разрушающей силикатные минералы, определяя тем самым особенности диагенетического глинистого минералообразования в конечных водоемах стока криолитозоны. В осадках шельфа гидрослюды монтмориллонитизируются и бейделлитизируются. В глубоководных зонах Северного Ледовитого океана фиксируются новообразованные смешанослойные глинистые минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, вниз по разрезу колоннок донных илов возрастает количество диагенетического магний-силиката и отмечается бейделлитизация гидрослюды [1]. Под электронным микроскопом удается проследить стадии этого процесса: изометрические остроугольные пластинки гидрослюды приобретают распывчатые очертания, хлопьевидную форму с набухшими краями.

Отрицательными температурами донных осадков полярных морей обусловлена наиболее яркая и характерная черта диагенеза — участие в нем процессов



Фиг. 4. Согласно контактам залежей подземного льда пластово-линзовидного типа и вмещающих криомаринных отложений тонкодисперсного состава (Гыданский п-ов на севере Западной Сибири)

а — лед залежи горизонтально-слоистый, перекрыт по горизонтальному контакту комковато-оскольчатой глиной (размер кадра 2 × 3 м); *б* — лед пликативно дислоцированный, перекрыт по волнистому контакту глиной, пронизанной сетью мелких ледяных шлиров (размер кадра 4 × 6 м)

криогенеза. Новейшие исследования Арктического шельфа с применением геофизических методов и глубокого бурения показывают, что донные осадки в его пределах имеют сложное криогенное строение и находятся в крайне неустойчивом физико-механическом состоянии вблизи границы фазовых переходов вода — лед. Роль криогенеза в общем диагенезе и условиях полярных шельфов по существу еще только начинает выясняться и осмысливаться. Но уже и сейчас уверенно можно сказать, что роль эта немаловажная.

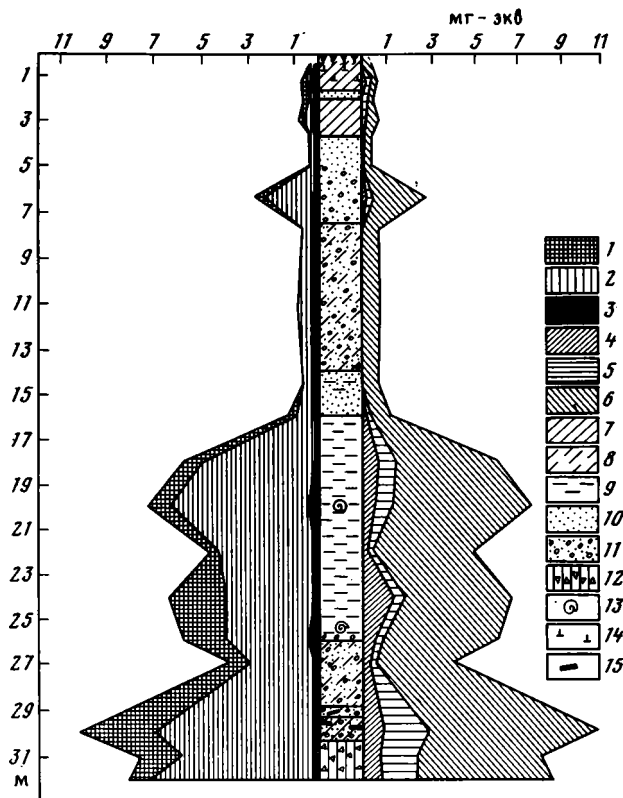
Согласно экспериментальным данным [12], процесс замерзания мелкоалевритовых илов (содержание фракции < 0,01 мм 25%) с соленостью 2% начинается при температурах $-1,2 \div -1,3^{\circ}\text{C}$; с соленостью 4% — при $-2,4 \div -2,6^{\circ}\text{C}$, с соленостью 5% — при $-3,2^{\circ}\text{C}$. Переход этих илов в мерзлое состояние с соленостью 2% происходит при температурах $-1,6 \div -1,7^{\circ}\text{C}$, с соленостью 4–5% — при $-4 \div -5^{\circ}\text{C}$. Поскольку температура морской воды в полярных водоемах не опускается ниже $-1,9^{\circ}\text{C}$, а соленость иловых вод осадков обычно выше солености придонной воды, они находятся в отрицательно-температурном, но не в твердомерзлом состоянии: жидком, полужидком, вязкопластичном. В толщах

донных отложений широко распространены высокоминерализованные отрицательно-температурные воды — криопэги, соленость которых составляет 50–100 г/кг и более.

До настоящего времени господствуют представления, согласно которым накопление и физико-химическое диагенетическое преобразование осадков полярных морей осуществляются в талом состоянии, а промерзание происходит после осушения водоема седиментации и выхода его дна на поверхность. Однако ряд фактов и наблюдений по криогенному строению толщ ледово-морских отложений свидетельствует о том, что формирование содержащихся в них подземных льдов частично осуществлялось в донных условиях в процессе криогенно-диагенетического преобразования осадков. Особенно показательны в этом отношении залежи подземных льдов линзовидной и пластовой форм. Мощность этих залежей достигает 50 м, протяженность — сотен метров, возможно, первых километров. Они располагаются на различной (100–150 м и более) глубине от поверхности. Некоторые залежи имеют все признаки седиментационной породы: горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость, обусловленная чередованием прослоев относительно чистого и обогащенного терригенными частицами льда, включения каменных обломков и остатков морской фауны, наличие согласных контактов с вмещающими породами (фиг. 4), а также контактов размыва с базальными слоями в основании вышележащих, перекрывающих толщ и т.д. В связи с таким строением и условиями залегания была высказана гипотеза о том, что они сформировались в результате последовательного поэтапного намерзания на морском дне в различной степени обогащенного терригенным материалом льда [3, 5]. Данный процесс может иметь место, например, при понижении солености придонных вод и одновременном их интенсивном выхолаживании, когда температура становится ниже критической температуры замедления раствора при данной его солености.

Широко распространенным типом ледяных образований в толщах шельфовых отложений полярных морей являются залежи пликативно дислоцированного льда. В отдельных случаях дислокации имеют вторичный характер и связаны с пластическими свойствами льда, проявляющимися под воздействием меняющихся нагрузок и давления. Но многие примеры по условиям залегания залежей свидетельствуют о том, что процесс дислоцирования осуществлялся в ходе формирования вмещающих их отложений, т.е. дислокации имеют конседиментационный характер [4]. Показательно, что ледяные тела и совместно с ними дислоцированные слои пород, непосредственно на них залегающие, перекрываются недислоцированными, имеющими нормальные условия залегания слоями. Иначе говоря, дислокации исчезают вверх по разрезу и дислоцированные ледогрунтовые толщи сменяются менее дислоцированными и, наконец, совсем недислоцированными. Данный факт однозначно свидетельствует о том, что дислоцирование осуществлялось в ходе осадочного процесса. Высказаны две гипотезы, объясняющие парагенетическую взаимосвязь льдообразования и дислоцирования осадков в условиях морского дна.

Одна из гипотез [13] связывает возникновение линз и пластов льда указанного типа с оплыванием и оползанием отрицательно-температурных влагонасыщенных морских осадков. Спонтанное нарушение их равновесного состояния вызывает ослабление коагуляционных связей и приводит к полному разрушению структуры непрочного каркаса. При гидрофильной коагуляции суспензии, содержащей большое количество рыхлосвязанной воды, последняя высвобождается из осадка, т.е. становится "свободной". При этом происходит и одновременное отделение свободной воды от минерального каркаса, а наибольшее количество ее скапливается на границах литологически разнородных слоев. Температура замедления свободной воды выше, чем донных осадков, поэтому она, находясь в отрицательном температурном поле, замедляется и превращается в лед, образуя линзовидные и пластовые залежи в дислоцированных толщах осадков.



Фиг. 5. График распределения водорастворимых солей по разрезу мерзлой толщи шельфовых отложений, подстилаемых скальными породами (побережье Чукотского моря)

1-6 - ионы (1 - SO_4^{2-} , 2 - Cl^- , 3 - HCO_3^- , 4 - Ca^{2+} , 5 - Mg^{2+} , 6 - $\text{Na}^+ + \text{K}^+$); 7-12 - отложения (7 - суглинок, 8 - супесь, 9 - алевроит, 10 - песок, 11 - галька, гравий, 12 - элювий скальных пород - глина с щебнем); 13 - раковины морских моллюсков; 14 - торфянистые включения и прослои; 15 - лигнитизированные растительные остатки

Одним из серьезных недостатков этой гипотезы является тот факт, что она не объясняет наиболее часто наблюдаемый ультрапресный химический состав льдов и их "атмосферный", не морской изотопный состав.

Согласно другой гипотезе [6], образование залежей дислоцированных подземных льдов пластово-линзовидной формы связано с поэтапным внедрением в толщи неуплотненных донных осадков полярных шельфов напорных подземных вод и их замерзанием в поле отрицательных температур. Таким образом, объясняется и факт дислоцированности залежей в процессе формирования вмещающих их осадков, и обычно ультрапресный химический состав льдов, и их атмосферно-континентальное происхождение.

Можно полагать, что переход в твердомерзлое состояние осадков в донных условиях осуществляется на локальных участках вследствие возникновения особого сочетания благоприятствующих этому факторов. Основные же толщи морских шельфовых осадков промерзают после выхода их из-под уровня водоема седиментации сверху вниз (от дневной поверхности). Насыщающие их поровые растворы к этому времени испытали в различной степени диагенетическое преобразование; при промерзании они подразделяются на твердую составляющую, остающуюся в новообразованных мерзлых толщах, и рассолы выморажи-



Фиг. 6. Высокольдистая сетчатая криогенная текстура ледово-морских глин, подстилаемых водоносным перед промерзанием слоем

вания. В твердую фазу в зависимости от температуры толщ и их засоленности переходят карбонаты (кальцит), сульфаты (мирабилит, гипс), т.е. происходят карбонатизация и сульфатизация промерзших морских отложений. При промерзании сверху шельфовых осадков идет процесс криогенного концентрирования воднорастворимых солей при движении вниз по разрезу, в результате ими обогащаются нижние части мерзлых морских толщ (фиг. 5). Если ниже промерзших пород залегают рыхлые или сильнотрещиноватые скальные породы, они пропитываются высокоминерализованными водами. Например, рассолы хлоридно-натриевого типа с минерализацией до 140–160 г/л насыщают рыхлые породы, непосредственно подстилающие перешедшие в мерзлое состояние морские тонкодисперсные отложения [2]. Последние же становятся обедненными легкорастворимыми солями, особенно если промерзали и протайвали неоднократно. Распределение шельфовых тонкодисперсных осадков происходит, когда промерзание сопровождается обильным шпировым льдовыделением (фиг. 6), и наиболее интенсивно проявляется, если имеется источник пресных подземных вод. Простои льда в этом случае являются практически пресными, а засоленность самих морских осадков — крайне низкой [5]. Максимальная степень распределения (содержание солей до нескольких десятков миллиграмм на литр раствора) достигается в пластовых залежах льдов, образовавшихся за счет пресных подземных вод водоносных горизонтов. Таким образом, при промерзании толщ шельфовых осадков имеет место перераспределение захороненных в них воднорастворимых солей, при этом меняется не только их количественное содержание, но и качественный состав.

В результате проявления сложного комплекса криогенно-диагенетического геохимического преобразования шельфовых осадков остаточная их минерализация существенно варьирует. Сравнение данных по химическому составу иловых вод современных донных осадков арктических морей с составом легкорастворимых солей в плейстоценовых ледово-морских отложениях показывает, что они иногда близки, а иногда и существенно различаются, хотя и обнаруживают между собой черты сходства, т.е. мерзлые морские отложения сохраняют признаки первичной засоленности морского типа [3, 5].

Особым образованием субмаринной криолитозоны являются газогидраты. Возможность их образования в условиях дна морских водоемов обусловлена рядом факторов. Главными из них являются температура и давление в определенных сочетаниях. Кроме того, влияние на процесс газогидратообразования

оказывают количество и происхождение самого газа, его состав, состав и солесность вступающей с ним в связь воды, литологический состав и текстурно-структурные особенности вмещающих отложений, количество и характер присутствующего в них рассеянного органического вещества, механизм взаимодействия молекул газов и воды. Важную роль в формировании гидратов газов играют история развития криолитозоны того или иного региона шельфа, повышения и понижения температуры мерзлых толщ.

* * *

Таким образом, изложенный материал показывает, что своеобразие осадочного породообразования в конечных водоемах стока криолитозоны определяется низкой температурой среды и влиянием на этот процесс ледового фактора. Последний обуславливает специфику криогенного литогенеза на стадии седиментогенеза. В результате его влияния накапливаются весьма своеобразные слабо-сортированные, преимущественно тонкодисперсные терригенные осадки с крупно-обломочными включениями типа диамиктона, а также однородные глинисто-алевритовые илы в районах развития устойчивых покровов плавающих льдов даже на мелководьях. Низкие температуры среды сказываются на всех стадиях формирования осадочных пород в полярных морях: осадконакопления, диагенетического и эпигенетического преобразования. Температурный фактор определяет прежде всего терригенный состав осадков, возможность сохранения под ними геологически длительное время затопленных реликтовых толщ мерзлых пород, в определенных условиях на мелководьях — новообразования многолетнемерзлых пород. Низкая температура обуславливает агрессивность среды осадконакопления и возможность проявления глинистого минералообразования, а также специфику формирования аутигенных минералов и конкреций. Эта специфика находит свое выражение в отсутствии кремнистых новообразований, небольшом количестве аутигенных карбонатов, сульфидов и фосфатов железа. Незавершенность процесса перераспределения рассеянных аутигенных минералов проявляется в участии в составе диагенетических конкреций большого количества терригенного материала, нередко преобладающего над конкрециообразователем. Отрицательная температура среды на стадиях седиментогенеза — диагенеза и крайне неустойчивое физическое состояние донных осадков, находящихся на грани фазовых переходов "вода — лед", определяют возможность возникновения в процессе осадочного породообразования, до его завершения, ледяных и ледогрунтовых тел, переходящих в погребенное состояние. Наконец, эпигенетическое (наложенное, постдиагенетическое) промерзание вышедших из-под уровня водоемов седиментации толщ приводит к их окончательному криогенному преобразованию.

Список литературы

1. Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 150 с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Л.: Недра, 1984. 280 с.
3. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
4. Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 5. С. 114—123.
5. Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983. 200 с.
6. Данилов И.Д. Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 132—136.
7. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии арктической литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 115—135.
8. Данилов И.Д., Шапошникова Е.А. Минеральный состав и строение карбонатных конкреций в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Постседиментационное

минералообразование в осадочных формациях. Тюмень: Зап.-Сиб. НИГНИ, 1985. С. 87–95.

9. Лапина Н.Н., Значко-Яворский Г.А., Куликов Н.Н. и др. Полярный тип литогенеза // Генезис и классификация осадочных пород: 23-й Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М.: Наука, 1968. С. 212–217.
10. Леонтьев О.К. О некоторых особенностях питания Северного Ледовитого океана осадочным материалом // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 1. С. 34–38.
11. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
12. Молочушкин Е.Н. Мерзлотно-геологические исследования юго-восточной окраины шельфа моря Лаптевых // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 87–91.
13. Попов А.И. О пликтивных дислокациях и криолитогенезе в плейстоценовых отложениях Северной Евразии // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 90–101.
14. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
15. Шумский П.А., Кренке А.Н. Современное оледенение Земли и его изменения // Геофиз. бюл. 1964. № 14. С. 23–31.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
18.XII.1990

УДК 551.72:552.5 (470.5)

© 1991

Маслов А.В.

ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В РАЗРЕЗАХ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

На основе материалов детального литолого-фациального анализа рифейских отложений Башкирского мегантиклинория обосновывается возможность выделения в стратотипическом разрезе рифея ряда крупных комплексов терригенных и карбонатных отложений, понимаемых как совокупность близких фаций и макрофаций, связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям эволюции бассейнов осадконакопления. Анализ вертикальной последовательности комплексов позволяет реконструировать основные черты развития рифейских бассейнов седиментации на западном склоне Южного Урала и высказать предположение о существенной разнотипности на рассматриваемой территории тектонических обстановок раннего и среднего рифея, с одной стороны, и верхнего рифея — с другой. Показано, что разрезы каратауской серии весьма близки по своему строению сибирским разрезам рифея платформенного и перикратонного типов.

Существующие в настоящее время в литературе многочисленные формационные схемы расчленения верхнедокембрийских отложений западного склона Южного Урала [2, 5, 8, 19, 20, 27, 45, 52 и др.] и основанные на них модели развития территории современного Башкирского мегантиклинория в позднем докембрии не позволяют удовлетворительно расшифровать историю формирования многокилометрового рифейско-вендского осадочного мегакомплекса. Большинство из этих схем, среди которых могут быть намечены три большие группы, являются в той или иной мере упрощенными.

В схемах (моделях) первой группы общий ход эволюции земной коры региона и связанное с ним развитие бассейнов осадконакопления рассматриваются как единый направленный геосинклинальный цикл, обнимающий весь комплекс отложений, от айской свиты нижнего рифея до ашинской серии венда [5, 6, 52, 55]. В работах, принадлежащих второй группе, сделана попытка показать, что развитие земной коры западного склона Южного Урала в позднем докембрии и эволюция бассейнов осадконакопления происходили в течение нескольких последовательных геосинклинальных циклов [2, 12, 50 и др.]. В последние годы в литературе широко распространились представления о полициклическом рифтогенно-депрессионном развитии Урала в рифее [17, 18, 27, 43, 46 и др.].

Однако всем этим исследованиям до настоящего времени, как правило, не предшествует детальный литолого-фациальный анализ осадочных комплексов стратотипа рифея, суммарная мощность которых составляет порядка 70–80% от мощности всего разреза. Это приводит подчас к довольно произвольному выделению конкретных формаций [2, 27, 45 и др.] и их группировке в вертикальных рядах и тем самым по существу к неверной интерпретации как условий их формирования, так и всей позднедокембрийской истории региона в целом.

В настоящей статье сделана попытка подойти к проблеме анализа формирования и эволюции осадочных последовательностей стратотипа рифея несколько иначе — через рассмотрение основных черт развития разновозрастных бассейнов осадконакопления на основе использования данных детального литолого-фациального анализа осадочных образований [3, 23, 28–37 и др.]. Это тем более интересно, поскольку позволяет на единой методической основе провести в будущем также сравнительный анализ различных, по тектоническому стилю развития, ри-

фейских бассейнов седиментации Южного Урала и Сибири и выявить их общие и специфические черты эволюции.

Имеющиеся в настоящее время материалы по условиям формирования и вещественному составу верхнедокембрийских образований западного склона Южного Урала [33, 37 и др.] показывают, что в разрезе рифея наблюдается отчетливая смена (снизу вверх) различных по генезису комплексов отложений. Анализ эволюции условий формирования углеродистых отложений [31], экстракварцевых и вулканогенно-осадочных комплексов, пестроцветных терригенных и карбонатных образований с учетом того, что осадочные серии рифея на Южном Урале разделены несогласиями, а базальные их горизонты представлены континентальными образованиями, позволяет предполагать накопление ранне-, средне- и поздне-рифейских отложений в седиментационных бассейнах различных типов.

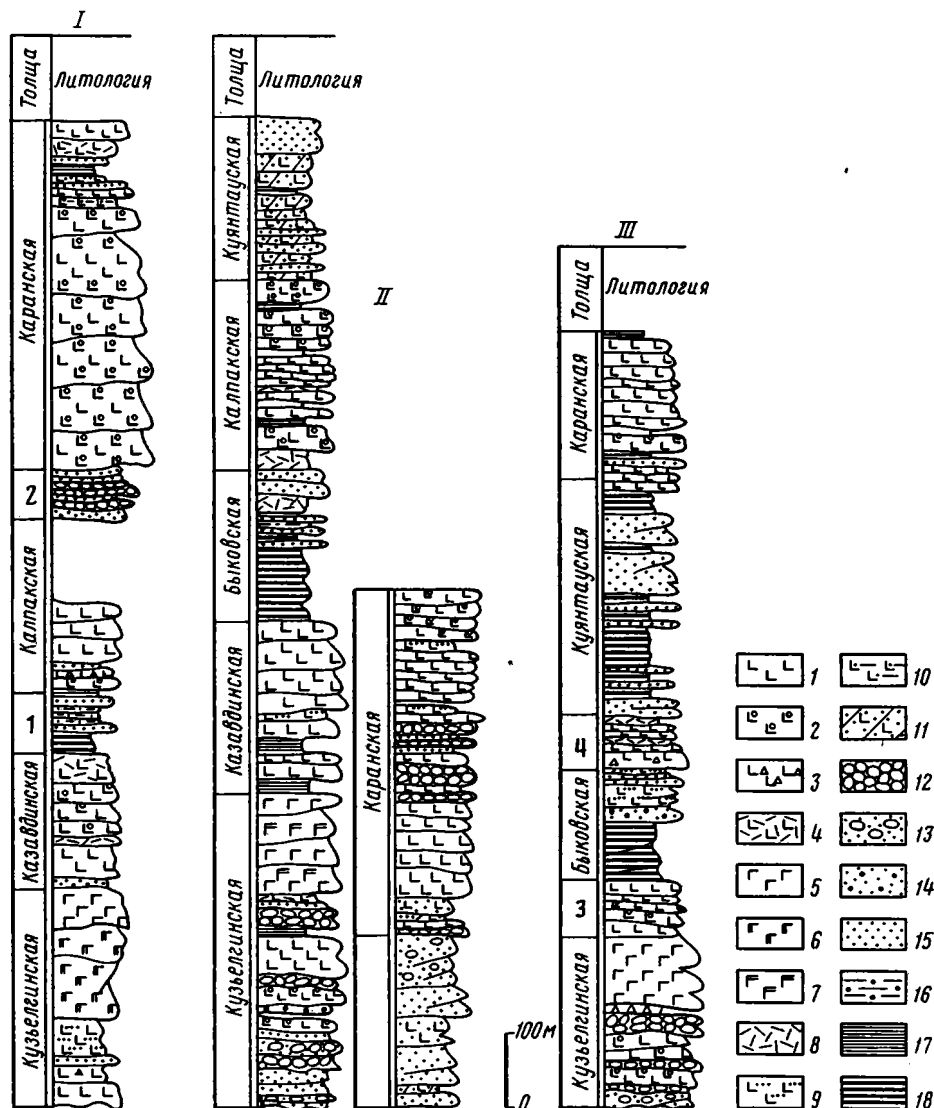
Стратотипический разрез рифея на западном склоне Южного Урала объединяет вулканогенные, терригенные и карбонатные отложения бурзянской, юрматинской и каратауской серий [7, 47, 51 и др.]. Общая их характеристика, детальная стратиграфия и состав неоднократно освещались в литературе [библиографию см. в 33, 37, 51 и др.]. Достаточно хорошо описаны в настоящее время и текстурно-структурные особенности терригенных и карбонатных пород [1, 4, 9, 10, 13, 23, 37, 39, 41, 43, 48, 53 и др.], что вместе с геохимическими данными [11, 26, 33, 35 и др.] позволяет уверенно судить о генезисе тех или иных образований.

Детальный литолого-фациальный анализ рифейских отложений Башкирского мегантиклинория показывает, что они представлены сложной гаммой осадков, накапливавшихся в широком диапазоне обстановок. Основываясь на результатах изучения текстурно-структурных особенностей пород, анализе генетических типов осадков, фаций и их комплексов и с учетом данных о палеоклимате и палеотектонических обстановках накопления осадков в разрезе стратотипа рифея можно выделить ряд крупных комплексов терригенных и карбонатных отложений различного генезиса, понимаемых как совокупность родственных фаций и макрофаций, связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям эволюции бассейнов осадконакопления. Ниже приводится краткая характеристика комплексов и рассмотрены основные черты их вертикального распределения. Реконструкция латеральных взаимоотношений комплексов выполнена пока только для позднего рифея [33]. Создание подобных моделей в целом для рифея представляет задачу ближайшего будущего.

Терригенные отложения представлены пятью крупными литофациальными комплексами.

Комплекс вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных, отложений характерен для навыйско-чудинского уровня айской свиты нижнего рифея и шести нижних подсвит машакской свиты среднего рифея. Он представлен находящимися в весьма сложных взаимоотношениях друг с другом конгломератами, гравелитами и песчаниками с различными типами косой, преимущественно однонаправленной слоистости, пачками переслаивания сланцев, песчаников и алевролитов с трещинами усыхания и знаками ряби, текстурами мелких промоин и ассоциирующими с ними в разрезах основными и кислыми вулканитами со щелочным уклоном (фиг. 1). Формирование этого комплекса происходило в пределах аллювиально-дельтовых и прибрежно-континентальных равнин, подгорно-веерных (по В.И. Попову) систем и открытого побережья. Детальный литолого-фациальный анализ позволяет выделить здесь русловые отложения, осадки приустьевых зон рек, пойменные, периодически пересыхавшие заливно-лагунные, прибрежные галечниковые, пролювиально-дельтальные и др. [37, 43 и др.]. Характерна весьма быстрая смена в разрезах конгломератов тонкозернистыми терригенными осадками или покровами базальтов.

Основные и кислые вулканиды в составе рассматриваемого комплекса ассоциируют главным образом с континентальными фациями [41, 43 и др.]. Ко-



Фиг. 1. Разрезы комплекса вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных отложений (машакский уровень юрматинской серии среднего рифея) [43]

1 – метабазальты; 2 – миндалекаменные метабазальты; 3, 4 – соответственно лавобрекчии и туфы основного состава; 5 – липариты; 6 – трахилипариты; 7 – базокварцевые порфиры; 8 – туфы кислого состава; 9 – туфопесчаники; 10 – туфоалевролиты; 11 – туфоаргиллиты; 12 – конгломераты; 13 – редкогалечниковые конгломераты и гравелиты; 14 – крупно- и грубозернистые песчаники; 15 – мелко- и среднезернистые песчаники; 16 – алевролиты; 17 – аргиллиты; 18 – то же, с повышенным содержанием органического материала. I–III – разрезы (I – хр. Машак; II – хр. Большой Шатак; III – бассейн р. Кухтур). Цифрами на колонках показаны подсвиты (толщи): 1 – быковская; 2 – куянтовская; 3 – казавдинская; 4 – калпакская

личество их от разреза к разрезу заметно варьирует, составляя, например, для машакской свиты в центральной части Башкирского мегантиклинория от 30 до 60% мощности всего разреза [41, 43].

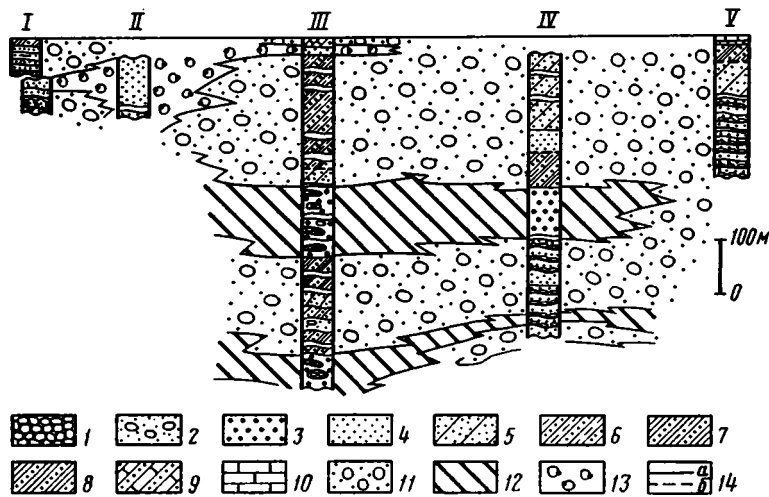
Характерными особенностями эпох формирования данного комплекса являются весьма пестрая палеогеография области накопления осадков, преоблада-

ние континентальных и прибрежно-континентальных отложений и, по-видимому, заметно расчлененный рельеф зон размыва. Рассматриваемые отложения тяготеют к наиболее ранним этапам развития ранне- и среднерифейского бассейнов седиментации и формировались, как показывают исследования последних лет, предположительно в моменты заложения рифтогенных и грабеновых структур. На платформенные обстановки образования вулканитов как айской, так и машакской свит указывает и характер распределения в них РЗЭ [43].

Вместе с тем в раннем и среднем рифее обстановки формирования отложений данного комплекса, по-видимому, несколько различались. Это следует из различия не только мощностей, но и общих условий накопления отложений — в раннем рифее грабеноподобные бассейны закладывались на жестком архей-раннепротерозойском фундаменте, тогда как в начале среднего рифея — на осадочных комплексах бурзяния. Следует также отметить, что в отличие от кайнозойских рифтовых зон, для которых весьма уверенно можно выделить в разрезах две последовательности ассоциаций — тонкозернистых осадков в грубообломочный (собственно тафрогенный) комплекс, в разрезах стратотипа рифея подобной последовательности не наблюдается. Это, на наш взгляд, не позволяет, несмотря на комплекс петро- и геохимических данных, проводить прямые аналогии между структурами, формировавшимися на территории современного Башкирского мегантиклинория в начале раннего и среднего рифея и кайнозойскими эпиплатформенными рифтовыми зонами [43].

Комплекс терригенных, преимущественно аллювиальных и аллювиально-дельтовых осадков приурочен к основанию каратауской серии верхнего рифея. Он складывается средне- и крупнозернистыми аркозовыми, граувакково-аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов и гравелитов (фиг. 2). Рассматриваемый комплекс формировался в условиях относительно вялого тектонического режима в области сноса и компенсированного дифференцированного прогибания дна бассейна [1, 29, 33]. В его составе распознается пестрый набор фаций — русловых, пойменных, междурусловых, эфемерных водоемов, приустьевого подвижного мелководья и др. Значительная площадь распространения отложений, пестрота фаций и ряд специфических текстурно-структурных особенностей пород [33] указывают на то, что мы имеем дело с крупным комплексом отложений приустьевой части разветвленной (много русловой) речной системы. Появление данного комплекса в основании верхнего рифея указывает на отчетливо проявленную на рубеже среднего и верхнего рифея крупную регрессивную фазу, значительное (если не полное) сокращение площади морского бассейна и позволяет предполагать заметную перестройку общего стиля седиментации в начале позднего рифея. Формирование осадков рассматриваемого комплекса происходило за счет мобилизации незначительно измененного обломочного материала, сносившегося с обширных участков умеренно и слабо расчлененных водосборов, сложенных осадочно-метаморфическими, кистыми магматическими и, в меньшей степени, основными породами [1, 19, 40 и др.]. Данные литолого-геохимических исследований указывают на преобладание во время накопления отложений семиаридного или близкого к нему климата [11, 35].

Комплекс терригенных отложений сверхмелководного генезиса также объединяет весьма пестрый спектр осадков, формировавшихся в условиях периодического или очень частого осушения [34]. Это песчаные и песчано-алевритоглинистые отложения открытого и полуизолированного, сильно изрезанного побережья и периодически осушавшихся заливов и лагун, а также прибрежно-континентальные отложения, тесно связанные с аллювиально-дельтовыми образованиями, осадки сублиторальных подвижных и сильно подвижных зон морского прибрежного мелководья. Наиболее характерные текстурные особенности отложений данного комплекса — многочисленные и разнообразные по форме знаки ряби с наложенными на них трещинами усыхания, волнистая и косоволнистая слоистость мигри-



Фиг. 2. Субмеридиональный разрез комплекса терригенных, преимущественно континентальных (аллювиальных и аллювиально-дельтовых) отложений (бирьянский уровень каратауской серии верхнего рифея). Фациальная основа по [33]

1–10 – литологические типы пород: 1 – конгломераты, 2 – редкогалеchnиковые конгломераты, 3 – песчаники крупно- и среднезернистые, 4 – мелкозернистые песчаники, 5 – крупнозернистые алевролиты, 6 – переслаивание алевролитов и песчаников, 7 – переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и песчаников мелкозернистых, 8 – чередование глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников, 9 – чередование терригенных и карбонатных пород, 10 – известняки; 11–13 – комплексы отложений различного генезиса (11 – терригенных, преимущественно континентальных, аллювиальных и аллювиально-дельтовых, 12 – терригенных, сверхмелководного генезиса, 13 – мелководно-морских терригенных); 14 – характер контактов (а – резкие, б – постепенные). I–V – разрезы (I – р. Куша, II – р. Большой Нутуш, III – р. Малый Инзер у дер. Кумбино, IV – р. Юрюзань ниже дер. Екатериновки, V – р. Сатка у с. Пороги)

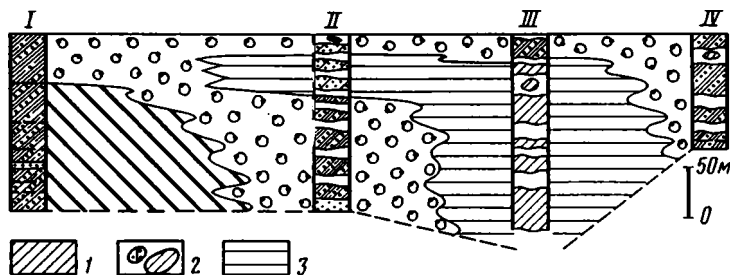
рующей ряби, текстуры заполнения промоин, псевдоморфозы по галиту, мелко- и среднemasштабная косая разнонаправленная, часто взаимосрезающаяся слоистость, текстуры реактивации, линзовидно-косая и флазерная слоистость и т. п.

В большинстве изученных разрезов в ассоциации с рассматриваемым комплексом не наблюдаются отложения – индикаторы береговой линии и несомненно континентальные образования, что указывает на формирование осадков данного комплекса в плоских исключительно мелководных водоемах с непостоянными по положению в пространстве периодически пересыхавшими участками, отмелями, подводными банками и т. п. (фиг. 3). Небольшие по амплитуде колебания уровня воды вызывали в подобных условиях значительные изменения в пространственном положении тех или иных зон.

В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория сверхмелководные терригенные отложения известны практически на всех терригенных уровнях [34]. Наиболее широко распространены они в среднем рифее.

Комплекс мелководно-морских терригенных отложений объединяет разнообразные по гранулометрии песчаники с разномасштабной одно- и разнонаправленной слоистостью, пакки чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с различными типами пологоволнистого переслаивания без признаков периодического осушения осадков. По особенностям состава осадков и общему характеру их соподчиненности в разрезах можно выделить ряд разновидностей отложений данного комплекса.

К первой из них относятся толщи неравномерного чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев или песчаников и алевролитов кварцевого и полевошпат-кварцевого состава с глауконитом. Формирование рассматриваемых



Фиг. 3. Субмеридиональный профиль отложений нугушского уровня верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, демонстрирующий соотношение терригенных свехмелководных, мелководно-морских и морских (удаленных от побережья) комплексов

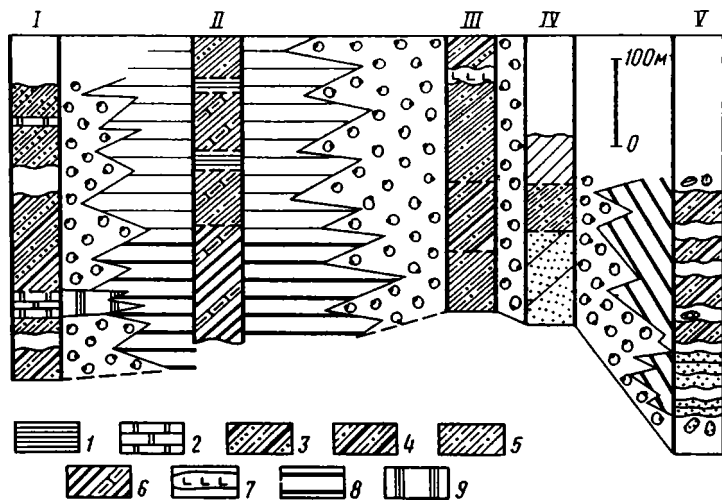
1 – алевролиты мелкозернистые; 2 – состав пород на закрытых интервалах; 3 – комплекс морских, удаленных от побережья, терригенных осадков. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2. I – р. Куша, II – р. Малый Инзер у дер. Кумбино, III – р. Юрюзань выше дер. Екатериновки, IV – р. Сатка у с. Пороги)

отложений происходило в условиях относительно стабильной тектонической обстановки в различных по гидродинамике зонах морского мелководья [30]. Известно, что массовое появление в осадках глауконита – следствие климатического оптимума, низкого стояния континента и обширных трансгрессий [38 и др.]. Таким образом, можно считать, что широкое развитие отложений подобного типа на инзерском уровне верхнего рифея характеризует появление на рассматриваемой территории крупного шельфового морского бассейна.

Вторая разновидность мелководно-морских отложений представлена близкими по характеру к описанным выше пачкам пологоволнистого чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, не содержащими, однако, в своем составе глауконита. Они наблюдаются в ряде разрезов нижнего и среднего рифея (фиг. 4) и могли, по-видимому, формироваться в менее крупных, нежели позднерифейские, бассейнах, где обстановки для появления глауконита были в целом неблагоприятными.

Третья разновидность осадков данного комплекса представлена пачками и толщами переслаивания алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев (УГС) с подчиненными прослоями песчаников (см. фиг. 4). Отложения этого типа можно видеть в разрезах авзянской, зигазино-комаровской, юшинской и большеинзерской свит и на ряде других уровней нижнего и среднего рифея [31]. По своим текстурным особенностям песчаники и алевролиты аналогичны песчаникам и алевролитам вышеописанных разновидностей (тонкая горизонтальная, мелкая косая и косоволнистая слоистость, знаки ряби, отсутствие трещин усыхания и т. д.), т. е. гидродинамические обстановки их формирования были весьма сходными и варьировали только, вероятно, климатические характеристики эпох осадконакопления.

Последняя, четвертая, разновидность мелководно-морских терригенных осадков объединяет довольно мощные и монотонные пачки песчаников и (или) алевролитов, наблюдающиеся в разрезах лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, зигальгинской, юшинской и машакской свит. На двух последних уровнях это преимущественно серые и зеленовато-серые песчаники с тонкими прослоями алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев (УГС). Изредка среди них наблюдаются пачки чередования алевролитов, песчаников и сланцев. Наиболее часто встречающиеся текстуры – рябь волнения, интерференционная рябь, сложная слоистость с чередованием косых и горизонтально- или волнисто-слоистых серий, мелкая мульдвидная слоистость, гигантская рябь и т. п. В разрезах зигальгинской свиты и лемезинской подсвиты осадки описываемой разновидности имеют ряд специфических черт – зрелый минеральный состав, умеренную и хорошую



Фиг. 4. Субмеридиональный профиль отложений малоинзерского уровня авзянской свиты среднего рифея, где можно видеть пространственные взаимоотношения сверхмелководных, мелководно-морских (несколько обогащенных ОБ) и тонкозернистых терригенных образований, формировавшихся в удаленных от берега зонах бассейна

1–7 – литологические типы пород (1 – аргиллиты, глинистые сланцы, 2 – доломиты, 3 – чередование УГС, алевролитов и мелкозернистых песчаников, 4 – переслаивание алевролитов и УГС, 5 – чередование алевролитов мелко- и крупнозернистых, 6 – УГС с тонкими редкими прослоями глинистых известняков, 7 – дайки габбро-диабазов); 8, 9 – комплексы отложений различного генезиса (8 – морских тонкозернистых терригенных осадков с ОБ, 9 – морских карбонатных). Остальные условные обозначения см. на фиг. 2 и 3. I–V – разрезы (I – р. Куша, II – Зигазино-Комаровский район, III – р. Катав выше г. Катав-Ивановска, IV – р. Юрюзань у устья р. Буланки, V – руч. Малый Багруш)

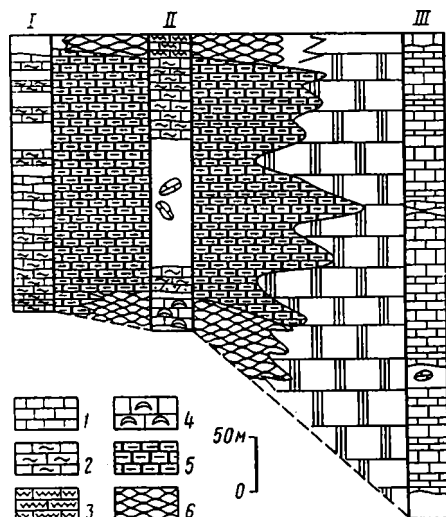
сортировку и окатанность кластики, присутствие в каркасе полициклического кварца и высокую степень зрелости минералов тяжелой фракции. Все это указывает, как известно [15, 22, 44], на образование рассматриваемых отложений за счет материала, претерпевшего интенсивное химическое выветривание в условиях гумидного климата на континенте, а также многократные переотложения и перемыв в бассейне седиментации и позволяет предполагать, что в эпохи накопления экстракварцевых песков тектонический режим рассматриваемого региона характеризовался значительной стабильностью.

Комплекс морских (удаленных от побережья) терригенных отложений представлен в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория двумя разновидностями. К первой относятся тонкозернистые терригенные осадки – глинистые и алевроито-глинистые сланцы, аргиллиты, мелкозернистые глинистые алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью или массивным обликом (см. фиг. 3 и 4). В разрезах верхнего рифея это преимущественно зелено- и сероцветные образования, в разрезах нижнего и среднего рифея – темноцветные, обогащенные ОБ, слабоуглеродистые УГС (верхняя часть айской свиты, макаровская подсвита бакальской свиты, отдельные пакки в составе большеинзерской, зигазино-комаровской и авзянской свит). Характерная для рассматриваемого типа отложений ассоциация – терригенные пакки переслаивания, а также карбонатные хемогенные и фитогенные образования мелководно-морского генезиса.

Вторая разновидность отложений данного комплекса – пакеты и пакки массивных, бестекстурных песчаников с бимодальной структурой, переслоенные с темноцветными глинистыми сланцами. Они формировались предположительно из гравитационных (массовых) потоков и характерны для нижней и средней частей большеинзерской свиты нижнего рифея [32]. Вверх по разрезу эти образования сме-

Фиг. 5. Субширотный профиль отложений катавского уровня верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, показывающий взаимоотношения фитогенных и хемотропных мелководно-морских и морских карбонатных образований

1-4 - литологические типы пород (1 - известняки, 2 - глинистые известняки и мергели, 3 - струйчатые водорослево-слоистые известняки, 4 - строматолитовые известняки); 5, 6 - комплексы отложений различного генезиса (5 - карбонатных мелководно-морского генезиса, преимущественно пестроцветных, 6 - мелководно-морских карбонатных, преимущественно фитогенных). Остальные условные обозначения см. на фиг. 2-4. I-III - разрезы (I - р. Зилим у дер. Толпарово, II - р. Большой Инзер (по данным В.А. Филиппова), III - р. Тирлян (по материалам А.З. Сюндюкова)

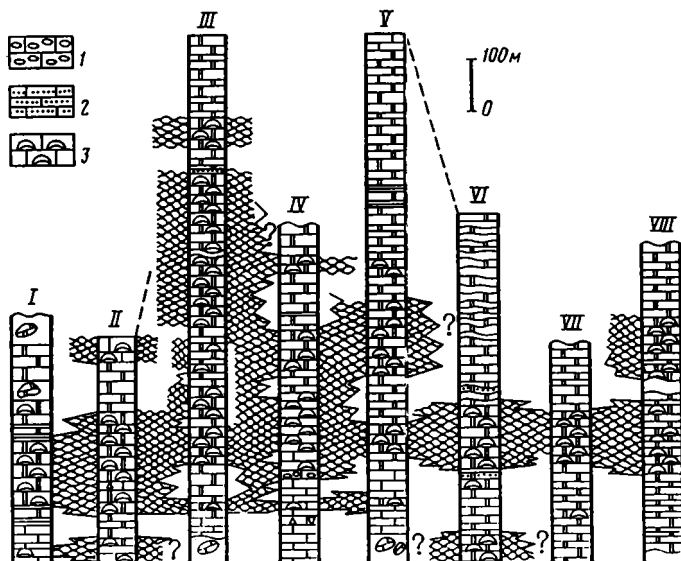


наются преимущественно мелководными терригенно-карбонатными отложениями [34].

Карбонатные отложения стратотипа рифея, как показывают выполненные нами исследования, также представлены рядом специфических, хорошо ограниченных друг от друга, комплексов отложений различного генезиса.

Комплекс сверхмелководных (прибрежно-морских) карбонатных отложений представлен известняками с горизонтальной, косой и косоволнистой, линзовидно-косой и флазерной слоистостью, трещинами усыхания и значительной примесью терригенного материала пелитовой и алевроитовой размерностей. Пачки карбонатов подобного облика встречаются в ряде разрезов миньярской и авзянской свит. На нижесаткинской и нижнеавзянской уровнях к данному комплексу можно отнести толщи среднеплитчатых доломитов с многочисленными, следующими друг за другом через 0,5-1,5 м по мощности прослоями плоскообломочных брекчий и пачки чередования глинистых сланцев или мелкозернистых алевролитов и доломитов (известняков), содержащие прослои плоскообломочных карбонатных брекчий. К этому же комплексу принадлежат, по-видимому, доломиты с терригенной примесью из верхней части саткинской свиты, вскрытые, по данным Ю.С. Глызина и др. (1977 г.), скважинами на Саткинском рудном поле. Так же как и в случае терригенных сверхмелководных образований, зоны накопления описываемых отложений представляли собой сложную систему отелей, банок, островов и окружавших их плоских крайне мелководных депрессий. В разрезах отложения данного комплекса тесно взаимосвязаны с глинисто-карбонатными и карбонатными осадками мелководных и открытых частей бассейна.

Комплекс карбонатных осадков мелководно-морского генезиса представлен двумя разновидностями. К первой относятся пестроцветные тонкослоистые глинистые известняки и мергели (иногда с прослоями вишнево-красных глинистых сланцев). Текстуальные особенности пород указывают на преимущественно мелководные, в различной степени подвижные обстановки накопления осадков - наряду с горизонтально-слоистыми разновидностями здесь наблюдаются известняки и мергели с косоволнистой и мелкой косой слоистостью, прослои плоскообломочных карбонатных брекчий [33]. Имеющиеся в литературе указания на наличие в ассоциации с описываемыми породами мергелей с псевдоморфозами по галиту [19, 42 и др.] позволяют предполагать, что отдельные участки бассейна временами могли представлять собой небольшие пересыхавшие водоемы. Формирование рассматриваемых отложений происходило в условиях относительно стабильного



Фиг. 6. Типовые разрезы миньярского уровня верхнего рифея, представленные хемогенными и фитогенными морскими и мелководно-морскими карбонатными отложениями

1 — известняки с микрофитолитами; 2 — строматолитовые доломиты; 3 — доломиты с терригенной примесью. Остальные обозначения см. на фиг. 2—5. I—VIII — разрезы (I — разезд Бьянка, II — район д. Минка (по данным Е.М. Хабарова), III — ст. Вязовая, IV — пруд в г. Юрюзань, V — р. Большой Инзер (по материалам Э.З. Гареева), VI — руч. Кужай, VII — руч. Кальтягау, VIII — руч. Бутунды)

тектонического режима. В разрезе стратотипа рифея они характерны только для средней части каратауской серии — катавский уровень (фиг. 5). Литолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что накопление отложений этого типа происходило в обстановке близкого к аридному климата [35] и несколько опресненного бассейна [26]. Изучение латеральных и вертикальных переходов рассматриваемых отложений показывает их взаимосвязь, с одной стороны, с мелководно-морскими терригенными образованиями, а с другой — с собственно морскими карбонатными осадками.

Ко второй разновидности мелководных карбонатных отложений относятся известняки с различными типами ряби, косоволнистой, волнистой и мелкой косою слоистости, наблюдающиеся в ряде разрезов авзянской свиты и подинзерских слоев.

Для нескольких уровней стратотипического разреза рифея характерно широкое развитие строматолитовых (и микрофолитовых) карбонатных образований [24, 25, 36, 51 и др.], которые могут быть отнесены к комплексу мелководно-морских карбонатных, преимущественно фитогенных, осадков. Этот комплекс представлен известняками, доломитистыми известняками и доломитами с пластовыми, желваковыми и столбчатыми строматолитами и находящимися в тесной взаимосвязи с ними хемогенными и обломочными разностями карбонатных пород. Наиболее широко данный комплекс отложений развит в разрезах каратауской серии, где на миньярском и подинзерском уровнях можно видеть толщи строматолитовых карбонатов общей мощностью 150—300 м (фиг. 6). В юрматинской серии строматолитосодержащие карбонаты характерны для некоторых пачек авзянской свиты, а в разрезах нижнего рифея они наблюдаются в основном в верхней части нижнекусинской подсвиты саткинской свиты и ряде пачек бакальской свиты [24, 25, 51 и др.]. Однако по сравнению с верхним рифеем на более низких уровнях стратотипа строматолитовые разности пород слагают не

более 5—10% от мощности карбонатных пачек и толщ и имеют скорее корреляционное значение, нежели указывают на устойчиво существовавшие специфические обстановки накопления осадков. В связи с этим мы вполне можем считать, что данный комплекс отложений характерен в стратотипическом разрезе только для каратавия.

Верхнерифейские фитогенные карбонатные отложения условно можно разделить на две разновидности. К первой из них относятся фитогенные карбонатные образования верхней части катавской свиты, так называемые водорослево-слоистые известняки со структурами типа *Malginella*, формировавшиеся в пределах обширных полей развития водорослевых ковров-матов. Вторая разновидность представлена известняками и доломитами со столбчатыми и желваково-столбчатыми строматолитами, слагающими в разрезах миньярской и катавской свит и подинзерских слоев различные по размеру караваеподобные или линзовидные биогермы среди плитчатых хемогенных разностей [24, 25, 33]. По данным, приведенным в работе [54], можно предположить, что в миньярское время область максимального развития строматолитовых доломитов, тяготевшая к западным и северо-западным районам современного Башкирского мегантиклинория, представляла собой окраину мелководного шельфа. Литолого-геохимические реконструкции указывают на преимущественно мелководно-морской генезис фитолиловых образований в разрезах верхнего рифея [19, 26, 35].

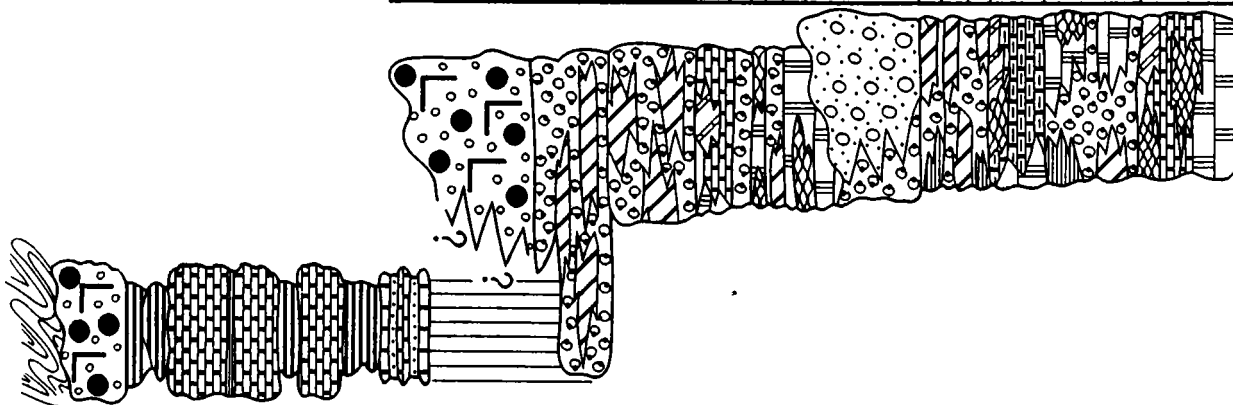
Комплекс морских карбонатных осадков объединяет известняки и доломиты, накапливавшиеся в наиболее удаленных от побережья, открытых участках бассейна и характеризующиеся тонкой горизонтальной слоистостью или массивным обликом и отсутствием терригенной примеси. Изучение особенностей распределения стронция в карбонатных породах рифея Южного Урала [4] показало, что собственно седиментационные доломиты, формировавшиеся за счет интенсивного испарения воды, в разрезах стратотипа, по-видимому, отсутствуют, а большинство пачек и толщ доломитов образовалось за счет диа- и катагенетического замещения кальцита в морских или опресненных обстановках. Однако то обстоятельство, что в процессах доломитизации исходных кальцитовых осадков сохранялось (наследовалось) большинство первичных осадочных текстур [4], позволяет считать и мощные толщ доломитов, наряду с известняками, образованиями исходно открытых участков бассейна. В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория отложения рассматриваемого комплекса наблюдаются на саткинском, в верхней части авзянского, катавском, подинзерском и в верхней части миньярского уровнях.

Анализ вертикальной последовательности описанных выше комплексов (фиг. 7) позволяет наметить основные черты развития рифейских бассейнов седиментации на западном склоне Южного Урала.

В истории развития раннерифейского бассейна можно видеть рифтоподобную, депрессионную и шельфовую стадии. На первой из них формировался комплекс вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных отложений, характерный для трех нижних подсвит айской свиты. Совмещение в пространстве различных, часто контрастных, фациальных зон, неравномерное опускание фундамента и как следствие — значительные колебания мощности и состава отложений от разреза к разрезу, ассоциация трахибазальтов и грубообломочных терригенных осадков, частые перестройки структурного плана, фиксируемые пластами конгломератов и поверхностями локальных размывов, "точечный" характер источников сноса и короткие пути миграции кластики — все это характеризует начало айского времени как эпоху быстрого и неравномерного прогибания дна бассейна и заложения бассейнов, напоминавших по своему типу небольшие грабены с быстрым накоплением большого объема обломочного и вулканогенного материала.

Конец айского времени (соответствующий времени накопления отложений кисеганской и сунгурской подсвит) был ознаменован формированием принци-

Средний рифей										Верхний рифей							Фитема
Машакская		Зигальгин- ская	Зигазино- комаров- ская		Авзянская					Зильмердакская			Ка- тав- ская	Инзер- ская	Миньяр- ская	Свита	
Кузельгинско- каранский уровень	9		10	11	12	13	14	15	16	17	Бирьянская			18	19	20	Подсвита



1	2	3	4	5	6	7	8	Подсвита
Айская		Саткинская			Бакаль- ская		Свита	
Нижний рифей								Фитема



пильно иного по генезису комплекса отложений. В южном обрамлении Тараташского массива на песчано-конгломератовых толщах чудинской подсвиты айской свиты после небольшой переходной пачки залегает 700–800-метровая толща углеродисто-глинистых, тонко-, горизонтально-слоистых сланцев с редкими прослоями алевролитов. Слоистость в них распознается с трудом, будучи только иногда подчеркнутой тонким, миллиметровым чередованием серых и темно-серых слоев. Особенности состава и текстурно-структурные характеристики отложений кисеганско-сунгурского уровня позволяют рассматривать их как собственно морские образования [31, 37], формировавшиеся в открытых, удаленных от берега, обстановках при существенном дефиците кислорода в придонных слоях, т. е. как своеобразные отложения — индикаторы котловинных обстановок. Саткинско-бакальское время — это эпоха длительного заполнения осадками и формирования мелководного морского бассейна, осложненного системой конседиментационных прогибов и поднятий. Об относительно небольших размерах этого бассейна свидетельствуют данные о неоднократной смене направлений привноса кластики как для северо-восточных районов мегантиклинория, так и для центральной его части [10, 23, 37, 48]. Весьма показательно в этом отношении и присутствие терригенной примеси в доломитах верхней части саткинской свиты, а также наличие литоральных фаций среди отложений бакальской свиты [23]. Слабоуглеродистые тонкозернистые терригенные осадки нижней части бакальской свиты накапливались, вероятно, в локальных депрессиях шельфа.

На границе раннего и среднего рифея произошла перестройка структурного плана рассматриваемой территории. На это указывают несогласное (с размывом) залегание машакской свиты юрматиния на подстилающих отложениях нижнего рифея в центральной части мегантиклинория и срезание песчаниками вышележащей зигальгинской свиты терригенных и карбонатных пачек бакальской свиты на северо-востоке Башкирского поднятия. Так же как и в раннем рифее, развитие среднерифейского бассейна началось с формирования мощного комплекса вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных отложений. Исследования последних лет, как уже отмечалось выше, показывают, что вулканогенные породы машакской свиты образуют бимодальную липарит-базальтовую ассоциацию повышенной щелочности, близкую, по данным ряда исследователей по петро- и геохимическим особенностям к рифтовым ассоциациям щелевого типа [8, 17, 18, 27, 41, 43]. В разрезах машакской свиты в центральных районах мегантиклинория можно видеть многократное переслаивание базальтов, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, присутствие прослоев и линз конгломератов и относительно мало-мощных, но выдержанных по простиранию пачек углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов. Начало машакского времени отвечает, по-видимому, заложению на осадочных образованиях нижнего рифея системы рифтоподобных прогибов и впадин и соответствует, как и начало айского времени, рифтоподобной

Фиг. 7. Вертикальная последовательность комплексов отложений различного генезиса в стратотипическом разрезе рифея Башкирского мегантиклинория

1 — сильнодислоцированные и метаморфизованные архей-нижнепротерозойские образования Тараташского массива; 2–4 — комплексы отложений различного генезиса (2 — вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных образований, 3 — карбонатных сверхмелководных, 4 — мелководно-морских карбонатных). Остальные условные обозначения см. на фиг. 2–6. Цифрами на колонках показаны подсвиты: 1 — навышская, липовская и чудинская; 2 — кисеганская и сунгурская; 3 — нижнекусинская; 4 — верхнекусинская; 5 — половинкинская; 6 — нижне- и верхнесаткинская; 7 — макаровская; 8 — верхнебакальская; 9 — шакитарская и ямантауская; 10 — серегинская; 11 — амбарская; 12 — туканская; 13 — катаскинская; 14 — малоинзерская; 15 — ушаковская; 16 — куткурская; 17 — реветская; 18 — нугушская; 19 — лемезинская; 20 — бедерышинская

стадии развития среднерифейского бассейна седиментации. Формирование мощного комплекса континентальных и прибрежно-континентальных осадков в начале среднего рифея, наряду со структурной перестройкой территории на рубеже раннего и среднего рифея, указывает также на заметное изменение общего стиля развития бассейна.

Основным источником обломочного материала в машакское время являлись подстилающие отложения нижнего рифея, а также собственно машакские вулканы, обломки которых присутствуют среди галек конгломератов [43, 49]. Как показывает изучение косой слоистости, обломочный материал поступал в основном с запада. Перестройка на рубеже раннего и среднего рифея привела, по-видимому, не только к изменению типа бассейна, но и к появлению в разрезе юрматинской серии весьма своеобразного комплекса отложений. В отличие от раннерифейского бассейна в среднем рифее после формирования комплекса вулканотерригенных отложений наступил длительный период, который может быть назван эпохой вялой трансгрессии и соответствует концу машакского, зигальгинскому и зигазино-комаровскому времени [34]. Тектурно-структурные особенности песчаников и алевролитов верхней части машакской и зигальгинской свит свидетельствуют о преобладании в бассейне сложных сочетаний сверхмелководных и мелководных обстановок и накоплении пестрого комплекса осадков зон течений и волнений, отложений баров и кос и периодически пересыхавшего мелководья. Спорадически на этом фоне создавались условия для накопления в сверхмелководных обстановках глинисто-алевролитовых и алевритовых осадков, обогащенных органическим веществом.

В целом формирование отложений данного уровня происходило при относительно стабильной тектонической обстановке и было связано с размывом продуктов интенсивного химического выветривания, происходившего в условиях гумидного климата. Если обратиться к анализу обстановок осадконакопления в разрезах вышележащей, зигазино-комаровской свиты, то увидим здесь сложно построенные терригенные толщи, в той или иной степени обогащенные органическим веществом, в составе которых присутствуют как мелководные, так и сверхмелководные образования [34]. Распределение их по площади весьма прихотливо и в целом бассейн осадконакопления представлял собой, по-видимому, сложную мозаику периодически пересыхавших и мелководно-морских зон, положение которых в пространстве не оставалось постоянным. Таким образом, и зигазино-комаровский уровень так же, как и зигальгинский, является продолжением эпохи замедленной, "вялой" трансгрессии бассейна на пенепленизированную сушу. Область седиментации почти на всем протяжении представляла в отличие от раннего рифея крайне мелководный бассейн с архипелагами низменных плоских островов, банок, отмелей и поднятий и характеризовалась сложными конфигурациями и взаимоотношениями прибрежных сверхмелководных и мелководных участков акватории. Типичные мелководно-морские отложения появляются в разрезе среднего рифея только в средней части авзянского уровня. Это терригенные пачки и толщи переслаивания, строматолитовые и хемогенные карбонаты. Однако в разрезах катаксинской подсвиты авзянской свиты еще сохраняются признаки относительной мелководности осадков — многочисленные прослои плоскообломочных карбонатных брекчий в составе пачек переслаивания известняков, алевролитов и глинистых сланцев. Только начиная с ушаковского уровня мы можем предполагать формирование хорошо выраженного мелководно-морского бассейна. Третьей (шельфовой) стадии развития среднерифейского бассейна осадконакопления на западном склоне Южного Урала соответствуют, таким образом, терригенные и карбонатные отложения ушаковской, куткурской и реветской подсвит авзянской свиты, завершающие разрез юрматиния.

Граница среднего и верхнего рифея проявлена на рассматриваемой территории не менее отчетливо, чем между бурзянием и юрматинием. Она маркируется появлением выше мелководных и собственно морских шельфовых образований верх-

ней части авзянской свиты мощной ассоциации континентальных и прибрежно-морских обломочных пород бирьянского уровня.

Верхнерифейские отложения западного склона Южного Урала, так же как ранне- и среднерифейские, представлены пестрым комплексом осадков — континентальными, прибрежными, сверхмелководными, мелководно-морскими и собственно морскими [33]. Однако общий их облик заметно отличается от ранне- и среднерифейских образований. Для разрезов верхнего рифея характерны пестроцветные отложения (зильмердакский, катавский, инзерский уровни), широкое развитие получают глауконитсодержащие осадки и разнообразные, преимущественно сублиторальные строматолитовые образования. В то же время отсутствуют осадки, обогащенные органическим материалом, и, что особенно важно, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Нет сомнений, что это связано не только с изменением климатических параметров, но и с трансформацией самого бассейна осадконакопления.

Ранее нами был выполнен детальный литолого-фациальный анализ верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория, описаны фации и фациальные комплексы, выявлены закономерности распределения их в разрезах, составлены схематические палеогеографические карты и предложена модель развития позднерифейского бассейна седиментации [29, 30, 33 и др.]. Не рассматривая подробно полученные результаты, остановимся только на основных чертах развития бассейна.

На первой стадии его развития, в бирьянское и нугушское время, на западном фланге бассейна в обстановке дифференцированного компенсированного прогибания формировались мощные аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения. По сравнению с концом среднего рифея площадь зон мелководно-морской седиментации значительно сократилась. Граница между континентальными и прибрежными ландшафтами проходила в бирьянское время, по-видимому, несколько западнее меридиана пос. Инзер [29]. Столь резкое сокращение акватории морского бассейна несомненно было вызвано интенсивными подвижками восточных флангов Русской платформы и, вероятно, некоторым подъемом ее края. Позднее, в конце зильмердакского времени, по-видимому, достаточно быстро начинается трансгрессия, распространявшаяся с востока на запад и приведшая к появлению в катавском веке на данной территории обширного, хорошо аэрируемого мелководного бассейна. Таким образом, примерно в середине зильмердакского времени регрессивная тенденция развития сменилась трансгрессивной. Максимум формирования мелководно-морских отложений пришелся на середину позднего рифея, тогда как в конце миньярского времени накапливались преимущественно морские отложения [33]. Необходимо отметить, что присутствие в разрезах верхнего рифея стратотипа глауконит-кварцевых осадков и широкое развитие в верхней части миньярской свиты хемогенных карбонатов без признаков обогащения терригенным материалом свидетельствуют о значительных размерах бассейна.

* *
*

Таким образом, в развитии раннерифейского бассейна намечаются три стадии. Первая, рифтоподобная, с сильно расчлененным рельефом в области сноса, контрастными разрезами и формированием вулканогенно-осадочной ассоциации преимущественно континентального генезиса характерна только для начала айского времени. В последующем бассейн прошел котловинную и шельфовую стадии. Формирование среднерифейского бассейна, так же как и раннерифейского, началось с накопления мощного вулканогенно-терригенного комплекса отложений континентального и прибрежного генезиса. Впоследствии имели место вялая замедленная трансгрессия на сильно сглаженную сушу и формирование сложного комплекса терригенных мелководных и сверхмелководных отложений. Собствен-

но шельфовая стадия развития бассейна в среднем рифее проявлена (как в раннем и позднем) не столь отчетливо и соответствует концу авзянского времени. В начале позднего рифея произошло обширное сокращение площади морского бассейна и накопление в бирьянское время мощного комплекса аллювиально-дельтовых образований, сменившихся позднее ассоциацией мелководных и сверхмелководных отложений и, уже в середине позднего рифея, — собственно шельфовыми осадками. Рифтоподобная стадия в отличие от более ранних этапов в позднем рифее не проявлена. В то же время наблюдается резкая смена по сравнению с ниже- и среднерифейским уровнем всей последовательности и типа отложений. По положению в разрезе комплексов отложений различного генезиса и их специфическим особенностям разрез каратауской серии (как *S. stricto*, так, особенно *S. lato*, вместе с укской свитой) весьма напоминает сибирские разрезы рифея платформенного и перикратонного (миogeосинклинального) типов. Повидимому, позднерифейский этап развития западного склона Южного Урала характеризовался переходом от рифтогенно-депрессийного режима к плитному.

Анализ распределения в разрезах стратотипа рифея комплексов отложений различного генезиса и сравнение их вертикальной последовательности в бурзянской, юрматинской и каратауской сериях позволяют поставить под сомнение и устоявшиеся в литературе представления о подобии строения всех трех серий [14, 16, 21 и др.]¹, а следовательно, и мнение о сходных особенностях формирования осадочных ассоциаций раннего, среднего и позднего рифея. В действительности, как показано выше, развитие бассейнов осадконакопления происходило в специфических для каждого из этих этапов обстановках, что и обусловило появление в разрезе стратотипа рифея заметно различающихся по генезису и последовательности комплексов.

Проведенные исследования ставят вместе с тем и ряд новых вопросов. Во-первых, о латеральных взаимоотношениях комплексов отложений различного генезиса на ниже- и среднерифейском уровнях как в стратотипической местности, так и в сопредельных районах.

Во-вторых о характере перестроек на раннесреднерифейском и средневерхнерифейском рубежах, перестроек именно в стиле развития седиментационных бассейнов. С этим вопросом, не нашедшим пока удовлетворительного решения, также тесно связана и более широкая проблема выбора положения типовых разрезов для анализа основных черт развития разновозрастных бассейнов, так как уже имеющиеся материалы показывают существование заметной фациальной изменчивости отложений тех или иных стратиграфических уровней и, следовательно, наличие довольно пестрой в целом картины распределения комплексов, контрастность которой возрастает к бортам палеобассейнов и снижается в их центральных частях.

Специальной проработки требует также вопрос о палеоклиматических и палеотектонических обстановках накопления охарактеризованных выше комплексов отложений различного генезиса, палеогеографии эпох формирования так называемых грабеновых ассоциаций и в целом всех базальных уровней рифея.

Решение всего комплекса проблем вместе с данными ряда других методов, позволит получить объективную картину развития позднедокембрийских бассейнов осадконакопления на территории современного западного склона Южного Урала и, используя стратотипический разрез рифея как эталон, наметить общие особенности формирования осадочных бассейнов позднего докембрия.

¹Так, например, в работе [16, с. 386] мы встречаем фразу: "Каждая серия представляет собой мегаритм, в основании которого залегают базальные конгломераты и песчаники, постепенно сменяющиеся карбонатными породами к верхним частям мегаритмов", а у В.И. Козлова [21, с. 15] — "Серии начинаются разнородными песчаниками, а заканчиваются глинистыми и карбонатными породами".

1. *Акимов Г.Н.* Косая слоистость в породах зильмердакской свиты Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1966. Вып. 4. С. 10–21.
2. *Аксенов Е.М., Солонцов Л.Ф., Шадрин Л.Ф. и др.* Докембрийские формационные ряды Урала и их минерагения // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. С. 3–8.
3. *Анфимов Л.В.* Карбонатный литогенез и связанное с ним рудообразование в нижнем рифее Бакало-Саткинского района на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1982. С. 77–86.
4. *Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г.* Стронций в карбонатных порогах рифея Южного Урала // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.
5. *Беккер Ю.Р.* Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1976. С. 14–23.
6. *Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
7. *Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И. и др.* Стратотипический разрез рифея // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Рифей и венд. Л.: Наука, 1979. С. 71–85.
8. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
9. *Гарань М.И.* Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.
10. *Гарань М.И.* Западный склон и центральная зона Южного Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114–161.
11. *Гареев Э.З.* Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал) // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. С. 29–36.
12. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. М.: Наука, 1984. 317 с.
13. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.
14. Геология и перспективы нефтегазоносности Южного Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
15. Граувакки // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. 245 с.
16. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.
17. *Иванов С.Н.* О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–27.
18. *Иванов С.Н.* Докембрийская предистория палеозойских геосинклиналей // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 94–96.
19. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
20. *Келлер Б.М.* О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 99–107.
21. *Козлов В.И.* Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1986. С. 6–16.
22. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 63. 204 с.
23. *Крупенин М.Т.* Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986. 18 с.
24. *Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 69. 133 с.
25. *Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // Тр. ГИН АН СССР, 1975. Вып. 274. 243 с.
26. *Крылов Н.С.* Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 99–103.
27. *Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины, Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1985. 38 с.
28. *Маслов А.В.* Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале // Сов. геология. 1985. № 6. С. 74–81.
29. *Маслов А.В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 110–121.
30. *Маслов А.В.* Основные черты палеогеографии инзерского времени (поздний рифей, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 3. С. 26–37.

31. Маслов А.В. Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 101–109.
32. Маслов А.В. Условия образования терригенных отложений большеинзерской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 80–84.
33. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория // Тр. ГИН АН СССР. 1988. Вып. 426. 133 с.
34. Маслов А.В. "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 28–42.
35. Маслов А.В., Гарева Э.З. Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Сов. геология. 1988. № 2. С. 57–66.
36. Маслов А.В., Кулешова Н.П. Литологические особенности нижнерифейских отложений северной части Башкирского мегантиклинория и условия образования строматолитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 61–69.
37. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 230 с.
38. Николаева И.Н. Глауконит как индикатор условий образования древних морских отложений (новый методологический подход) // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 73–79.
39. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во СГУ, 1948. 414 с.
40. Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1960. Вып. 28. С. 31–43.
41. Парначев В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 96–106.
42. Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория (в связи с вопросами их седиментогенеза) // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–46.
43. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.
44. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
45. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
46. Пучков В.Н. Тектоническая природа западного склона Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. С. 3–9.
47. Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 147–153.
48. Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.
49. Ротарь А.Ф. К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов мажарской свиты на Южном Урале // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1976. С. 14–20.
50. Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., Игнатьев С.В. и др. О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 12–26.
51. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.
52. Старостина З.М. Сидеритовая формация западного склона Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 71. 105 с.
53. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
54. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций (юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман). Новосибирск: Наука, 1985. 125 с.
55. Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Избр. труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 590–598.

Институт минералогии УО АН СССР
Минск

Поступила в редакцию
25. IX. 1989

УДК 551.577.11/550.5

© 1991

Недумов Р.И.

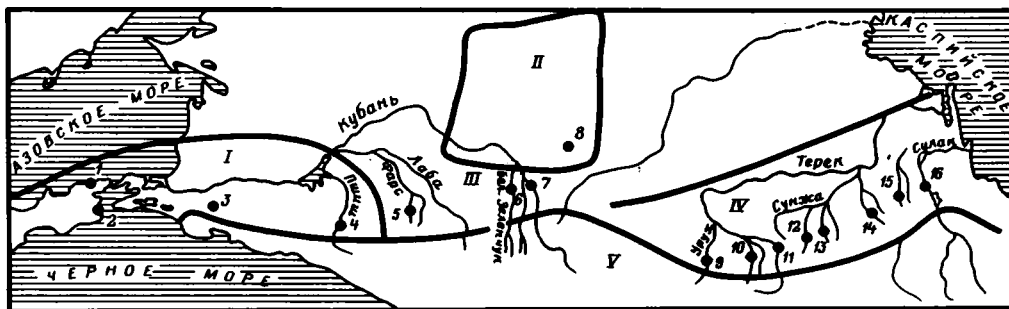
**К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ
ОТЛОЖЕНИЙ С ОБСТАНОВКАМИ СЕДИМЕНТАЦИИ**

На примере среднемиоценовых отложений Предкавказья рассмотрено влияние физико-географических условий осадконакопления на геохимические особенности отложений. Показано, что использование коэффициентов корреляции и построенных на их основе корреляционных диаграмм позволяет выделять типы распределения содержаний химических элементов в осадочных толщах.

Геохимические особенности осадочных пород в значительной мере зависят от физико-географических условий накопления осадков. К этим условиям следует относить состав питающих провинций, интенсивность и преобладание химического или физического выветривания, дальность и формы переноса материала в конечный водоем стока, гидродинамическую активность этого водоема и некоторые другие. Немалую роль играют и постседиментационные преобразования вещества, степень интенсивности которых закладывается уже на стадии седиментации.

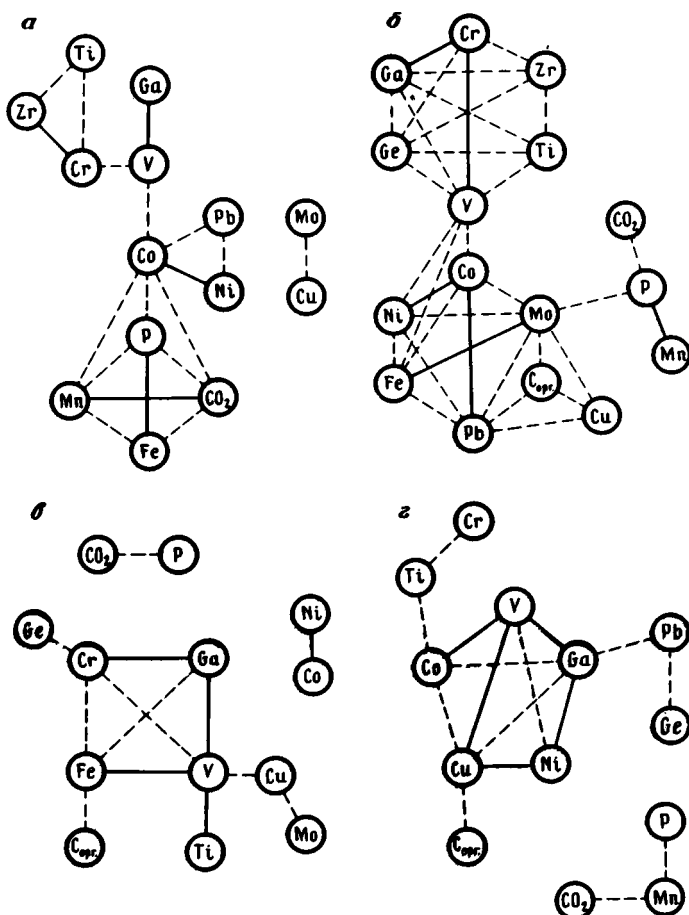
Множественность факторов, влияющих на геохимическое лицо осадочной породы, приводит к высокой вариации конкретных точечных содержаний химических элементов. Поэтому изучение геохимических особенностей как современных осадков, так и древних отложений невозможно без рассмотрения значительных массивов цифровых данных, ибо только их усреднение дает возможность выявить основные тенденции в поведении химических элементов. Применение простейших приемов математической обработки цифрового материала, в частности вычисление коэффициентов корреляции, позволяет более или менее объективно выделять группы химических элементов, характеризующиеся сходным поведением, устанавливать наличие и оценивать силу взаимосвязей между элементами, а в конечном итоге выделять типы распределения химических элементов. Естественно, следует не забывать, что математическая обработка геохимической информации носит формальный характер и использование ее результатов в отрыве от традиционных, литолого-фациальных, палеогеографических, минералогических и т.п. исследований может привести к определенным неточностям.

Объектом исследования для данной работы послужили среднемиоценовые отложения Предкавказья. Среднемиоценовое время является одним из интереснейших моментов в геологической истории Предкавказья, что обусловлено прежде всего тем, что на рубеже майкопа и среднего миоцена юг европейской части СССР был затронут процессами тектономагматической активации, связанной с альпийской складчатостью, которые проявились главным образом по поперечным структурам и следствием которых явились резкие изменения обстановок осадконакопления, а также объемов поступающего в бассейн осадочного материала. Результатом этих движений было воздымание Ставропольского свода, разделившего единый до того времени Предкавказский палеобассейн на три зоны: восточную, центральную и западную, территориально соответствующие



Фиг. 1. Схема расположения разрезов среднемиоценовых отложений

I - Индоло-Кубанский прогиб; II - Ставропольский свод; III - Беломечетский прогиб; IV - Терско-Каспийский прогиб; V - мегантиклинорий Большого Кавказа; 1-16 - разрезы (1 - ур. Малый Камышляк; 2 - Коп-Такил; 3 - Кудако-Киевская площадь; 4 - р. Пиш; 5 - р. Фарс; 6 - р. Большой Зеленчук; 7 - р. Кубань; 8 - гора Брык; 9 - р. Урук; 10 - р. Суадаг-Дон; 11 - балка Буйволиная; 12 - р. Фортанга; 13 - р. Малая Рошня; 14 - р. Элистанжи; 15 - р. Ярык-су, 16 - р. Сулак)



Фиг. 2. Корреляционные диаграммы глин восточной зоны

Разрезы: а - р. Сулак; б - р. Элистанжи; в - балка Буйволиная; г - р. Урук

Восточному, Центральному и Западному Предкавказью. Центральная зона значительно уступает по площади западной и восточной и включает Ставропольский свод, который в течение миоцена испытывал тенденцию к воздыманию, и узкий корытообразный Беломечетский прогиб. Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы являются основными структурными элементами западной и восточной зон (фиг. 1). В течение среднего миоцена они устойчиво погружались.

Следствием различий в тектоническом строении выделенных зон явились различия в массах накопившегося в их пределах осадочного материала, а также в пропорциях поступления вещества из двух главных источников — Русской платформы и Кавказского острова. Следует также отметить, что на формирование литолого-фациальной картины трех зон бассейна большое влияние оказывала среднемиоценовая речная сеть и, в частности, миграция устья крупнейшей реки Русской платформы — Палеодона [9].

Нами было детально изучено около 20 разрезов среднемиоценовых отложений, 16 из которых вошли в литолого-фациальный профиль, пересекающий все три зоны палеобассейна (см. фиг. 1) [10, 11, 16]. На базе фактического материала по профилю и многочисленных литературных данных [1, 2, 4, 5, 7, 12, 17 и др.] дается краткая характеристика осадочных толщ западной, центральной и восточной зон бассейна.

В западной зоне развиты главным образом отложения различных мелководных фаций. Лишь в пределах осевой части Индоло-Кубанского прогиба накапливались отложения фации известково-глинистых осадков относительно глубоководных частей моря. В то же время доля песчаных осадков относительно невелика. В изученных разрезах, которые располагаются в южной части западной зоны, прослои песчаников известны только в разрезах по р. Фарс и в урочище Малый Камышлак, причем в первом случае это следы деятельности реки, выносившей песчаный материал с Кавказского острова, а во втором — прибрежно-морские образования. Песчаники р. Фарс, как правило, плохо отсортированы и содержат значительную долю глинисто-алевритовой примеси. Песчаники Камышлака настолько известковисты, что иногда переходят в песчанистые известняки. Песчаные отложения более развиты в северной части западной зоны, и их доля заметно увеличивается в верхней части карагана и конке. Среди глин преобладают серые глины, характеризующиеся относительно низкими содержаниями $S_{org.}$, высокой карбонатностью и значительной примесью алевропесчаного материала. В целом и глины и песчаники отличаются слабой сортировкой материала. В разрезах западной зоны широко развиты маломощные прослои мшанковых, раковинно-детритовых, реже пелитоморфных известняков и строматолитовых образований. В отложениях западной части профиля отсутствуют протяженные маркирующие горизонты и довольно велика латеральная литолого-фациальная изменчивость. Диагенетические преобразования проявляются слабо, что отражается в незначительном количестве прослоев карбонатных конкреций и в отсутствии макроскопически наблюдаемых сульфидных стяжений.

В центральной зоне бассейна отложения Ставропольского свода достаточно отчетливо отличаются от толщ Беломечетского прогиба. На Ставропольском своде (разрез по горе Брык) преобладают песчаные осадки фаций подвижного и сильноподвижного мелководья. Здесь в условиях мелководья, роста локальных поднятий и при общей тенденции к воздыманию свода отложения неоднократно подвергались размыву и переотложению. В разрезе отмечается максимальное на профиле число размывов и максимальная латеральная изменчивость отложений. В Беломечетском прогибе песчаные породы сконцентрированы в нижней части чокрака. Выше, в верхах чокрака и в карагене, преобладают глины, в меньшей степени алевролиты. Глины в основном серые, т.е. содержат значительную алевритовую примесь и обеднены органическим веществом. Постседиментационные преобразования в разрезах центральной зоны проявились слабо. В раз-

резу по р. Большой Зеленчук известны немногочисленные прослой карбонатных конкреций и редкие мелкие дробевидные сульфидные конкреции, в разрезе по р. Кубань встречены лишь единичные карбонатные конкреции, а на горе Брык ни карбонатных, ни сульфидных конкреций не отмечается.

Литолого-фациальная картина восточной зоны бассейна наиболее интересна. Характерная ее черта — отмечаемое на больших площадях переслаивание отложений фаций алеврито-глинистых осадков относительно глубоководной части моря и песчаных осадков донных течений, т.е. нормальная латеральная фациальная зональность, при которой зернистость отложений закономерно уменьшается от побережья к осевой части бассейна, периодически и резко нарушается широким развитием на большой площади бассейна, в том числе и в его осевой, наиболее погруженной части, песчаных осадков. Кварцевые олигомиктовые песчаники разрезов восточной части профиля образуют прослой мощностью от первых метров до первых десятков метров и являются хорошими маркерами, протягиваясь на десятки и даже сотни километров. Некоторые текстурные особенности (косая и градиционная слоистость, глиняные катуны в подошве прослоев и др.) позволяют сделать заключение о донно-течением генезисе песчаников. Лишь в крайних западных разрезах восточной части профиля заметную роль начинают играть маломощные плохо отсортированные песчаники прибрежно-морского происхождения. Среди глин широко распространены черные сапропеланкитовые глины, накапливавшиеся в относительно глубоководных спокойных условиях, бурые глины, формирование которых шло при более активной гидродинамике, и в меньшей степени серые глины, осаждавшиеся на мелководье.

Рассматриваемые зоны бассейна различаются не только литолого-фациальными особенностями отложений, но и массами, а также источниками накопившегося материала. Проведенный подсчет баланса поступления осадочного материала в бассейн [11] показал, что в восточную зону в течение среднего миоцена поступило $22-25 \cdot 10^{13}$ т вещества, а в западную — лишь $5-6 \cdot 10^{13}$ т, причем если в западном море доли вещества с Кавказского острова и Русской платформы были примерно равны, то в восточном — поставки с Русской платформы в 6—7 раз превосходили поступление вещества с Кавказа. Центральная зона при этих расчетах не учитывалась, так как ее размеры невелики, а мощность осадков значительно уступает западным и восточным аналогам. Все же на основании литолого-фациального анализа можно сделать вывод, что в начале рассматриваемого временного интервала (а именно в раннем чокраке) центральная зона получила значительный объем терригенного материала с платформы, а затем питание ее осуществлялось, очевидно, за счет нескольких источников (поставки с Кавказского острова, перемыв вещества, накопившегося на Ставропольском своде в раннем чокраке и, по-видимому, поступление звесы из восточной зоны).

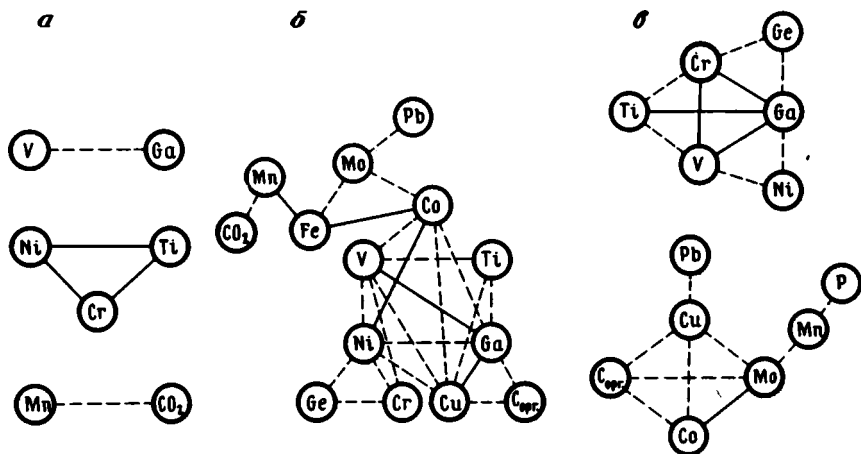
Кратко охарактеризуем особенности физико-географических условий, приведшие к формированию трех своеобразных по своим литолого-фациальным характеристикам зон в пределах одного бассейна.

Восточная зона. Осадконакопление в восточной зоне бассейна определялось поставками вещества с Русской платформы. Как показали балансовые расчеты поступления осадочного материала, лишь около 15% его шло с Кавказского острова. В предсреднемиоценовое полтавское время на юге Русской платформы в условиях тектонического покоя и теплого климата шла пенепленизация рельефа, причем значительная доля обломочного материала оставалась на месте и не достигала конечных водоемов стока. Тектоническая активизация, затронувшая Предкавказье на рубеже майкопа и среднего миоцена, привела к выносу значительных масс накопленного на платформе материала в палеобассейн. Для восточной зоны этот вынос был особенно значительным, так как именно с процессами тектонической активизации связана деятельность крупнейшей реки Русской платформы Палеодона, который с середины чокрака выносил огромные массы осадочного материала в Предкавказский палеобассейн в районе Се-

верного Каспия. Особенностью подачи осадочного материала Палеодоном был ее пульсационный характер, явившийся следствием трансгрессивно-регрессивных движений палеобассейна [9]. В регрессивный этап осуществлялись лавинный вынос обломочного материала в бассейн и образование мощных песчаных прослоев на огромных площадях. В трансгрессивный этап шли накопление глинистых пачек и аккумуляция в долине Палеодона обломочного материала для следующего регрессивного лавинного этапа. Результатом действия в чокракско-караганское время этого двухтактного механизма поставки осадочного материала была своеобразная толща переслаивания прослоев песчаников и глин Восточного Предкавказья. Таким образом, отложения восточной зоны формировались в основном за счет зрелого, прошедшего интенсивное химическое выветривание материала с Русской платформы, который поступал в конечный водоем стока в районе современного Северного Каспия с водами Палеодона и затем разносился течением по всему бассейну.

Центральная зона. Своеобразие осадочной толщи, накопившейся в центральной зоне бассейна, определялось устойчивой тенденцией Ставропольского свода к воздыманию. В течение всего среднего миоцена в его пределах существовало мелководное море с многочисленными островами и отмелями. Поставки осадочного материала в эту часть бассейна были невелики, что находит отражение в незначительности мощностей накопившихся осадков. Лишь в начале среднемиоценового времени (в первой половине чокрака) в результате регрессии и значительного понижения базиса эрозии в пределы Центрального Предкавказья были вынесены значительные массы обломочного материала с Русской платформы, причем перенос осуществлял Палеодон, незадолго перед этим оформившийся как крупнейшая река Русской платформы [8]. После миграции устьевой части Палеодона на восток [9] поступление вещества с платформы резко сократилось. Следует отметить, что в пределах Ставропольского свода осадконакопление шло главным образом за счет размыва растущих островов и отмелей, т.е. в результате перемыва накопившейся в раннем чокраке толщи, а также вследствие привноса взвеси течениями из восточной зоны. Влияние Кавказского острова, как и для восточной зоны, было невелико и еще ослаблялось Южно-Ставропольским валом, поднятия которого служили преградой для взвеси. В Беломечетском прогибе ситуация была несколько иная. Здесь, как и на своде, в раннем чокраке накопилась довольно мощная песчано-глинистая пачка. В дальнейшем осадконакопление определялось поставками взвеси с размываемых структур Ставропольского свода и из восточной зоны. Влияние Кавказского материала здесь несомненно было сильнее, чем на своде, но проявилось, очевидно, лишь в районах впадения в бассейн рек с Кавказского острова. Так, в чокракских отложениях р. Кубань обнаружены остатки русла небольшой реки [3], и значит, в Кубанском разрезе должно ощущаться влияние Кавказа. Итак, несмотря на некоторые различия условий осадконакопления на Ставропольском своде и в Беломечетском прогибе, состав осадочной толщи определялся материалом с Русской платформы и лишь эпизодически — с Кавказского острова.

Западная зона. Осадконакопление в этой зоне осуществлялось приблизительно в равной мере за счет Кавказского острова и Русской платформы. Материал доставлялся несколькими небольшими реками. На северном побережье следы таких рек отмечаются в районе Донецкого выступа [6], а в южной части зоны четко фиксируется конус выноса довольно значительной реки в междуречье Кужора — Лаба. Кроме того, с конца караганского времени осадочный материал в западную зону поставлял с платформы Палеодон, изменивший положение своей устьевой части. Однако поставки эти, во-первых, были кратковременны, а во-вторых, по-видимому, уступали по интенсивности и массам вещества поставкам в центральную и восточную зоны, что было вызвано общим ослаблением тектонической активности в западной зоне. Слабая гидродинамическая активность западной зоны бассейна привела к тому, что в северной ее час-



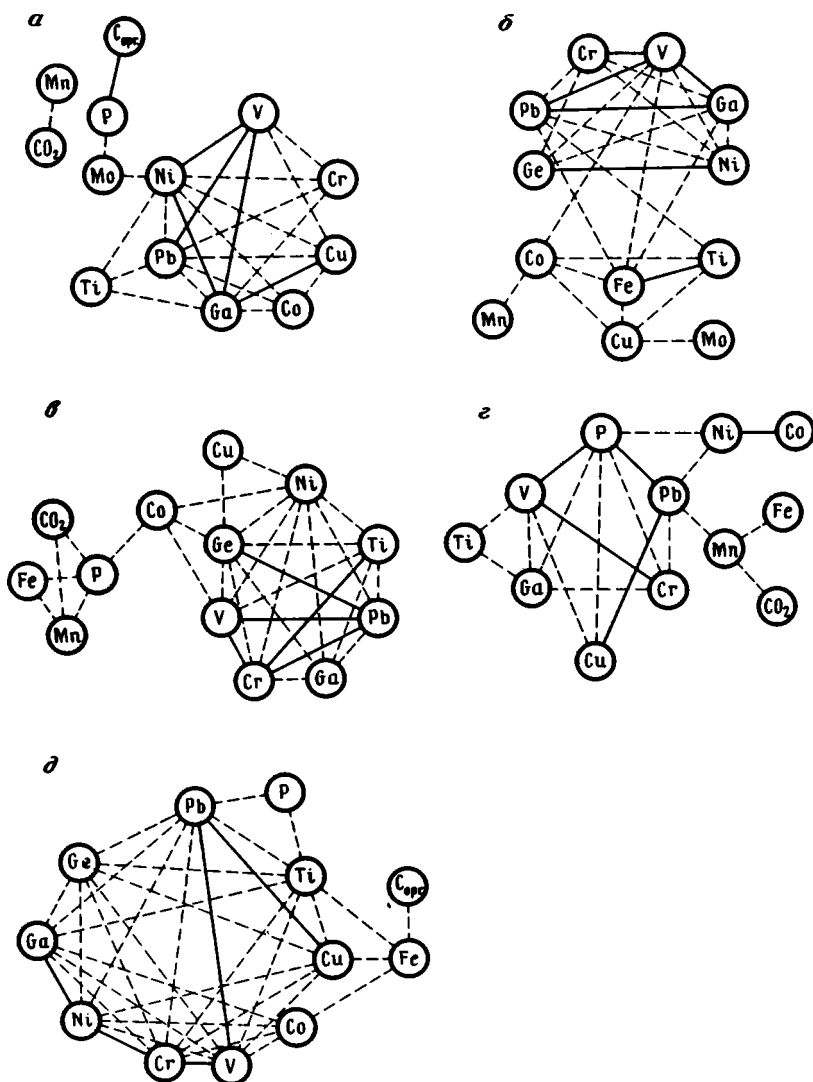
Фиг. 3. Корреляционные диаграммы глин центральной зоны
Разрезы: а – гора Брык; б – р. Кубань; в – р. Большой Зеленчук

ти преобладал платформенный материал, а в южной – кавказский. Кавказский материал по своей зрелости заметно уступал платформенному. Несмотря на теплый и влажный климат, свойственный Кавказскому острову в среднем миоцене, активное воздымание, а значит, и активная денудация Кавказа не давали процессам химического выветривания зайти достаточно далеко. Таким образом, осадконакопление в этой зоне характеризуется наиболее спокойными для бассейна в целом условиями седиментации, отсутствием одного резко преобладающего источника вещества и единственного преобладающего района поступления вещества в бассейны.

Итак, физико-географические условия накопления осадочных толщ в трех выделенных зонах бассейна достаточно хорошо различались между собой. Эти различия отчетливо проявились в литолого-фациальных особенностях западной, центральной и восточной толщ. Посмотрим теперь, насколько своеобразные условия осадконакопления нашли отражение в геохимических особенностях отложений.

Главными типами пород в изученных разрезах являются глины и песчаники, которые в среднем составляют соответственно 80 и 12% от общей мощности отложений. Вещественный состав этих типов пород достаточно резко различается, поэтому обработка результатов анализа проводилась отдельно для глин и песчаников. Всего по 16 детально изученным разрезам было проанализировано около 500 образцов глин и около 200 образцов песчаников. Химическим и количественным спектральным анализом определялись содержания V, Cr, Ni, Co, Pb, Cu, Ga, Ge, Mo, CO₂, C_{орг}, Fe, Mn, P, Ti, Zr, а затем проводились статистические расчеты, в частности расчеты коэффициентов корреляции.

Результаты расчета коэффициентов корреляции для большей наглядности представлены в графической форме (фиг. 2–5). При этом пять-шесть наиболее сильных связей показаны сплошной линией, а остальные значимые связи (при 5%-ном уровне значимости) – пунктиром. Сначала рассмотрим результаты расчета коэффициентов корреляции химических элементов в глинах. Для восточной зоны представлены корреляционные диаграммы разрезов по рекам Урух, Буйволиная, Элистанжи и Сулак, каждый из которых характеризует одну из выделенных нами [16] структурно-фациальных подзон Восточного Предкавказья (см. фиг. 2). В двух восточных разрезах восточной зоны (реки Элистанжи и Сулак) достаточно четко обособляются три группы элементов. В первую группу входят V, Cr, Ti, Zr, Ga, Ge, во вторую – Co, Ni, Pb, Mo, Cu, Fe, в третью –

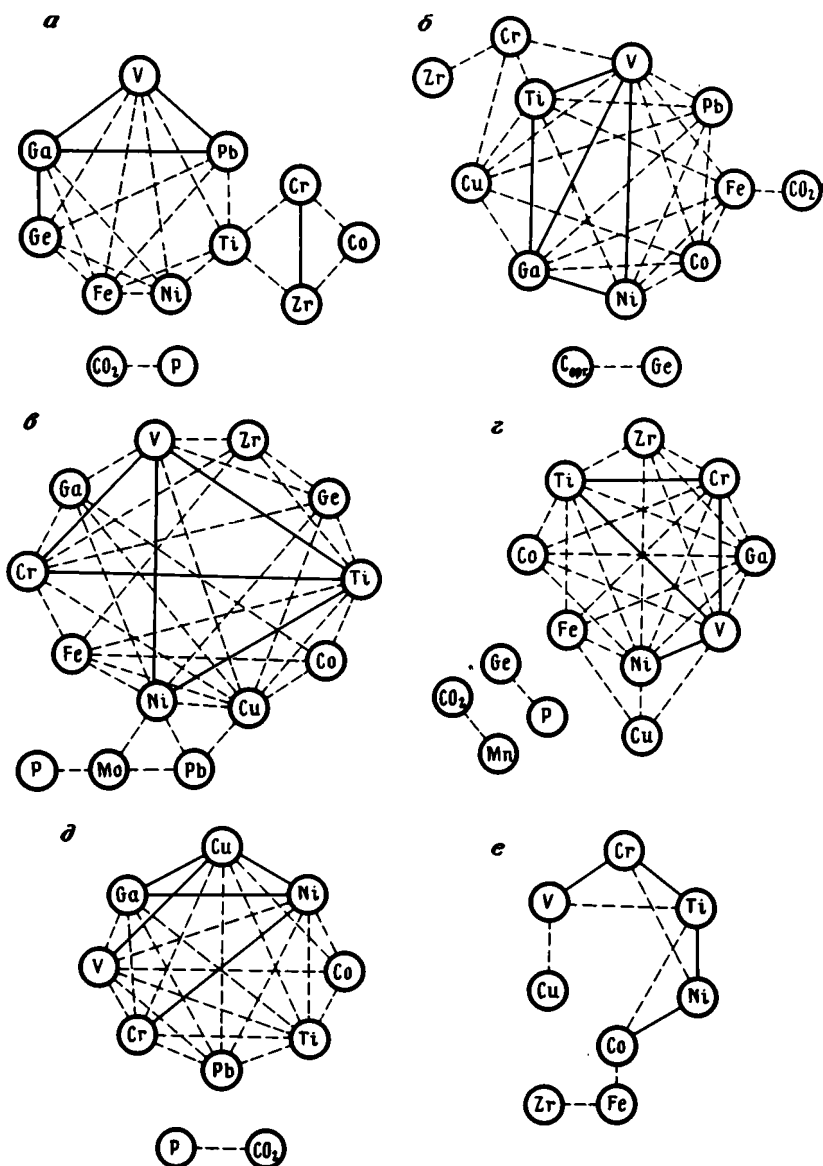


Фиг. 4. Корреляционные диаграммы глин западной зоны

Разрезы: а – р. Фарс; б – р. Пишиш; в – Кудак-Киевская площадь; г – Коп-Такил; д – ур. Малый Камышлак

Mn, P, CO₂. Однако в западных разрезах восточной зоны эта закономерность несколько ослабевает. Так, в разрезе по балке Буйволиная достаточно четко выделяется лишь первая группа, а связи между элементами второй группы в значительной мере пропадают. Наконец, в разрезе р. Урух, самом западном разрезе восточной зоны, разделение элементов на первую и вторую группу практически отсутствует.

Ранее Н.М. Страховым [15] на примере Черного моря было показано, что распределение химических элементов в поверхностном слое осадков обусловлено прежде всего формами миграции химических элементов в речном стоке и последующей механической дифференциацией осадочного материала в бассейне. Им были выделены группа геохимически слабоподвижных элементов (Ti, Zr, Ge, Cr, V, Ga, TR), мигрировавших главным образом со взвесью и связанных в осадке с алевроитовой фракцией, и группа геохимически более подвиж-



Фиг. 5. Корреляционные диаграммы песчаников

Разрезы: а — р. Сулак; б — р. Элистанжи; в — гора Брык; г — р. Кубань; д — р. Фарс; е — ур. Малый Камышлак

ных элементов (Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, Se, P, Ca, CO₃), миграция которых в значительной степени связана с растворенными формами, в осадке тяготеющими к пелитовой фракции.

Сравнение групп химических элементов, выделенных по корреляционным диаграммам, с приведенными в работе [15] показывает, что первая группа представлена геохимически слабоподвижными элементами, а вторая и третья — геохимически более подвижными. Иными словами, разделение химических элементов на группы по корреляционным связям достаточно хорошо увязывается с физико-географическими условиями формирования осадочной толщи восточной зоны. В разрезах Сулака и Элистанжи преобладает зрелый, прошедший интен-

сивное химическое выветривание платформенный материал. В течение длительных процессов высвобождения и перемещения вещества с платформы в конечный водоем стока происходило разделение элементов на группы геохимически слабоподвижных, двигавшихся со взвесями, и более подвижных, значительная доля которых шла в виде истинных или коллоидных растворов. Эта дифференциация элементов на группы сохранялась и в процессе седиментации, что четко фиксируется на корреляционных диаграммах. Отсутствие разделения элементов на группы в разрезе по р. Урух (см. фиг. 2) также хорошо согласуется с условиями осадконакопления. С одной стороны, этот разрез располагается на максимальном удалении (для восточной зоны) от устья Палеодона, т.е. от основного источника зрелого, хорошо дифференцированного осадочного материала, а с другой — лежит ближе остальных к Кавказскому острову, причем к его центральной, наиболее активно воздымавшейся, а значит, и размывавшейся части. В этом районе, где осадконакопление шло в прибрежно-морских условиях, объемы поступавшего с Кавказа вещества, по-видимому, превосходили поступление материала с платформы. Отсюда понятно и отсутствие разделения элементов на группы, так как быстрая денудация и короткий путь до места седиментации не способствовали дифференциации элементов. Промежуточное положение занимает расположенный восточнее р. Урух разрез по балке Буйволиная. Здесь на корреляционной диаграмме (см. фиг. 2), хотя и не очень отчетливо, но все же обособляется первая группа химических элементов, т.е. уже в этом разрезе, также расположенном вблизи Кавказского острова, влияние платформенного материала было определяющим.

Нельзя не отметить тот факт, что на корреляционные связи между элементами определенное влияние оказывают постседиментационные преобразования. Прежде всего это касается геохимически более подвижных элементов или элементов второй группы, по Н.М. Страхову [15]. В среднемиоценовой толще, где процессы диагенеза проявились довольно активно, эти элементы составляют вторую и третью группы, обособление которых явилось результатом диагенетического сульфидо- и карбонатообразования, а точнее, перераспределения химических элементов в ходе этих процессов. С сульфидными (обычно пиритовыми) конкрециями связаны повышенные содержания таких элементов, как Ni, Co, Pb, Cu [16], т.е. элементов второй группы. Ранее нами проводились количественные подсчеты сульфидных и карбонатных конкреций и прослоев в среднемиоценовых разрезах [16], которые показали, что максимальные количества диагенетических сульфидов фиксируются в разрезе Элистанжи. Очевидно, именно за счет диагенетического сульфидообразования на корреляционной диаграмме разреза Элистанжи очень четко выделяется вторая группа элементов. Если усиление корреляционных связей между элементами второй группы связано с сульфидообразованием, то процесс перераспределения карбонатов привел к обособлению и появлению тесных связей между Mn, P, CO₂, т.е. между элементами третьей группы.

В центральной зоне бассейна расчеты коэффициентов корреляции проводились для трех разрезов (см. фиг. 3). В разрезе горы Брык значимых корреляционных связей фиксируется немного и практически все они связывают элементы первой группы. В разрезе по р. Большой Зеленчук наблюдается картина, сходная с фиксируемой в восточной зоне, т.е. происходит довольно четкое обособление первой и второй групп элементов. Наконец, в разрезе р. Кубань элементы первой и второй групп достаточно тесно связаны между собой, т.е. их разделения не происходит. Во всех трех разрезах более или менее отчетливо обособляются элементы третьей группы.

Нетрудно видеть, что особенности осадконакопления в центральной зоне наложили свой отпечаток на корреляционные связи между элементами. Здесь, как и в восточной зоне, преобладал материал с Русской платформы, а значит, произошло разделение элементов на группы, что можно видеть в разрезах горы Брык и

р. Большой Зеленчук. Воздымание Ставропольского свода приводило к размыву и переотложению накопившейся в раннем чокраке толщи и к перемещиванию этого материала с вновь поступившим, главным образом из восточной зоны моря, терригенным материалом. Таким образом, при накоплении толщи разреза горы Брык фактически существовало два источника вещества, хотя в конечном итоге весь осадочный материал поступал с Русской платформы. Результатами подобного перемещивания осадочного материала явились общее ослабление корреляционных связей между элементами и сохранение их только для некоторых представителей первой группы. Слабость диагенетических преобразований в отложениях Ставропольского свода, выразившаяся в практически полном отсутствии макроскопически видимых сульфидных конкреций и незначительном развитии карбонатных конкреций, нашла отражение в отсутствии корреляционных связей между элементами второй группы.

В накоплении среднемиоценовой толщи зеленчукского разреза, расположенного в Беломечетском прогибе, участвовал материал, высвобождавшийся главным образом при размыве островов и отмелей на Ставропольском своде, т.е. хорошо дифференцированный платформенный материал, что привело к обособлению элементов первой группы. Наиболее сильное в центральной зоне развитие диагенетических процессов в отложениях зеленчукского разреза обусловило наличие корреляционных связей между элементами второй группы.

Своеобразие корреляционной диаграммы кубанского разреза, выразившееся в отсутствии деления элементов первой и второй групп, объясняется сильным локальным влиянием кавказского материала, поставляемого рекой, следы которой обнаружены в районе оврага Яман-Джалга [3].

В западной зоне бассейна располагается пять разрезов, в глинах которых проводились расчеты коэффициентов корреляции (см. фиг. 4). Корреляционные диаграммы этих разрезов резко отличаются от рассмотренных выше тем, что ни в одном из них не происходит деления элементов на группы, причем наиболее сильные корреляционные связи зачастую наблюдаются между элементами из разных групп. Лишь на Кудак-Киевской площади и в меньшей степени в разрезах Коп-Такил и Фарс обособляются элементы третьей группы. Резкие изменения характера корреляционных связей находят объяснение в смене источников питания. В западной зоне влияние платформенного и кавказского материалов примерно равнозначно, отсутствие активной гидродинамической деятельности и вдольбереговая направленность существовавших течений приводят к преобладанию платформенного материала в северной части западной зоны, а кавказского — в южной. Если учесть, что изученные разрезы располагаются в южной части западной зоны, то становится очевидным, что отсутствие деления элементов на группы связано со слабой дифференциацией вещества, поступавшего с Кавказского острова.

Расчеты коэффициентов корреляции в песчаных отложениях среднего миоцена показали, что для всех трех зон бассейна получаются сходные корреляционные диаграммы, на которых отсутствует четкое деление элементов на группы (см. фиг. 5). Однако различия физико-географических условий образования западной и восточной толщ отразились и на корреляционных диаграммах песчаников. В восточной и центральной зонах наиболее сильные связи обнаруживаются между элементами первой группы, а в западной — между элементами как первой, так и второй групп, т.е. фактически как и в глинах, на востоке и в центре происходит определенное обособление элементов первой и второй групп, а на западе — нет. Кроме того, при переходе от 5%-ного к 0,1%-ному уровню значимости в восточных и центральных расчетах сохраняется большее число значимых корреляционных связей (причем главным образом опять-таки между элементами первой группы), чем в западных разрезах. Иными словами, корреляционные диаграммы песчаников, так же как и глин, показывают более высокую степень зрелости и сортировки песчаников восточной и центральной зон

по сравнению с западной, т.е. свидетельствуют о платформенном происхождении первых и кавказском — вторых.

Таким образом, расчеты коэффициентов корреляции и использование корреляционных диаграмм позволяют достаточно уверенно выделять группы химических элементов, а в конечном итоге оценивать влияние условий осадконакопления на поведение химических элементов в осадочных толщах.

Характеризуя картину распределения элементов в верхнепалеозойских гумидных отложениях СССР [13, 14], Н.М. Страхов показал, что все выделенные типы распределения и их модификации образуют единый геохимический ряд — ряд геохимической подвижности элементов на стадии седиментации, отражающий изменяющиеся физико-географические условия. Для выделения определенных типов распределения Н.М. Страховым был предложен метод идеального геохимического профиля, основанный на сравнительном изучении распределения элементов в ряду пород песчаник — алевролит — глина — мергель — известняк, т.е. обобщенном идеальном профиле от прибрежной зоны к пелагической.

Воспользовавшись методом идеального геохимического профиля, мы показали, что распределения химических элементов в среднемиоценовых отложениях трех зон бассейна относятся к трем разным модификациям упорядоченного типа [11]. Таким образом, различия в физико-географических условиях привели к существованию разных типов распределения химических элементов в пределах разных зон одного бассейна.

В то же время коэффициент корреляции, характеризуя связи между элементами и фиксируя разделение элементов на группы, в конечном итоге также характеризует степень геохимической подвижности элементов в той или иной обстановке. Иными словами, определенным физико-географическим условиям, а значит, и типам распределения элементов будут отвечать соответствующие корреляционные диаграммы, т.е. использование коэффициентов корреляции позволяет выстроить из характерных корреляционных диаграмм ряд геохимической подвижности элементов и выделить типы распределения элементов.

Рассмотрение корреляционных диаграмм по трем зонам среднемиоценового бассейна дало возможность выделить три типа распределения химических элементов, соответствующие различным модификациям упорядоченного типа распределения Н.М. Страхова. Это, во-первых, восточный тип, где произошло разделение элементов на группы, во-вторых, западный тип, где такого разделения не произошло, и переходный, или центральный тип, где разделение на группы выражено нечетко.

К сожалению, на имеющемся материале мы не можем построить целиком ряд корреляционных диаграмм, аналогичный ряду Н.М. Страхова, но достаточно очевидно, что для пестрого типа распределения должны быть характерны отсутствие разделения элементов на группы по степени их подвижности, а также унаследованность значимых корреляционных связей от материнских пород и ослабление или полное отсутствие значимой корреляции при условии существования нескольких равноценных источников осадочного материала, имеющих различную геохимическую специфику.

Таким образом, использование коэффициентов корреляции и построение корреляционных диаграмм вкуче с литолого-фациальным и палеогеографическим анализом дают возможность типизации распределений химических элементов в осадочных толщах. Преимуществом статистического метода перед методом идеального геохимического профиля является возможность использовать лишь одну литологическую разновидность пород, а именно глины, вместо ряда пород от песчаников до известняков.

Список литературы

1. *Буриштар М.С.* Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Л.: Гостехиздат, 1960. 215 с.
2. *Буряк В.Н.* О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья // Тр. КФ ВНИИ. 1965. Вып. 16. С. 351–382.
3. *Верецагин Н.К.* Гигантское непарнопаное из миоцена Сев. Кавказа // Палеонтол. журн. 1960. № 1. С. 107–112.
4. Геология СССР. Северный Кавказ. Т. IX. М.: Недра. 1968. 425 с.
5. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья // Тр. КЮГЭ. Вып. I. 1958. 621 с.
6. *Зиновьев М.С., Тесленко Ю.В.* О конкских отложениях южной части Донбасса // Тр. Харьковск. горн. ин-та. 1958. Т. VI. С. 61–67.
7. *Маймин З.Л.* Третичные отложения Крыма. Л.–М.: Гостехиздат. 1951. 230 с.
8. Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра. 1977. 248 с.
9. *Недумов Р.И.* Особенности седиментации в среднемиоценовом палеобассейне Предкавказья в связи с деятельностью Палеодона // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 69–77.
10. *Недумов Р.И.* О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Центрального Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 48–60.
11. *Недумов Р.И.* Литология, геохимия и палеогеография среднего миоцена Предкавказья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР. 1986. 20 с.
12. Стратиграфия СССР. Т. 12. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 687 с.
13. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
14. *Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.
15. *Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А. и др.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3–30.
16. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука. 1981. 207 с.
17. *Шерик Е.А.* Стратиграфия и фации третичных отложений Северо-западного Кавказа и Западного Предкавказья. М.: Недра. 1957. 178 с.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.X.1990

УДК 553.447

© 1991

Горжевский Д.И., Донец А.И.

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЧЕХЛЯХ ПЛАТФОРМ

Рассмотрены закономерности размещения месторождений свинцово-цинковых руд в отложениях чехла платформ. Показана роль различных факторов в формировании этих месторождений: близость к нефтегазоносным бассейнам и эвапоритовым отложениям, наличие долгоживущих разломов, развитие предрудной доломитизации в рудовмещающих терригенно-карбонатных толщах.

Известно, что многие крупные месторождения свинцово-цинковых руд размещаются в чехле докембрийских и более молодых платформ. В качестве примеров можно привести месторождения Мидконтинента с хорошо изученными районами Верхнего Миссисипи, Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт и др. (США), Пайн-Пойнт (Канада), Верхней Силезии (Польша), Тайнаг, Сильвермайнс и др. (Ирландия), Сардана и Таборное (СССР) и др.

В последние годы опубликовано много сводных работ, посвященных геологии и генезису месторождений рассматриваемого типа [8, 11, 20, 21, 22, 27, 29, 31], в которых исследователи приходят к разным выводам по кардинальным вопросам происхождения руд этих месторождений. В настоящей статье делается попытка на основе современных данных рассмотреть эти проблемы для свинцово-цинковых месторождений, локализованных в карбонатных породах чехлов докембрийских и палеозойских платформ.

Эта группа месторождений относится к геолого-промышленному типу стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализующихся главным образом в известково-доломитовых отложениях, и обладает рядом специфических геолого-минералогических особенностей:

- рудные тела размещаются в карбонатных породах, подвергшихся эпигенетической доломитизации, реже в окварцованных песчаниках;

- они представлены преимущественно пластообразными и линзообразными телами, залегающими большей частью согласно с вмещающими породами;

- преобладающие текстуры руд прожилковые и прожилково-вкрапленные;

- магматические породы, за исключением редких даек основного состава, как правило, вблизи месторождений отсутствуют;

- минеральный состав руд простой: главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, жильными — карбонат, кварц и барит. Сульфиды железа (пирит, марказит, пирротин и др.) играют подчиненную роль; количественные соотношения между сфалеритом и галенитом колеблются в широких пределах, в результате чего в практическом отношении руды могут быть существенно цинковыми, существенно свинцовыми или свинцово-цинковыми.

Различными исследователями уже отмечено, что большая часть месторождений и рудопроявлений этого типа, расположенных на платформах, локализуется вблизи кристаллических щитов или выступов древнего фундамента. Так, месторождения Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт расположены вблизи купола Озарк, ядро которого сложено породами докембрийского возраста; рудный район Пайн-



Фиг. 1. Схема размещения свинцово-цинковых рудных районов и нефтяных месторождений в геологических структурах плиты Мидконтинент и Аппалачах. (Использованы данные В.Е. Хаина, В.В. Попова, Ф.Г. Снидера)

1 — допалеозойский фундамент; 2, 3 — осадочный чехол (2 — эпигерцинских платформ, 3 — молодой платформы); 4 — границы бассейнов осадконакопления (синеклиз); 5 — осевые линии антеклиз; 6 — отложения предгорных прогибов; 7 — сводовые поднятия (4 — Висконсин, 5 — Озарк); 8 — каледоно-герцинские складчатые зоны; 9 — рудные районы стратиформных свинцово-цинковых месторождений (1 — Верхнемиссисипийской долины, 2 — Три-Стейт, 3 — Юго-Восточного Миссури, 4 — Иллинойс — Кентукки, 5 — Джефферсон-Сити, 6 — Остинвилл — Айванхо); 10 — нефтегазовые месторождения; 11 — разломы (I — Намаха, II — Кентукки — Миссури)

Пойнт приурочен к окраине Канадского щита; месторождения Верхней Силезии находятся около Чешского кристаллического массива; месторождения Сардана и Таборное — в непосредственной близости от выходов фундамента Сибирской платформы. Очень четко эта закономерность выявляется в пределах Восточно-Европейской платформы. Здесь на северо-западной оконечности Балтийского щита расположены существенно свинцовые месторождения Лайсваль и Вассбо, на западной (в Эстонии и Латвии) — многочисленные свинцово-цинковые рудопроявления. В центральной части Восточно-Европейской платформы известные свинцово-цинковые рудопроявления располагаются по обе стороны Воронежского массива: с юго-запада Михайловская зона рудопроявлений [2], с северо-востока Воронежская.

Свинцово-цинковые рудопроявления Донбасса локализованы в пределах Донецко-Днепровского авлакогена, обрамленного с обеих сторон древними поднятиями. Наконец, свинцово-цинковые рудопроявления Приднестровья (Подольи, Вольни и др.) расположены вблизи южного края Украинского кристаллического массива [5].

Отложения платформенного чехла в районах распространения свинцово-цинковых месторождений, как правило, слабо дислоцированы; большей частью они образуют очень пологие складки с углами падения крыльев до первых градусов, однако дизъюнктивные нарушения, в частности глубинные разломы, здесь обычно широко развиты; среди них следует упомянуть две группы: первая объединяет разломы, согласные с границами щитов и массивов, а вторая представлена серией крупных глубинных разломов, часто пересекающих целый ряд платформенных структур. В качестве представителя первой группы можно указать Подоль-

скую зону разломов в Приднестровье, второй группы — субширотные разломы Мидконтинента в США (фиг. 1).

Генетические причины размещения свинцово-цинкового месторождения вблизи краевых частей щитов и кристаллических массивов могут быть разные. Некоторые исследователи, поддерживающие идею осадочного происхождения стратиформных свинцово-цинковых месторождений [1, 7], рассматривают щиты и кристаллические массивы как источник сноса свинца и цинка, которые присутствуют в рудопроявлениях и зонах вкрапленной сульфидной минерализации в докембрийских метаморфизованных породах. Источниками свинца и цинка при размыве докембрийских структур могут служить не только сульфиды, образующие рудопроявления и рассеянную вкрапленность, но и породообразующие минералы горных пород.

Однако расчеты показывают, что при разрушении 1 км^3 гранитных пород из калиевого полевого шпата высвобождаются всего лишь несколько десятков тонн свинца, тогда как промышленные свинцовые месторождения обычно содержат десятки и сотни тысяч тонн этого металла. При эрозии фундамента платформ в прилегающих бассейнах накапливаются слои различных осадочных пород. Свинцом обогащаются главным образом глины. Так, по данным И.Ю. Лубченко [19], среднее содержание свинца в песчаниках составляет $7 \cdot 10^{-4} \%$, в карбонатных породах — $9 \cdot 10^{-4} \%$, а в глинах — $80 \cdot 10^{-4} \%$.

Представления ряда исследователей об осадочном происхождении рассматриваемых месторождений и образования промышленных руд при сносе металлов с континентов поверхностными водами [1, 7], с точки зрения авторов, недостаточно обоснованы. Им противостоят следующие данные.

1. Отсутствие в рудах слоистых текстур; развиты преимущественно прожилково-вкрапленные, редко массивные или полосчатые руды. Л.Б. Густафсон и Н. Уильямс [8] справедливо подчеркивают, что широкое распространение прожилковых руд свидетельствует о формировании руд в осадочных породах, ставших в результате дорудного диагенеза труднопроницаемыми и трещиноватыми. Температура образования руд и состав газовой-жидкой включений в рудных и жильных минералах позволили исследователям [8, 26] предположить, что руды сформировались из захороненных нагретых рассольных вод.

2. Исследования И.Ю. Лубченко [19] показали, что степень и характер солености, гидрохимический состав воды, величина pH, сероводородное заражение не оказывают влияния на концентрацию кларковых содержаний свинца в осадках современных водоемов. Это связано с тем, что свинец выносятся с размываемой суши в морские бассейны преимущественно в форме механических взвесей с ничтожной долей растворимых соединений металла.

Как уже отмечалось, многие исследователи рассматривают металлоносные рассолы различного происхождения в качестве агента мобилизации, переноса и отложения металлов. Это могут быть захороненные морские воды, а также воды нефтегазоносных бассейнов и рассолы, связанные с эвапоритовыми отложениями. Циркуляция металлоносных рассольных вод происходит по пористым пластам-проводникам или глубинным разломам.

Приуроченность стратиформных свинцово-цинковых месторождений к склонам куполов, поднятий, кристаллических массивов, по нашему мнению, в значительной мере связана с тем, что вблизи поднятий располагались палеозоны разгрузки металлоносных рассолов, игравших ведущую роль в формировании рассматриваемых месторождений.

Известно, что рудоподводящими каналами, по которым циркулировали металлоносные рассолы, служили также глубинные разломы. Поэтому значительная часть свинцово-цинковых месторождений в отложениях платформенных чехлов тесно связана с рифогенными постройками, формирование которых происходит, как отмечается в работе [28], вдоль глубинных разломов на опускающихся тектонических блоках. В районах Миссисипи — Миссури эпигенетическое про-

мышленное оруденение размещается в рифогенных карбонатных породах. Многие рудные тела локализуются в ококорифовых карбонатных брекчиях волно-прибойного обрушения и оползания. К барьерному рифу, протягивающемуся вдоль глубинного разлома, приурочены рудные тела месторождения Пайн-Пойнт в Канаде; в Прибайкальском полиметаллическом поясе месторождение Таборное и другие проявления свинцово-цинковых руд связаны с биогермными и рифовыми постройками, локализованными в зоне глубинного разлома; месторождения Сарданского рудного района (Якутия) ассоциируют с биогермами и биостромами синезеленых водорослей, которые контролируются зоной глубинных разломов, ограничивающей с востока Сибирскую платформу.

Доля рудного материала, поступавшего в морской бассейн в результате сноса с суши, была незначительна, о чем свидетельствуют ограниченное участие терригенного материала в рудовмещающих отложениях, а также повышенная соленость и сероводородная зараженность локальных прибрежно-морских бассейнов рудоотложения, исключающие значительный приток пресных вод.

Об эпигенетической по отношению к вмещающим породам природе свинцово-цинкового оруденения Мидконтинента (США) свидетельствуют последние данные Дж. Мейнарда [20], подводящие итог многолетнему изучению этих месторождений. При этом Дж. Мейнард отмечает, что руды месторождений в долине Миссисипи выполняют карстовые пустоты в карбонатных породах или участки повышенной пористости в биогермах или зонах разломов. Минерализованные растворы (а точнее, рассолы) содержали NaCl 15% и имели температуру 90–160°С. На большинстве месторождений жильные минералы характеризуются более высоким значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем вмещающие карбонатные породы, что свидетельствует о привносе части стронция в систему при растворении силикатных минералов. Величина $\delta^{34}\text{S}$ в рудных минералах изменяется от 0 до +10%, что превышает соответствующий показатель для сульфидов в современных осадках и свидетельствует против гипотезы о сингенетичном происхождении руд.

А. Воджиски [32] отмечает, что свинцово-цинковые месторождения Верхней Силезии сформировались при метасоматическом замещении эпигенетических доломитов, и иногда выполняют пустоты в карстовых брекчиях. В работе [10] подчеркивается, что свинцово-цинковые руды месторождения Сардана образовались после процессов эпигенетической доломитизации карбонатных пород, что позволяет сделать вывод о сходстве процессов рудообразования в Сарданском рудном районе и в районе Пайн-Пойнт (Канада). Однако Дж. Мейнард [20] отмечает, что первая стадия свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Ирландии (существенно пиритовая) возникла еще при диагенезе осадков, а сульфиды свинца и цинка отложились на более поздних этапах развития рудовмещающей толщи.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ КАТАГЕНЕЗА

Проблема определения последиагенетических, но дометаморфических стадий изменения горных пород и рассеянной в них сульфидной минерализации подробно рассмотрена в работах В.Н. Холодова [26], М.В. Курило и др. [17]. Последние исследования представляют интерес, так как они осуществлялись в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна, содержащих многочисленные пласты каменного угля разнообразных марок, включающих Б, Д, Г, Ж, К, О, С, Т, ПА, А₁ и А₂. Термодинамические условия формирования углей этих марок в Донбассе хорошо изучены и могут служить параметрами, определяющими условия формирования вмещающих их пород. Так, рассматривая минералого-геохимические особенности стадийных изменений известняков в Донбассе, М.В. Курило и др. [17] отмечают, что на стадии раннего катагенеза, соответствующего маркам угля Д и Г, основная часть известняка представлена обломками органических остатков, слагающих

70–90% объема породы, и цементирующим мелкозернистым, слабеперекристаллизованным карбонатом. Дальнейшее изменение структуры известняков выразилось в их интенсивной перекристаллизации, которая достигла максимума на границе стадий ката- и метабазиса, что соответствует образованию марок углей ОС-Т. Таким образом, по мнению этих исследователей, граница между ката- и метабазисом в Донбассе фиксируется в зоне перехода отощенно-спекающихся углей (марка ОС) в тощие (марка Т) в интервале температур 170–180°С. В этом интервале известняк уже полностью перекристаллизован; в нем отсутствуют признаки первичных структур и текстур, биогермных построек и цемента; порода сложена среднезернистыми карбонатными агрегатами с микролитовыми и взаимопроницаемыми контактами, которые образуются при перекристаллизации в ходе растворения и последующего отложения вещества, обусловленного воздействием повышенных температуры и давления.

На стадии метабазиса (угли марок Т, ПА, А) перекристаллизация происходит с уменьшением размеров зерен карбоната; возникающие при этом известняки состоят из плотного материала, где отсутствуют признаки ранее существовавших организмов и цементирующей массы; породы представлены афанитовыми разностями (микритами) с мелкозернистой однородной структурой; в известняках широко развиваются процессы аутигенного минералообразования, выражающиеся главным образом в доломитизации и окварцевании. Окварцевание начинает проявляться в известняках на границе стадий ката- и метабазиса и связано с растворением терригенного материала известняков под влиянием температуры и давления. Наряду с карбонатами и кварцем в миграционное состояние переходят и содержащиеся в известняках битуминозные вещества; наиболее высокой битуминозностью и разнообразием состава полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) характеризуются известняки зоны катагенеза, здесь битумы представлены тяжелыми смолистыми фракциями; в интервале Т–ПА наблюдается резкое снижение битуминозных веществ в породах и преобладание в их составе легких маслянистых соединений.

Другой метод определения стадийных эпигенетических изменений в породах угленосной формации Донбасса предложен М.В. Курило [16]. Он основан на изучении состава аутигенных минералов, заполняющих трещины и пустоты, большей частью согласные с напластованием пород угленосной толщи среднего карбона Донбасса и характеризующиеся прямолинейностью и отсутствием следов околожильных изменений. М.В. Курило отмечает, что кальцит (CaCO_3 – 97–99,5%) присутствует в трещинах, претерпевших разные эпигенетические изменения. В стадии среднего катагенеза с кальцитом ассоциируют барит, марказит и пирит. Этот кальцит характеризуется наличием в газово-жидких включениях нефтеподобных веществ и вязких битумов; в условиях позднего катагенеза в составе ассоциирующих с кальцитом минералов исчезает марказит и появляется диксит. Стадия раннего метабазиса четко фиксируется по первому появлению кварца, что связано с началом растворения терригенного материала. В качестве дополнительного метода определения степени диагенетических изменений М.В. Курило [16] предлагает эволюционный ряд сульфидов, состав и характер которых изменяется в связи с интенсивностью этих процессов. Так, отмечается, что осадочно-диагенетический пирит наблюдается в углито-глинистых породах вблизи их контактов с пластами углей и известняков в виде тонкодисперсной вкрапленности, мелких глобул, псевдоморфов по органическому веществу и отдельных кристаллов и агрегатов в форме куба, октаэдра и пентагондодекаэдра. На ранне- и среднекатагенетической стадиях катагенеза, отвечающих маркам угля БД, Д и Г, в этих породах распространена пирит-марказитовая ассоциация, иногда с мельниковитом, которая встречается в цементе песчаников, образуя скопления неправильной формы. В породах зоны катагенеза пирит характеризуется избытком серы в стехиометрическом составе ($\text{FeS}_{2,10}$) и дырочной проводимостью с максимальным коэффициентом термоэдс $+250 \div +450$ мк/град; в стадию раннего метабазиса пирит

теряет часть серы и частично переходит с дырочной на электронную или смешанную термоэдр; в позднем метазенезе пирит превращается в электронную разновидность со средним стехиометрическим составом $\text{FeS}_{1,88}$; при этом происходит уменьшение доли тяжелого изотопа серы от низких степеней постдиagenетических изменений к высоким и падение в этом же направлении значения Ni/Co . Одновременно происходит укрупнение зерен пирита и совершенствование его кристаллической структуры. Дальнейшее повышение температуры и отщепление серы приводит к появлению ассоциации "пирит — пирротин"; при этом пирротин ассоциирует с антрацитом и представлен преимущественно гексагональной разновидностью.

Нам представляется важным привести вышеизложенные данные потому, что при изучении свинцово-цинковых месторождений исследователи, как правило, обращают мало внимания на степень постдиagenетических изменений пород, вмещающих рудные тела, и на зависимость образования и преобразования свинцово-цинковых руд в связи с постдиagenетическими процессами. По-видимому, при прочих равных условиях для образования высоких концентраций свинца и цинка и для формирования промышленных руд на месторождениях, расположенных в чехлах платформ, важное значение имеют условия повышенных температур и давлений, способствующие перераспределению ранее рассеянных в породах металлов и созданию обогащенных участков в благоприятных структурно-литологических обстановках [12].

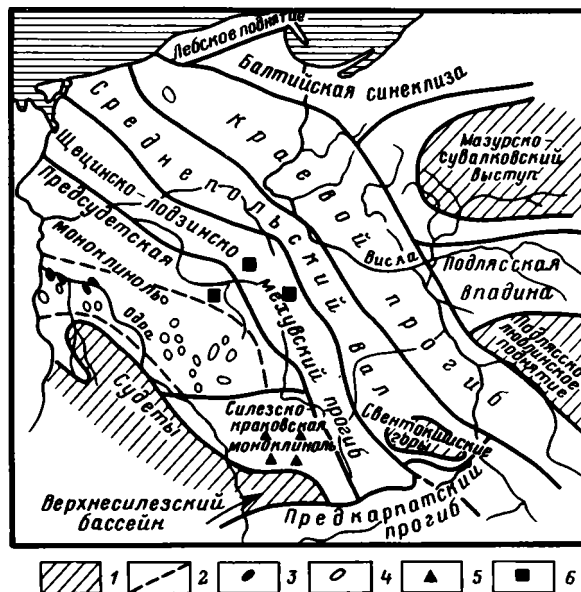
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО

Важным условием для формирования свинцово-цинковых месторождений рассматриваемой группы является присутствие углеродистого вещества. Среднее содержание углеродистого вещества в земной коре по данным разных исследователей колеблется от 0,02 до 0,07%. Субкларки в различных породах составляют, %: глинистые — 0,9; алевроитовые — 0,45; песчаные — 0,20; карбонатные — 0,20; соль, сульфаты — 0,10; угли — 67,0; горючие сланцы — 16,5; доманикиты и бажениты — 6.

В терригенных и карбонатных породах, в которых размещаются свинцово-цинковые месторождения рассматриваемого типа, содержание углеродистого вещества обычно составляет от 0,5 до 4,5%.

Характерной особенностью рассматриваемых месторождений является их пространственная ассоциация с нефтегазоносными бассейнами (НГБ). Свинцово-цинковые месторождения обычно располагаются в краевых частях НГБ, в так называемой аконсервационной зоне, в которой происходит разложение нефти и превращение ее в битумы. Такую позицию занимают месторождения Верхнего Миссисипи, Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт и др. в США (см. фиг. 1), Верхней Силезии в Польше (фиг. 2), Западного Прибайкалья (фиг. 3), Якутии и др.

При этом следует отметить, что рудовмещающие отложения и отложения, содержащие скопления нефти и битумов, имеют близкий геологический возраст и, следовательно, обладают не только пространственной, но и возрастной связью. Их совместное нахождение, по-видимому, обусловлено также и тем, что как свинцово-цинковые месторождения рассматриваемой группы, так и месторождения нефти и газа локализируются преимущественно на пассивных окраинах палеоконтинентов, часто в рифовых фациях карбонатных пород. Так, ряд исследователей, описывая месторождение Пайн-Пойнт и другие западноканадские свинцово-цинковые месторождения, указывают, что последние локализованы в рифогенных постройках, содержащих проявления газа и битумов. Очевидно, углеводороды из соседнего Западно-Канадского нефтегазоносного бассейна концентрировались в пористых известняках рифовых построек. Рассольные воды мигрировали от центра нефте- и газозоносного бассейна, выщелачивали из пластов-проводников



Фиг. 2. Схема размещения нефтяных, газовых, медных и свинцово-цинковых месторождений в Предсудетской моноклинали (Польша)

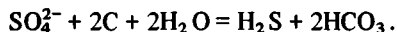
1 — выступы древних пород; 2 — граница пермских и триасовых отложений; 3 — 6 — месторождения (3 — нефти, 4 — газа, 5 — свинцово-цинковых руд, 6 — медистых песчаников и сланцев)

металлы, которые затем осаждались в карбонатных породах вблизи краевых частей бассейна [25].

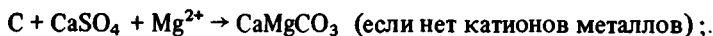
Свидетельствами парагенетической связи свинцово-цинковых месторождений чехлов платформ и скоплений нефти и газа являются также частые находки в газовой-жидких включениях рудных и жильных минералов, слагающих свинцово-цинковые руды, нефти и битумы; доломитовые кристаллы, заключенные в руде, часто обволакиваются пленкой углеродистого вещества. На месторождении Бьюик (Юго-Восточной Миссури) черный сфалерит обогащен углеводородами, иногда вещество типа антраксолита присутствует в виде обломков среди сульфидов и цементируется ими. Подобные факты обнаружены на многих свинцово-цинковых месторождениях [31].

Многие исследователи подчеркивают, что комплекс металлов, содержащийся в газовой-жидких включениях, в которых зафиксированы Cu, Zn, Pb, Mn, Co, Ni, Ba, Ag, Cd, Sb, F, близок по составу комплексу металлов в нефтяных водах. Содержание цинка в золе нефтей достигает 0,8%.

Причины связи свинцово-цинковых руд с углеродистым веществом, по всей вероятности, разнообразны. Одной из возможных причин являются восстановительные свойства углеродистого вещества, которое, реагируя с сульфатами, может образовывать сероводород по схеме



Г. Андерсон [29], основываясь на расчетах равновесных реакций, показал, что взаимодействие между органическим углеродом и сульфатом кальция при температурах 100–150°C в рассолах, содержащих Mg^{2+} , приводит к выделению доломита при условии, что в растворах нет катионов металлов; если же последние есть, то образуются сульфиды и происходит растворение доломита по схемам

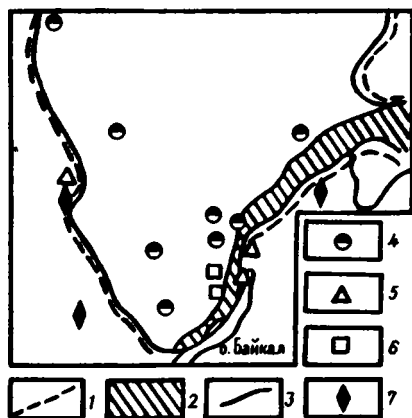


$C + CaSO_4 + Me \rightarrow MeS$ (происходит растворение доломита).

Другой вероятной причиной связи является роль органического вещества для существования бактерий. Как известно, сульфатредуцирующие бактерии относятся к группе гетеротрофных, они могут существовать в пределах pH 4,2–10 и Eh от +110 до –500 мВ, в условиях самых разнообразных температур. Наиболее охотно они развиваются в растворах, богатых магнием, а их количество зависит от количества распадающегося органического вещества как источника энергии. В восстановительной среде в донных отложениях количество сульфатредуцирующих бактерий обычно находится в пределах 10^3 – 10^5 на 1 г осадков. Осаждение сульфидов свинца, цинка и меди с участием сульфатредуцирующих бактерий доказано экспериментально. Л.С. Крамаренко [14] этим путем получены галенит, ковеллин, гринокит и халькопирит; в опытах без бактерий сульфидообразования не наблюдалось. Доказательством важного значения сульфатредуцирующих бактерий для формирования сульфидов свинца и цинка также является их присутствие в современных рудопоявлениях Мексиканского [15] и Калифорнийского заливов [18].

Фиг. 3. Схема размещения нефтяных, газовых и рудных месторождений в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции

1 – границы Сибирской платформы;
2 – Байкало-Патомский краевой прогиб; 3 – границы Восточно-Сибирского нефтегазоносного бассейна; 4–7 – месторождения и рудопоявления (4 – нефтяные и газовые, 5 – стратиформные свинцово-цинковые, 6 – золото-сульфидные руд, 7 – медистых песчаников)



Значение органического вещества при формировании рудных месторождений заключается также в том, что оно способствует формированию металлоорганических соединений. Исследования Э. Дегенса [9] показали присутствие аминокислот в пластовых водах нефтеносных районов и карбоновых кислот (до 3 мг/л) в глубоких напорных водах нефтегазовых месторождений. По данным Л.С. Фарфеля [24], щелочные воды нефтегазовых месторождений характеризуются повышенными концентрациями гидросульфидных ионов, которые вместе с органическим веществом образуют прочные комплексные соединения металлов и, возможно, сложные гидросульфидно-органические комплексы. В щелочных условиях комплексообразующей способностью будут обладать биполярные соединения типа аминок-, фульвокислот, а также гуминовых и карбоновых кислот, которые образуют с металлами устойчивые, хорошо растворимые органические комплексы, легко мигрирующие в водных растворах (в том числе с Zn и Pb).

Существуют разные точки зрения на происхождение углеродистого вещества. По одной из них, оно имеет органическое происхождение и связано с процессами ката- и метабенеза осадочных пород; по другой, имеет неорганический генезис и является продуктом, поступившим из мантийных слоев Земли. Однако независимо от этих точек зрения тесная ассоциация органического вещества со свинцово-цинковыми стратиформными месторождениями, локализованными в чехлах платформ, сохраняет свое генетическое и практическое значение.

Роль нефтегазоносных бассейнов в образовании свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах чехлов платформ, с нашей точки зрения, заключается, с одной стороны, в формировании в периферических зонах этих бассейнов в процессе разгрузки восходящих нефтегазоводных комплексов скоплений битумов, которые в дальнейшем способствуют (биогенным или химическим способом) образованию сульфидной серы и отложению сульфидов свинца и цинка, с другой — в насыщении солями нагретых в условиях катагенеза подземных вод под влиянием залежей эвапоритов, присутствующих, как правило, в отложениях нефтегазоносных бассейнов, и превращении их в агрессивные рассолы. Последние, перемещаясь к краевым частям бассейна, мобилизуют свинец и цинк из пород, содержащих повышенные кларки этих металлов, и переносят их в области скопления битумов, где и осуществляется отложение сульфидов.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЭВАПОРИТЫ

Широко известна связь нефтегазовых проявлений с эвапоритами. Менее четко проявлена ассоциация эвапоритов и свинцово-цинковых месторождений, локализованных в чехлах платформ. Эти ассоциации могут выражаться в наличии сульфатных эвапоритов среди отложений, слагающих рудные поля свинцово-цинковых месторождений, как это, например, можно видеть на месторождениях Канады (Пайн-Пойнт), Юго-Восточного Миссури, Верхней Силезии, Алжира и на рудопроявлении горы Богдо Большое (СССР) и др. Однако иногда эвапориты отсутствуют непосредственно на месторождениях и рудопроявлениях и выявляются в соседних участках, структурно-формационных блоках и зонах, из которых подземные металлоносные рассолы поступают в участки локализации свинцово-цинковых руд [7].

В.М. Поповым и У. Асаналиевым установлено, что во многих районах Евразии толща карбонатных пород, вмещающая свинцово-цинковые месторождения, подстилается и перекрывается терригенными или карбонатно-терригенными отложениями, содержащими пласты гипса и ангидрита.

В генетическом отношении эвапориты, вероятно, способствуют различным аспектам формирования свинцово-цинковых месторождений. Важное значение имеют процессы взаимодействия подземных вод с эвапоритами, обуславливающие повышение солености и растворяющей способности водных растворов. Исследования Д.Т. Лонга и Е.Е. Ангино [30], а также Л.Г. Богашовой [3] позволили установить, что при увеличении солености подземных вод происходит резкое нарастание их способности к выщелачиванию металлов, в том числе свинца и цинка; этими исследователями показана также возможность переноса свинца и цинка в форме галоидных соединений.

Существенное значение эвапориты, вероятно, имеют как источник сульфидной серы. С участием анаэробных бактерий сульфатная сера эвапоритов восстанавливается до двухвалентной сульфидной, которая, соединяясь с ионами металлов, образует сульфидные концентрации [4, 6].

Важнейшее значение для формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений имеет процесс доломитизации известняков, который осуществляется в постседиментационные стадии и предшествует выпадению сульфидов свинца и цинка. Среди специалистов в области рудных месторождений господствует точка зрения о существовании двух генетических групп доломитов — сингенетических (или осадочных) и эпигенетических. Однако исследования последних лет позволяют сомневаться в широком распространении сингенетических доломитов в фанерозое. Тщательное изучение современного карбонатакопления в океанах показало, что современные карбонатные осадки почти целиком известковые. Что касается геосинклинальных отложений, то, как отмечается в работе [23], от позднего докембрия до мезозоя включительно в карбонатных породах наблюдается увеличение отношения содержания кальция к магнию. В целом

морское доломитообразование имеет две тенденции: затухание с течением геологического времени и уменьшение от мелководья в сторону глубокого моря.

В работе [13] отмечается, что формирование доломита из пересыщенных низкотемпературных подземных вод представляет собой чрезвычайно медленный процесс и практически не удается его воспроизвести. Скорость растворения и кристаллизации кальцита в 100 раз выше, чем доломита, и в этих условиях предпочтительно осаждается кальцит. Процесс формирования доломита происходит через последовательность стадий: магнийсодержащий кальцит — протодоломит — доломит [13]. Основная масса постседиментационного доломита является результатом замещения известняков. Реальность процесса замещения кальция карбонатных пород на магний рассолов следует из энергетической выгоды процесса доломитизации, экспериментальных исследований, а также из геохимии первичных седиментационных рассолов, приобретающих в ходе испарительной эволюции высокие концентрации магния. Однако в природе существуют факторы, резко увеличивающие скорость процессов доломитообразования [13]. Так, с увеличением концентрации раствора NaCl до 4 М скорость процесса доломитизации возрастает втрое. В природных условиях, видимо, ведущим фактором является повышение температуры.

Экспериментальный синтез доломита удавался только при сравнительно высокой температуре: при 150°С получались незначительные количества доломита, а при 200°С твердая фаза была представлена главным образом доломитом. Наблюдения над современной доломитизацией показали, что она протекает в интервале температур 250—295°С, причем увеличение температуры на 10°С приводит к ускорению реакции замещения кальцита доломитом в 2,2 раза. В палеозойских отложениях Припятской впадины палеотемпературы доломитизации карбонатных пород составляли 150—240°С. Однако необходимым условием доломитизации являются высокие концентрации магния в рассолах (высокое значение Mg/Ca); оптимальные концентрации магния при этом составляют 50 г/л [13].

Процессы доломитизации ведут к накоплению в седиментационных рассолах Ca, Sr, Pb, Zn. Содержание цинка в кальциевых, наиболее метаморфизованных рассолах достигает $n \cdot 100$ мг/л, а свинца — $n \cdot 10$ мг/л. Как известно, по расчетам Е. Реддера [31], для формирования свинцово-цинкового месторождения во время 10^5 лет при геологически допустимых скоростях потоков флюидов из каждой тонны раствора должен осаждаться минимум 1 г металла. Чтобы рассол можно было рассматривать в качестве рудообразующего, он должен содержать не менее 1—10 г/т данного элемента. Приведенные выше концентрации свинца и цинка в рассолах, как отмечается в работе [13], соответствуют концентрациям этих элементов, которые наблюдаются в газовой-жидких включениях минералов стратиформных месторождений.

По данным, приведенным в работе [17], доломитизация известняков в каменноугольных отложениях Донбасса начинается на начальных стадиях катагенеза или даже в диагенезе. В этом случае доломит в виде ромбоэдрических кристаллов селективно замещает тонкозернистый кальцит цемента, в то время как грубозернистый кальцит остается неизмененным. Обычно количество таких доломитовых кристаллов в известняках на стадии катагенеза не превышает 5%. На стадии метагенеза доломитизация развита шире, вплоть до образования доломитовых известняков.

Соотношения эпигенетических доломитов и свинцово-цинкового оруденения указывают на их тесную взаимосвязь, хотя оруденение накладывается на доломитизацию. В качестве примера таких соотношений можно привести наблюдения Г.Ф. Багно и В.Н. Машира [2], сделанные на рудопроявлениях в каменноугольных отложениях на южном склоне Воронежской антеклизы и повторенные рядом других геологов. Как отмечают эти исследователи, доломитизация и оруденение локализованы в пределах отложений намюрского яруса, причем рудная минерализация несколько смещена вверх по разрезу относительно доломитовой; в пла-

не площадь оруденения совпадает с полем доломитов. Максимальное содержание металлов и мощность оруденелых пород зафиксированы на тех же участках, где наблюдались и максимальные мощности доломитовых пород; эти участки в плане тяготеют к зонам разломов; за пределами доломитового поля, где намюрские отложения представлены известняками, рудная минерализация отсутствует. Рудная и доломитовая минерализации имеют отчетливо выраженный метасоматический характер и являются наложенными на вмещающие известняки.

Характерной особенностью свинцово-цинковых стратиформных, а также многих других рудных месторождений, является наличие разломов, в том числе и региональных. Они служили путями движения рудоносных растворов в пределах рудных полей и нередко как бы соединяют свинцово-цинковые месторождения со смежными нефтегазоносными бассейнами и залежами эвапоритов. Обилие разломов приводит к интенсивному движению рассолов, омыванию ими крупных блоков пород и к интенсификации растворения металлов, содержащихся в породах этих блоков.

Кроме того, долгоживущие разломы часто играют роль рудоподводящих каналов, когда по ним происходит разгрузка металлоносных рассолов.

Таким образом, месторождения свинцово-цинковых руд, локализованные в отложениях платформенного чехла, формируются при сочетании ряда благоприятных условий, среди которых следует отметить: 1) участки морских бассейнов с отложением известняков (часто рифовых), реже доломитов, расположенные на склонах щитов или срединных массивов, чаще на пассивных окраинах континентов; 2) пространственную близость к нефтегазоносным бассейнам, а также наличие битумов и других углеводородов в рудовмещающей карбонатной формации; 3) пространственную близость к залежам эвапоритов с преимущественным развитием гипсов и ангидритов; 4) наличие региональных разломов, рассекающих нефтегазоносные бассейны, залежи эвапоритов и участки развития рудовмещающей формации; 5) распространение алевроаргиллитовых отложений, прошедших стадию мета- и катагенеза; 6) широкое развитие эпигенетических доломитов.

Все эти условия можно рассматривать как прогностические и поисковые критерии, которые следует использовать при оценке перспективности чехла Восточно-Европейской и Сибирской платформ и проведении целенаправленных региональных исследований с целью выявления свинцово-цинковых месторождений в ее пределах.

Известно, что Восточно-Европейская платформа обнаруживает большое сходство геологического строения с Северо-Американской платформой, в пределах чехла которой развиты многочисленные крупные месторождения свинцово-цинковых руд. Однако наряду с чертами сходства в истории развития этих структур наблюдаются и определенные различия. Среди них, с нашей точки зрения, следует обратить внимание на интенсивное образование соленосных формаций в пределах Северо-Американской платформы в силурийское, девонское и каменноугольное время в Мичиганском, Йеллоустонском и других бассейнах. В это время на большей части Восточно-Европейской платформы происходило лишь локальное доломито- и сульфатообразование, и только в Печорской антеклизе отлагались соленосные толщи. Возможно, в связи с этим последняя структура благоприятна для поисков свинцово-цинкового оруденения.

Сибирская платформа по распространению эвапоритов больше напоминает Северо-Американскую, и с этой точки зрения здесь перспективы открытия стратиформных свинцово-цинковых месторождений более значительны. Однако вопросы конкретной оценки Восточно-Европейской и Сибирской платформ на промышленное стратиформное свинцово-цинковое оруденение требуют дальнейшего изучения.

1. Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 157 с.
2. Багно Г.Ф., Машир В.Н. О новых проявлениях свинцово-цинкового оруденения в каменноугольных отложениях на южном склоне Воронежской антеклизы // Геол. журн. 1969. Т. 29. № 1. С. 105–106.
3. Богашова Л.Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформной минерализации // Геология руд, месторождений. 1987. № 3. С. 18–29.
4. Войткевич Г.В., Кизилштейн Л.Я., Холодков Ю.И. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Наука, 1985. 267 с.
6. Горжевский Д.И., Голева Г.А. Роль эвапоритов в формировании стратиформных рудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций (тез. докл.). Т. II. Новосибирск: Наука, 1985. С. 15–17.
7. Горжевский Д.И., Голева Г.А., Донец А.И. Происхождение свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау // Геология руд, месторождений. 1989. № 1. С. 66–77.
8. Густафсон Л., Уильямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. Т. II. М.: Мир, 1984. С. 28–56.
9. Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 300 с.
10. Донец А.И., Конкин В.Д., Крутий В.М. Метасоматические доломиты – основные рудовмещающие породы Сарданского рудного района (Якутия) // Геология руд, месторождений. 1978. № 6. С. 90–93.
11. Константинов М.М. Происхождение стратиформных месторождений свинца и цинка. М.: Гостехиздат, 1963. 183 с.
12. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
13. Крайнов С.Р., Добровольская Е.В., Матвеева Л.И., Соломин Г.А. Геохимический анализ способности подземных вод седиментационных бассейнов к образованию доломита // Геохимия. 1986. № 9. С. 1285–1302.
14. Крамаренко Л.Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л.: Недра, 1983. 180 с.
15. Краснов С.Г. Модель формирования рудных минеральных ассоциаций миссисипского типа применительно к наблюдениям за современными океаническими гидротермами // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116. Вып. 2. С. 205–209.
16. Курило М.В. Эволюция сульфидов железа в угленосных отложениях Донбасса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 688–691.
17. Курило М.В., Добрянский Л.А., Пиковский Ю.И. Минералого-геохимические особенности стадийных изменений известняков в Донбассе // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 186–189.
18. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Грищенко В.А. и др. Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных гидротермальных построек // Геохимия. 1988. № 9. С. 1235–1248.
19. Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.
20. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 357 с.
21. Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Богашова Л.Г. и др. Связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах с нефтегазоносными и галогенными толщами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 27–34.
22. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
23. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.
24. Фарфель Л.С. Роль органического вещества и подземных вод в гидротермальном сульфидном рудообразовании // БМОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 6. С. 114–122.
25. Хемор Дж.С. Гидротермальные флюиды осадочного генезиса // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. 257 с.
26. Холодов В.Н. Роль катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6–28.
27. Холодов В.Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатообразования в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 3–23.
28. Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 1. С. 161–165.
29. Anderson G.M. Basinal brines and Mississippi Valley-type ore deposits // Episodes (Geol. Newsletter). 1978. V. 9. P. 15–19.

30. Long D.T., Angino E.E. The mobilisation of selected trace metals from shales by aqueous solutions: effect of temperature and ionic strength // *Econ. Geol.* 1982. V. 77. P. 646–652.
31. Roedder E. Fluid-inclusion evidence of the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks / Ed. Wolf K.H. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 67–100.
32. Wodzicki A. Origin of the Cracovian-Silesian Zn–Pb deposits // *Ann. Soc. geol. polon.* 1987. V. 57. № 1–2. P. 3–36.

ЦНИГРИ, Москва

Поступила в редакцию
10.IV.1990

УДК 550.4/553.495

© 1991

Лисицин А.К., Зиченков Л.Ч., Солодов И.Н.

О ГЕОХИМИЧЕСКИ И ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИ СОПУТСТВУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТАХ В ПЛАСТОВЫХ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Показано, что в рассматриваемом типе урановых месторождений к геохимически сопутствующим относятся химические элементы переменной валентности, подверженные окислительному выщелачиванию из пород и образующие, как и уран, нерастворимые соединения в низковалентном состоянии (Se, Re, Mo, V), а к геотехнологически сопутствующим — химические элементы с постоянной валентностью, которые вследствие селективного сернокислотного выщелачивания достигают в технологических растворах содержаний, достаточных для промышленной эксплуатации (Sc, Y, лантаноиды и другие редкие и рассеянные элементы, образующие прочные сульфатные комплексы).

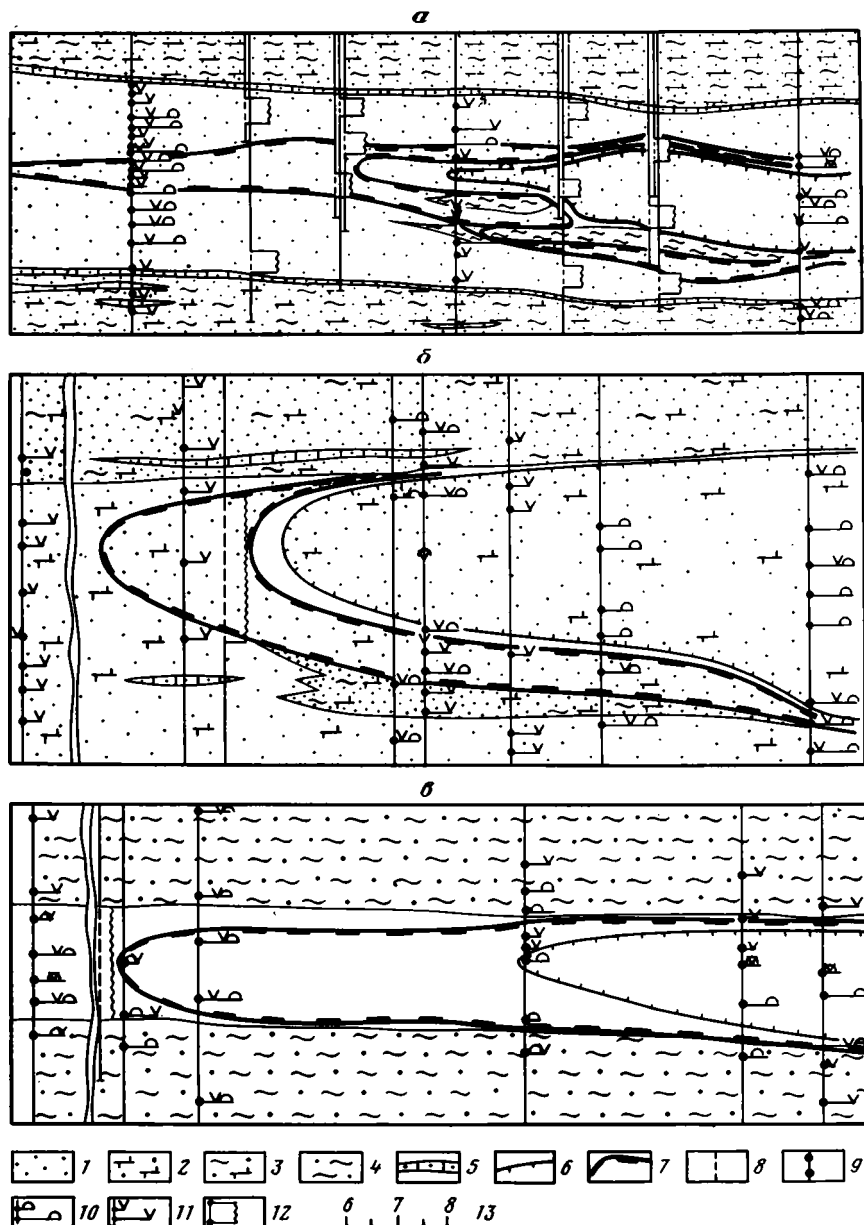
В пластовых инфильтрационных месторождениях урана, как близсовременных, так и древних, выявлен ряд сопутствующих химических элементов, часть из которых может быть вовлечена в рентабельную эксплуатацию методом подземного выщелачивания.

Генетическая связь накопления вместе с ураном в восстановительных геохимических барьерах установлена для селена, молибдена и рения. Эти элементы образуют совмещенные или последовательно расположенные зоны эпигенетической концентрации в пределах участка понижения окислительно-восстановительного потенциала подземных вод от положительных до отрицательных значений [10–12, 18].

В последние годы обращается внимание на накопление вместе с ураном на таких месторождениях скандия, иттрия, лантаноидов и других редких и рассеянных химических элементов [14, 18, 19]. Их ассоциацию с ураном объясняют пространственным совмещением на окончаниях зон пластового окисления восстановительного и нейтрализационного геохимических барьеров. Считают, что последний образуется вследствие нейтрализации породами продуктов окисления дисульфидов железа, содержащихся в рудоносных горизонтах [19].

Эта внешне привлекательная концепция совмещения мест осаждения аниогенных элементов переменной валентности и элементов гидролизатов, не изменяющих валентного состояния в природных условиях, должна быть строго согласована с фактическими гидрогеохимическими данными, характеризующими окончания зон пластового окисления. Рассмотрим имеющиеся по этому вопросу материалы.

По опубликованным данным [9, 11, 20], значения pH вод в окисляющихся (не полностью окисленных) породах на окончаниях зон пластового окисления уменьшаются в отдельных случаях до 6,3, чаще до 6,6–6,7, против 7,6–8,0, редко больше, свойственных кислородным водам из прилежащих полностью окисленных пород. Подобные понижения pH были установлены также и в зонах интенсивного биохимического окисления битумов в карбонатных породах при полном отсутствии признаков кислородного окисления и накопления в растворе сероводорода и уголекислоты [17, 20]. Эти сведения были получены авторами



Фиг. 1. Значения pH водного раствора на окончаниях зон пластового окисления

а - в аркозовых аллювиальных песках верхнемелового возраста; б - в полимиктовых с глауконитом прибрежно-морских песках верхнемелового возраста; в - в олигомиктовых кварцевых песках морской отмели палеогенового возраста; 1-4 - песок (1 - мелкозернистый, 2 - слабокарбонатный, 3 - тонкозернистый карбонатно-глинистый, 4 - глинистый с текстурой взмучивания); 5 - прослой карбонатного песчаника; 6, 7 - контуры (6 - зоны пластового окисления, 7 - рудного тела); 8 - фильтровый интервал гидрогеологической скважины; 9 - места отбора проб керна; 10-12 - значения pH (10 - порового раствора, извлеченного из образца керна, 11 - герметично упакованной водонасыщенной пасты образца, 12 - воды гидрогеологической скважины); 13 - масштаб численных значений pH (pH = 7 на оси скважин)

при опробовании подземных вод, самоизливающихся из скважин, а также из шпуров и источников в карьерах и шахтах и интерпретировались как неравновесные гидрогеохимические условия, возникающие в зонах интенсивного накопления кислотных продуктов в ходе биохимических окислительно-восстановительных взаимодействий [11, 17].

На фиг. 1 приведены три примера результатов детального изучения распределения значений pH на окончаниях зон пластового окисления в различных литологических комплексах терригенных пород. Они охватывают зоны пластового окисления, развивающиеся в верхнемеловых аркозовых аллювиальных песках, в верхнемеловых полимиктовых с глауконитом прибрежно-морских песках и в палеогеновых олигомиктовых кварцевых песках, хорошо отсортированных в условиях морской отмели. Результаты измерений значений pH в водах гидрогеологических скважин, в поровых растворах, извлеченных из образцов керна колонковых скважин сразу после его подъема на поверхность, а также в водонасыщенных пастах, герметично упакованных также сразу после подъема керна на поверхность, не показывают четкой зависимости от положения образца относительно границы зоны пластового окисления.

В таблице приведены результаты статистической обработки всех имеющихся у нас достоверных данных по значениям pH водных растворов в породах рудоносных горизонтов близосовременных пластовых инфильтрационных месторождений. Статистические совокупности проб воды сгруппированы отдельно для трех основных геохимических типов пород: сероцветных неоокисленных, бурожелтоцветных пластово-окисленных и промежуточных желто-серых не полностью окисленных. В пределах геохимических типов пород статистические совокупности разделены в свою очередь по объектам или способам опробования. Отдельно проанализированы данные по pH водных растворов, полученных из самоизливающихся гидрогеологических скважин, выделенных из образцов керна колонковых буровых скважин, и измеренные в водонасыщенных герметично упакованных пастах из образцов керна скважин. Отдельно рассмотрены значения pH, полученные при опробовании водоисточников в горных выработках, т.е. в условиях искусственной активизации водообмена и интенсивного окисления пород.

Данные опробования пластовых вод, самоизливающихся из гидрогеологических скважин, отражают состав и свойства растворов, усредненные на весь объем водоотдающих пород, находящихся в пределах гидравлического влияния этих скважин. Объем таких пород измеряется многими десятками и сотнями кубических метров и охватывает обычно не один литотип пород. По данным опробования таких скважин значимых различий средних величин pH вод в выделенных геохимических типах пород нет. При среднем значении pH 7,5 вариации в пределах 0,5 единицы наблюдаются в любой из выделенных литогеохимических зон, что не позволяет выявить общую для всех районов закономерность изменения pH при смене окислительных условий на восстановительные.

Поровый раствор, извлеченный из керна скважин, характеризует объем породы, измеряемый десятками кубических сантиметров, и прямо коррелирует с точечным опробованием при их литолого-геохимическом изучении. По средним значениям pH поровые растворы из пород выделенных геохимических типов также практически одинаковы. Среднее значение pH поровых растворов, извлеченных из керна сразу после его подъема на поверхность, находится в пределах $7,6 \pm 0,1$, с вариациями в пределах от 6,9 до 8,0–8,5, практически одинаковыми во всех выделенных литогеохимических типах.

В целом более высокие (на 0,1–0,3) значения pH поровых растворов по сравнению с самоизливающимися водами объясняются, очевидно, потерей газообразных кислотных компонентов типа CO_2 при частичной дегазации раствора в процессах его выделения и поступления в пробосборник. Рудные образцы по значениям pH поровых растворов от вмещающих пород не отличаются.

**Значения рН вод в основных геохимических типах пород рудоносных горизонтов
пластовых инфильтрационных месторождений**

Геохимический тип пород	Объект опробования	Число проб	Среднее значение $\bar{x}$	Среднеквадратическое отклонение σ_{n-1}	Смешанное среднеквадратическое отклонение σ_n	$x_{\min}$	$x_{\max}$
Буро-желтые породы из зон пластового окисления	Самонизливающие гидро-геологические скважины	59	7,4	0,21	0,21	7,0	8,0
	Поровый раствор в керне скважин	29	7,6	0,21	0,21	7,1	8,0
	Водонасыщенная паста из керна скважин	81	7,3	1,14	1,13	6,9	8,1
Желто-серые и серо-желтые породы из зон неполного пластового окисления	Самонизливающие гидро-геологические скважины	29	7,4	0,30	0,29	6,9	8,1
	Источник в горной выработке	19	6,9	0,53	0,52	6,3	8,1
	Поровый раствор из керна скважин	14	7,5	0,41	0,40	7,0	8,5
	Водонасыщенная паста образца (в том числе из руды)	52 (8)	6,0 (5,2)	1,8 (0,71)	1,7 (0,67)	1,0 (4,5)	8,1 (6,3)
Серые неокисленные породы	Самонизливающие гидро-геологические скважины	98	7,5	0,25	0,25	7,0	8,3
	Поровый раствор из керна скважин (в том числе рудного)	109 (7)	7,7 (7,6)	0,29 (0,28)	0,29 (0,26)	6,9 (7,2)	8,5 (8,1)
	Водонасыщенная паста из керна (в том числе рудного)	757 (26)	7,5 (7,2)	0,26 (0,25)	0,26 (0,25)	6,4 (6,9)	8,5 (7,7)

Следовательно, как в макрообъеме, измеряемом многими кубическими метрами, так и узколокально — в объеме, измеряемом десятками кубических сантиметров, переход водного раствора из окисленных пород в восстановленные на окончании зоны пластового окисления сопровождается в целом несущественными изменениями pH, значительно меньшими, чем изменения pH, наблюдаемые в пределах выделенных геохимических типов. Поэтому перераспределение химических элементов, вызываемое изменениями pH в пределах близонейтральной и слабощелочной сред, может происходить как на окончании зон пластового окисления, так и — с не меньшим основанием — в пределах выделенных геохимических зон, в том числе на контактах минералов и пород, обуславливающих существенно различные значения pH.

Признаки более существенных изменений pH наблюдаются в условиях искусственного окисления пород и минералов. Известно, что при длительном хранении монолитов керна на воздухе образцы, обогащенные сульфидами, отличаются аномально повышенной кислотностью, которая объясняется окислением сульфидной среды. Образцы пирита в таких условиях подкисляют водный раствор до pH ~1, тогда как неокисленные обуславливают pH ~7 [11].

В целом повышенная кислотность водоисточников из неполностью окисленных пород в карьерах и шахтах в среднем до pH 6,9, при вариациях в пределах от 6,3 до 8,1, по-видимому, связана также с искусственной активизацией окисления и изменением его режима в результате понижения уровня подземных вод при водоотливе.

Окислительно-восстановительное и кислотно-щелочное равновесия водного раствора с горными породами и минералами в условиях полного расходования растворенного кислорода, как это имеет место на окончаниях зон пластового окисления, в первом приближении моделируется установившимися значениями Eh и pH в герметично упакованных водонасыщенных пастах [9, 10]. По данным многих сотен измерений, свежие неокисленные на воздухе образцы пород рудосносных горизонтов пластовых инфильтрационных месторождений урана обуславливают значения pH в интервале от 6,4 до 8,5. Среднее же значение pH по измерениям 757 образцов сероцветных пород из разных районов и месторождений составляет 7,5. Среди них 26 рудных образцов характеризуются значениями pH от 6,9 до 7,7 (среднее 7,2), что указывает на некоторое относительное подкисление среды в зоне рудообразования.

Рудные образцы из коллекции, т.е. долго хранившиеся на воздухе, обуславливают гораздо большую кислотность. В среднем для восьми таких образцов pH составляет 5,2, при вариациях в пределах от 4,5 до 6,3. Еще большую кислотность при хранении на воздухе способны создать пиритизированные породы, обогащенные углистым материалом, — вплоть до pH 1. Отметим, что среднее значение для 52 образцов не полностью окисленных пород, хранившихся в коллекции, составляет 6,1, а максимальное значение в бессульфидных породах — 8,1. Следовательно, кислая среда в окисляющихся породах создается только при свободном доступе кислорода. К окончаниям же зон пластового окисления растворенный кислород поступает в следовых количествах, измеряемых малыми долями миллиграмма на литр, со скоростью движения пластовых вод, измеряемой метрами в год, и неудивительно, что на фронте пластового окисления существенного подкисления среды не происходит.

Полностью окисленные породы рудосносных горизонтов обуславливают среднее значение pH, равное 7,3, при вариациях в пределах 6,9—8,6. По сравнению с исходными сероцветными породами желтые лимонитизированные породы в целом характеризуются меньшими на 0,2 значениями pH, что объясняется, по-видимому, влиянием гидролитического подкисления, свойственного процессу окисления закисного железа.

Известные различия кислотности, создаваемые локальными выделениями чистых окисляющихся минеральных и органических веществ, содержащихся

в породах рудоносных горизонтов [10], и приведенными выше данными измерений величин pH указывают на возможность локальной кислотно-щелочной неравновесности в не полностью окисленных породах и на границах разнородных веществ в пределах выделенных геохимических зон. Эта микрозональная кислотно-щелочная дифференциация в принципе может приводить к местному преобразованию и перераспределению вещества, но, очевидно, без его существенного привноса—выноса. Макрозональное же кислотно-щелочное перераспределение химических элементов на окончаниях зон пластового окисления может достигать лишь масштабов, вызываемых изменением значений pH, близких к 0,1–0,2. Только в условиях искусственной активизации окисления проходкой горных выработок оно может увеличиваться до целой единицы, а в аэрированных образцах на воздухе — до нескольких единиц.

Рассматривая, с учетом приведенных фактических данных, масштабы кислотно-щелочного перераспределения отдельных химических элементов, сопряженного с процессами окислительно-восстановительных взаимодействий на окончаниях зон пластового окисления, следует соблюдать осторожность в прогнозах возможности накопления в этих местах элементов, не изменяющих валентного состояния в природном интервале окислительно-восстановительного потенциала. При объяснении ассоциации урана с химическими элементами, поведение которых геохимически от этого элемента сильно отличается, нельзя забыть возможность возникновения артефактов из-за недостаточного учета других факторов их перераспределения, т.е. без обеспечения так называемого минимума рассматриваемой системы.

Генетическая природа редких и рассеянных химических элементов в рудомещающих породах пластовых инфильтрационных месторождений урана может быть по меньшей мере тройственной: эпи-, диагенетической и седиментационной. Рассмотрим ее на примере скандия. Этот элемент — наиболее яркий представитель рассеянных химических элементов. Его относят к редким не потому, что его мало, а потому что он не образует собственных промышленных месторождений. Кларк скандия в осадочных породах, по А.П. Виноградову [5], составляет 10 г/т; по А.А. Беусу [2], кларк скандия в глинистых сланцах — 13 г/т, а в песчанниках и карбонатных породах понижен до 1 г/т. По новейшим данным [7], кларк скандия для земной коры равен 16,6 г/т. В осадочных породах средние содержания скандия распределяются следующим образом, г/т: глины — 11,3, глубоководные глины — 23,2, известняки — 1, песчанники — 6,8. Среди песчанников наиболее богаты скандием разности, обогащенные ильменитом, рутилом, монацитом, цирконом. Зрелые песчаные породы с резким преобладанием кварца обеднены скандием до 1–2 г/т.

Обращает на себя внимание концентрирование скандия в основных породах и связь с этим источником повышенных концентраций скандия в осадочных породах и в корах выветривания. Л.Ф. Борисенко [3] выделяет следующие главные минералы—концентраторы скандия в основных генетических типах его месторождений и приводит его весовые концентрации в этих минералах, достигающие, %: ферримусковит — 0,4, вольфрамит — 0,25, касситерит — 0,13, берилл — 0,13, циркон — 0,12, слюды — 0,05, монацит — 0,03, ильменит — 0,02, фторапатит — 0,02.

На рассматриваемых месторождениях ураноносные пески обогащены скандием до 6 г/т против 2–4 г/т в исходных сероцветных песках [19]. Отмечается, что его сингенетические концентрации в глинах на указанных месторождениях находятся на уровне 10–15 г/т. Следовательно, помимо экзогенных эпигенетических концентраций скандия с немалым основанием мог повзреть в пески в составе обломочных минералов, в том числе в виде россыпных скоплений, а кроме того, давать диагенетические накопления в фосфатных остатках и глинистом цементе. Реальное соотношение масштабов близкларкового эпигенетического перераспределения и доли скандия в составе алло- и аутигенных минералов, содержащих скандий, а также сорбированного глинистым цементом, может

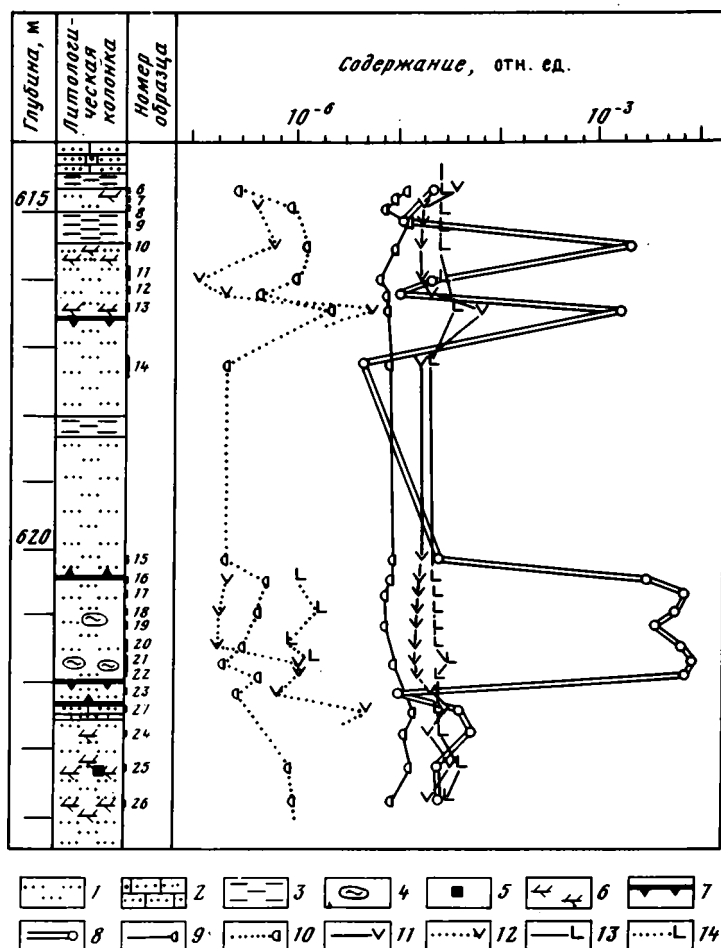
быть определено только в результате соответствующего детального анализа, без которого отнесение скандия ураноносных пород к эпигенетическому остается сомнительным.

Накопление скандия в ураноносных песках в результате его кислотно-щелочного перераспределения связывают с процессами гидролиза, который начинается у солей скандия, как известно, при pH 4,8–4,9 и максимума достигает при pH 8,5. Применительно к рассматриваемому вопросу Е.М. Шмариовичем и др. [19] проведены специальные эксперименты, согласно которым минимум растворимости оксида скандия установлен при pH 9,5–10 и составил 10^{-7} г/л. В близонейтральных и слабощелочных пластовых водах рассматриваемых месторождений концентрация скандия, по их расчетам, не может превышать 10^{-6} г/л и, по-видимому, составляет 10^{-7} – 10^{-8} г/л [19]. Физико-химические данные, следовательно, плохо согласуются с утверждением этих авторов о существенном перераспределении скандия в профиле рудоконтролирующей зональности пластовых инфильтрационных месторождений урана. Привлекаемые ими результаты опытов по снижению pH растворов до 4–3 за счет окисления сульфидов при свободном доступе кислорода воздуха, приложимые для объяснения формирования кислых вод, аэрируемых в зонах окисления сульфидных месторождений [11], не реализуются на окончаниях зон пластового окисления.

Сернокислотное подземное выщелачивание урановых руд пластовых инфильтрационных месторождений во всех случаях сопровождается поступлением в продуктивный раствор концентраций скандия, измеряемых долями миллиграмма на литр, а на месторождениях, прилежащих к областям сноса обломочного материала из районов с широким развитием основных пород, — целым миллиграммом на литр. Характерно, что в откачных растворах участков кислородно-карбонатного выщелачивания скандия практически нет, что противоречит имеющимся в литературе утверждениям [19] о его подземном выщелачивании как по сернокислотной, так и по бикарбонатной схемам.

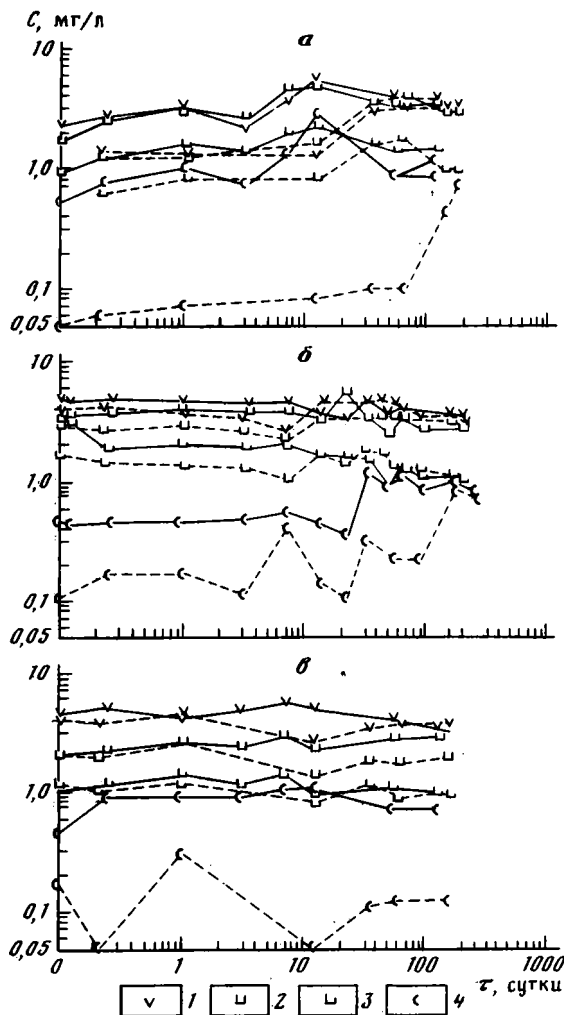
Скандий, а также иттрий и лантан, как типичные представители элементов редкоземельного семейства, обнаруживаются в продуктивных растворах участков сернокислотного подземного выщелачивания и при их близкларковых концентрациях в породах. В качестве иллюстрации такой возможности на фиг. 2 приведен геохимический разрез скважины, вскрывшей урановорудные интервалы водопроницаемых пород. На приведенной фигуре отчетливо виден контроль уранового оруденения верхней и нижней границами зон пластовой лимонитизации, вдоль которых оно локализуется в неокисленных породах. Содержания скандия, иттрия и лантана однозначной связи с распределением урана не обнаруживают. Для скандия видна некоторая корреляция с глинистостью пород. Иттрий обнаруживает тяготение к породам, обогащенным растительными остатками, а лантан распределен еще более монотонно, хотя и повторяет в сглаженном виде кривую распределения иттрия.

Более изменчиво распределение в породах кислоторастворимой части рассматриваемых химических элементов. При этом в отличие от урана, который нацело выщелачивается из пород серной кислотой с перманганатом калия, скандий, иттрий и лантан в таких условиях выщелачиваются в меньшей степени. Содержания их кислоторастворимой части на математический порядок меньше их валового содержания в породах. Повторяя в более контрастном виде кривые распределения в разрезе валовых содержаний, кислоторастворимые формы вблизи окислительно-восстановительной границы для железа обнаруживают всплеск увеличений кислоторастворимых форм скандия и особенно иттрия при неоднозначном поведении лантана. Возможно, что указанные всплески возрастных концентраций кислоторастворимых форм скандия и иттрия связаны с рассмотренной выше микрозональной кислотно-щелочной неоднородностью, приводящей к некоторому преобразованию форм нахождения рассеянных элементов в менее устойчивые формы их нахождения в породах.



Фиг. 2. Распределение урана, скандия, иттрия и лантана в разрезе рудоносного горизонта
 1 – песок мелкозернистый; 2 – песчаник карбонатный; 3 – алевролит; 4 – глинистый окатыш; 5 – выделение дисульфидов железа; 6 – обугленный растительный остаток; 7 – граница зоны пластового окисления; 8 – содержание в породах урана; 9, 10 – содержание скандия (9 – валовое, 10 – кислоторастворимого); 11, 12 – содержание иттрия (11 – валовое, 12 – кислоторастворимого); 13, 14 – содержание лантана (13 – валовое, 14 – кислоторастворимого). Уран в породах и в сернокислотных вытяжках определен колориметрическим методом с арсеназо III (аналитик Л.С. Шулик). Скандий, иттрий, церий и лантан определены количественным спектральным методом (аналитики А.И. Галуздина – в породах, Г.Е. Белоусов – в растворах)

Известно, что в процессе выветривания и при переносе продуктов выветривания происходит обогащение глинистой фракции редкоземельными элементами (РЗЭ). Алевролитовая фракция сохраняет состав, близкий к исходному, а песчаная в целом обедняется, хотя в результате механической дифференциации возможно также обогащение отдельных прослоев и участков за счет скопления устойчивых минералов [21, 22]. Обращает внимание также накопление среди продуктов выветривания как остаточных минералов, так и тонкодисперсных собственно гипергенных минералов – носителей РЗЭ [4, 15, 16]. Эпигенетические новообразования также должны накапливаться в тонкодисперсной фракции. Поэтому для экспериментов по сернокислотному выщелачиванию РЗЭ из пород рудоносных горизонтов пластовых инфильтрационных месторождений урана использовалась глинисто-алевролитовая фракция терригенных пород.



Фиг. 3. Зависимость содержаний Y, Ce, La и Sc в сернокислых растворах от продолжительности выщелачивания из глинисто-алевритовой фракции терригенных пород

а — обр. 054 — буро-желтая пластово-окисленная порода (Сорг 0,01%, CO_2 0,2%, Y 45 г/т, La 36 г/т, Sc 36 г/т); б — обр. 060 — светло-серая неокисленная порода (Сорг 0,02%, CO_2 1,35%, Y 42 г/т, La 35 г/т, Sc 33 г/т); в — обр. 059 — темно-серая неокисленная порода (Сорг 0,25%, CO_2 3,72%, Y 50 г/т, La 41 г/т, Sc 26 г/т); 1—4 — изменение содержаний соответственно иттрия, церия, лантана и скандия при pH 1 (сплошная линия) и pH 2 (пунктирная линия)

Эти фракции были накоплены отдельно из трех представительных геохимических типов пород — соответственно желтого, светло- и темно-серого цвета.

Кинетические эксперименты проводились по методу Морзе [23] в стационарных по кислотности растворах H_2SO_4 с pH 1 и 2, отвечающих обычным условиям сернокислотного подземного выщелачивания урана. Для поддержания соотношения объемов твердой и жидкой фаз 1 : 2 процесс выщелачивания проводился с прерыванием на различные моменты времени. Для этого в обеих сериях экспериментов (pH 1 и 2) проба делилась на 10–15 частей по 50 г каждая, которые и выщелачивались с разной продолжительностью. Для поддержания постоянных значений pH раствор регулярно подкреплялся 10 N H_2SO_4 . Контроль значений pH осуществлялся электрометрически стеклянным электродом для измерений pH на потенциометре ОР-211.

Кинетические эксперименты показали также, что количество кистоторастворимых форм составляет лишь 10–20% от общей концентрации в породах элементов редкоземельного семейства. При этом выщелачивание основного количества этой кистоторастворимой фазы происходит в первые сутки, т.е. обусловлено преимущественно легкорастворимой их формой (фиг. 3). Наиболее трудно выщелачивается скандий, особенно при pH 2. При pH 1 он переходит в раствор с запазданием против остальных элементов этого семейства. Влияние геохимических типов пород проявляется в том, что окисленные породы бурого-желтого цвета выщелачиваются менее интенсивно, чем неокисленные светло- и темно-серые. Вероятно, в этом проявляются признаки процесса гипергенного выщелачивания рассматриваемых элементов в процессе преобразования исходных пород в пластово-окисленные.

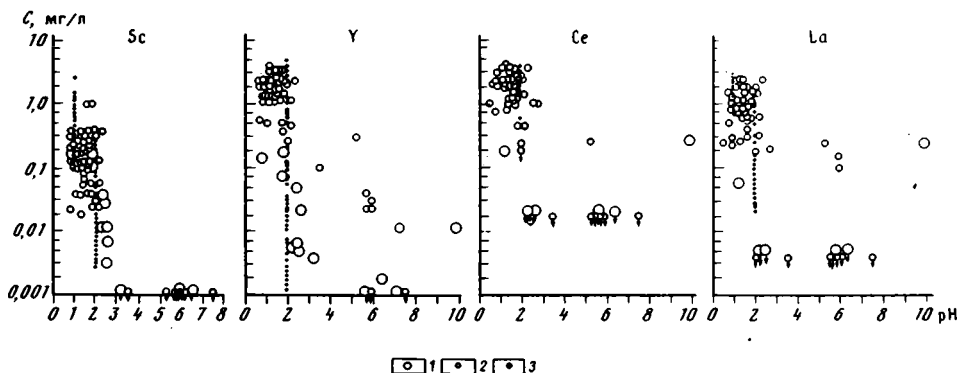
Возможность сернокислотного выщелачивания скандия, иттрия и лантаноидов из пород с близкларковыми содержаниями этих элементов подтверждается и по данным о природных кислых растворах. Наиболее широко такие растворы развиты в областях современного вулканизма.

По данным А.З. Миклишанского и др. [13], в кислой воде (pH 1,25) источника Юрьева, стекающей с вулкана Эбеко на о-ве Парамушир Курильской вулканической гряды, содержания скандия и церия составляют соответственно 0,13 и 0,19 мг/л. В концентрациях, измеряемых сотыми долями миллиграмма на литр, в этой воде обнаружены Ga, La, Pr, Sm, Dy, Er, Yb. По данным Е.А. Баскова и С.Н. Сурикова [1], в кислой воде вулкана Эбеко (pH 0,8) содержания скандия составляют 0,15–0,37 мг/кг, иттрия – 0,15 мг/кг. На о-ве Кунашир в Нижнеменделеевском источнике на склоне вулкана Менделеева при pH 1,75 содержания скандия и иттрия составляют по 0,16 мг/кг. Характерно, что скандий обнаруживается в кислых водах и отсутствует в близнеутральных и слабощелочных.

Степень обогащенности скандием, иттрием и лантаноидами вод кислых источников вулканической области близка к таковой у продуктивных растворов сернокислотного подземного выщелачивания руд пластовых инфильтрационных месторождений урана. В целом несколько меньшая степень обогащения вод источников объясняется, очевидно, тем, что в трещинных коллекторах вулканических построек растворы находятся дальше от равновесия с породами, чем в пористых песках рудоносных горизонтов на участках подземного выщелачивания.

В близнеутральных и щелочных подземных водах скандий практически нерастворим. В пластовых близнеутральных водах рудоносных горизонтов, по данным инструментального нейтронно-активационного анализа (НАА), содержания скандия находятся на уровне десятых долей микрограмма на литр. В океанической воде его среднее содержание составляет 0,0008, в подземных водах зоны гипергенеза – в среднем ~ 0,1, в термальных водах – 0,003–0,02 мкг/л [7]. Иттрий и лантан в отличие от скандия интенсивно выщелачиваются и в щелочной гидрогеохимической среде. Так, по данным С.Р. Крайнова [8], в агпантовых сиенитах воды с pH 9–10 содержат десятки микрограмм на литр иттрия и сотни микрограмм на литр церия и лантана. В то же время менее щелочные воды типа азотных терм лишены аналитически определяемых концентраций этих элементов. В пластовых водах районов рассматриваемых месторождений содержания лантана и церия, по данным НАА, не превышают долей микрограмма на литр.

На фиг. 4 показана зависимость содержаний скандия, иттрия, церия и лантана от значений pH выщелачивающих растворов и подземных вод. Здесь видно, что в подземных водах, в сернокислых растворах на участках подземного выщелачивания и в сернокислотных вытяжках из образцов пород аналитически определяемые (> 1 мкг/л) концентрации скандия появляются при pH < 3 . Дальнейшее увеличение кислотности приводит к увеличению содержаний скандия до долей и даже целых миллиграммов на литр. Иттрий, церий и лантан в таких сильно-кислых средах также переходят в раствор, причем в технологических растворах



Фиг. 4. Зависимость содержаний скандия, иттрия, церия и лантана от pH раствора

1 — подземные воды (по литературным данным с дополнениями); 2 — технологические растворы на участках сернокислотного подземного выщелачивания урана, пластовых инфильтрационных месторождений; 3 — сернокислотные вытяжки из терригенных пород рудоносных горизонтов пластовых инфильтрационных месторождений урана. Анализы технологических растворов и сернокислых вытяжек выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ количественным спектрохимическим методом (аналитик Г.Е. Белоусов)

и в сернокислых вытяжках они достигают более высоких концентраций, чем скандий. Их обычные концентрации в таких растворах измеряются целыми миллиграммами на литр.

Поскольку близкларковые концентрации вещества всегда на один или несколько математических порядков меньше содержаний основных рудных концентраций, только большие масштабы производства позволяют рассчитывать на вполне приемлемые количества попутных веществ, получаемых, по существу, из проницаемых пород.

При обычных содержаниях рассматриваемых попутных компонентов в технологических растворах участков подземного выщелачивания $0,1-10 \text{ г/м}^3$ и средней производительности откачных скважин $100-300 \text{ м}^3/\text{сутки}$ годовая добыча из одной скважины может составлять от 3,6 до 1096 кг. Ориентируясь на эти величины, можно утверждать, что для редких и рассеянных элементов попутное извлечение из выщелачивающих растворов может быть вполне рентабельным и обеспечивать потребности промышленности в этом сырье.

В пластовых инфильтрационных месторождениях урана, да и на других типах месторождений, можно поэтому выделять две группы химических элементов, сопутствующих основному оруденению: 1) *геохимически сопутствующие элементы*, к которым относятся химические элементы, образующие в породах концентрации, сформированные единым рудообразующим процессом (на пластовых инфильтрационных месторождениях урана к ней относятся селен, молибден, рений, а возможно, и ванадий, т.е. элементы переменной валентности, подверженные окислительному выщелачиванию и образующие нерастворимые соединения в низковалентном состоянии); 2) *геотехнологически сопутствующие элементы*, к которым относятся селективно выщелачиваемые из пород элементы, концентрации которых в откачных растворах достигают величин, необходимых для рентабельной эксплуатации. На участках сернокислотного выщелачивания рассматриваемых месторождений к этой группе можно отнести скандий, вероятно, иттрий и лантаноиды, т.е. редкие и рассеянные элементы, не изменяющие валентного состояния в природном интервале окислительно-восстановительного потенциала.

В общем виде к геотехнологически сопутствующим на месторождениях, эксплуатируемых методом сернокислотного подземного выщелачивания, потенциально могут быть отнесены все те редкие и рассеянные химические элементы, соединения которых растворимы в сернокислой среде, особенно те, что образуют устойчивые сульфатные комплексные ионы. Прочные сульфатные комплексы

с константами устойчивости $> 10^3$ образуют Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Cr, Dy, Er, Eu, Id, Hf, Hg, Ho, In, La, Lu, Ni, Pb, Pr, Sc, Sm, Tb, Th, Ti, Tm, U, Y, Yb, Zr. Из них наиболее прочные комплексы с константами устойчивости $> 10^6$ образуют Zr, U, Tm, Th, Sc. Это делает актуальной постановку специальных исследований по выбору литогенетических типов пород и их фациальных и геохимических разновидностей, а также эффективных реагентов для обоснования рентабельного извлечения редких и рассеянных химических элементов из водопроницаемых пород. По существу требуются исследования возможностей выхода на новый вид минерального сырья, принципиально отличающегося от привычных рудных концентраций.

Список литературы

1. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы тихоокеанского сегмента земли. М.: Недра, 1975. 171 с.
2. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
3. Борисенко Л.Ф. Генетические типы месторождений скандия // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 4. С. 82–90.
4. Бурков В.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных месторождений в корях выветривания // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 137–145.
5. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–572.
6. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования / Под ред. Перельмана А.И. М.: Атомиздат, 1980.
7. Иванов В.В., Юшко-Захарова О.Е., Борисенко Л.Ф., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам. М.: Недра, 1989. 462 с.
8. Крайнов С.В. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
9. Лисицин А.К. Метод определения Eh–pH химического равновесия водного раствора с горными породами и минералами // Геохимия. 1967. № 8. С. 994–1002.
10. Лисицин А.К. Об условиях осаждения молибдена и селена в экзогенных эпигенетических урановых месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 5. С. 27–35.
11. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.
12. Максимова М.Ф., Шмариович Е.М., Рехарская В.М. Рений – сопутствующий компонент инфильтрационных урановых месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. № 8. С. 12.
13. Миклишанский А.З., Колотов В.П., Яковлев В.П. Нейтронно-активационный анализ геотермальных вод и продуктов их взаимодействия с морскими водами // Геохимия. 1987. № 1. С. 142–147.
14. Натальченко Б.И., Бровин К.Г., Калинин В.И. и др. Сопутствующие элементы в экзогенных эпигенетических месторождениях урана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 308. № 6. С. 1476.
15. Подпорина Е.К. Редкоземельные элементы в корях выветривания. М.: Наука, 1985. 126 с.
16. Подпорина Е.К. Гипергенные редкоземельные минералы в корях выветривания // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 145.
17. Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–64.
18. Шмариович Е.М., Синенький Л.А., Загоскин В.А. Поведение ванадия в пластово-инфильтрационном процессе // Геология руд. месторождений. 1987. № 3. С. 71–82.
19. Шмариович Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И., Бровин К.Г. Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 83–92.
20. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под ред. Перельмана А.И. М.: Атомиздат, 1965. 308 с.
21. Ditz R., Sarbas B., Schubert P., Töpper W. Sc, Y, La-Lu Rare Earth Elements // Gmelin Handbook of Inorganic Chemistry. Berlin: Springer, 1988. 424 p.
22. Cullers R.L., Barrett T., Carlson R., Robinson B. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediments: A case study in the West Mountains, Colorado U.S.A. // Chem. Geol. 1987. V. 63. № 63. P. 275–297.
23. Morse J.W. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. III A new method for the study of carbonate reaction kinetics // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 1. P. 97–107.

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

Поступила в редакцию
3.1.1990

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.6/551.732.2 (474.2)

© 1991

Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.

ГЛОБУЛЯРНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ
СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Данное сообщение является продолжением литолого-минералогического и кристаллохимического изучения глобулярных 2:1 слоистых силикатов кембрийского возраста, начатого в работах [1, 2]. В нем представлены результаты исследования глобуль из отложений атдабанского яруса нижнего кембрия Северной Эстонии: из пограничных слоев люкатиской и тискреской свит в разрезе Утрия и из основания люкатиской свиты в разрезах Кунда и Мутсаметса (фиг. 1). Изучение проводилось комплексом физических и химических методов (рентген, электронография, ИК- и ЯГР-спектроскопия, аналитическая и электронная микроскопия). Принятые нами методики выделения мономинеральных фракций зерен и съемки ЯГР-спектров представлены в работах [3, 6].

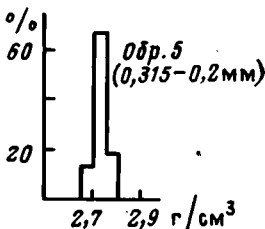
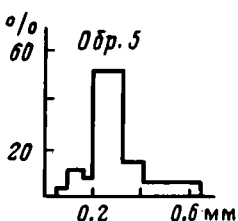
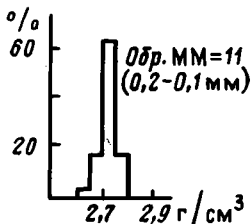
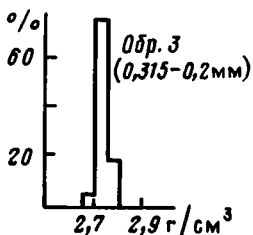
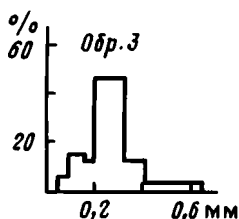
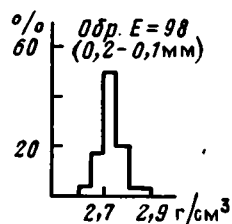
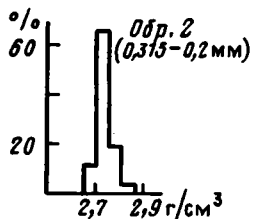
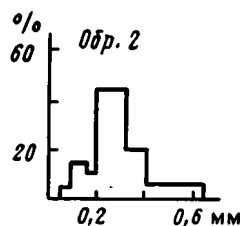
Породы средней части нижнего кембрия Северной Эстонии слабо литифицированы и катогенетические процессы в них проявлены незначительно [4, 8]. Они представлены переслаивающимися слабосцементированными кварцевыми алевролитами, в том числе глауконитсодержащими, и размокающими глинами. Глауконитовые алевролиты пограничных слоев люкатиской и тискреской свит (обр. 2, 3 и 5) изученного разреза Утрия (см. фиг. 1) лишены структур гравитационного уплотнения и характеризуются порово-плочной цементацией, в которой основную роль играют слоистые минералы. Кроме обломочного кварца, более редких полевых шпатов, а также слюд, в исследованных породах встречен разнозернистый (от тонко- до крупнозернистого) пирит, редкие гидроксиды железа и зерна фосфата. Пирит, как правило, не окислен и отмечается не только во вмещающих породах, но и в самих глауконитовых зернах, где образует редкие выделения.

Глинистая фракция ($< 0,001$ мм), выделенная из цемента глауконитсодержащих пород, в изученном разрезе представлена двумя слоистыми минералами, состав которых одинаков и, судя по параметру элементарной ячейки b (9,01 Å), соответствует илиту. Преобладающей фазой является хорошо окристаллизованный илит политипа 1M, а второстепенная фаза окристаллизована хуже и представлена илитом политипа 2M₁. Последняя слюда, по мнению авторов работы [9], обломочного происхождения. Содержание разбухающих слоев в тонкодисперсных слоистых минералах не превышает 10%.

Глобули глауконита, содержание которых в алевролитах колеблется от 1 до 20%, распределяются как хаотично, образуя линзовидные скопления, так и послойно, подчеркивая тонкую слоистость; в глинах минерал встречается спорадически.

Глауконитовые зерна характеризуются зеленым цветом, овальной, округлой, эллипсоидальной, реже неправильной формами, как правило, неровной ("ямчатой") вследствие слабого вдавливания окружающих терригенных минералов в глауконитовую массу поверхности. Структура зерен гомогенная, реже — гетерогенная из-за включений пирита и кварца. Погасание обычно микроагрегатное, а у спорадически встречающихся крупнокристаллических (слюдopodobных) разновидностей зерен, которые рассматриваются [5] как псевдоморфозы глауконита по остаткам червеобразных животных организмов, — прямое.

Размер зерен в обр. 2, 3 и 5 колеблется от 0,63 до 0,1 мм (фиг. 2); при этом доминирует фракция 0,315–0,2 мм, которая и подвергалась детальному изучению. Обломки глобуль наблюдаются во всех гранулометрических фракциях, но преобладающее их количество отмечается во фракции $< 0,2$ мм. Поскольку порода при сепарации не дробилась, а отмучивалась, основная часть обломков глауконитовых зерен является, по-видимому, природной и, как уже отмечалось в литературе [4, 5], связана с местными перемычками глауконитсодержащих осадков. По плотностным свойствам исследованные образцы (2, 3, 5) близки: плотностный максимум зерен размером 0,315–0,2 мм лежит в интервале 2,7–2,75 г/см³ при подчиненном содержании более легких и более тяжелых глобуль (фиг. 3).



Фиг. 2

Фиг. 3

Фиг. 2. Гистограммы распределения глобул по размеру в разрезе Утрия

Фиг. 3. Гистограммы распределения глобул по плотности в разрезе Утрия

На ИК-спектрах образцов в области валентных колебаний ОН-групп разрешается одна сильная полоса с максимумом $3525-3530 \text{ см}^{-1}$ ($\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}$) и слабая — в интервале частот от 3580 см^{-1} (Fe^{3+}Al) до 3600 см^{-1} (MgAl).

Для сравнительного изучения глауконита из других разрезов (Кунда, Мутсаметса) были привлечены две отмученные фракции зерен (основание люкатиской свиты обр. Е-98, ММ-11) размером $0,2-0,1 \text{ мм}$, любезно переданные М. Рятсепом. Преобладающая плотностная фракция зерен ($0,2-0,1 \text{ мм}$) в обр. Е-98 и ММ-11, как и в обр. 2, 3, 5, лежит в интервале $2,7-2,75 \text{ г/см}^3$. Детальное изучение показало, что по макро- и микроскопическим, рентгеновским, электронографическим и ИК-спектроскопическим особенностям зерна пяти исследованных образцов в основном сходны между собой (см. табл. 1-3, фиг. 2, 3). Некоторые различия наблюдаются в дифракционных данных и в химическом составе. Так, если в обр. ММ-11 содержание Al-фазы соизмеримо с ее содержанием в обр. 2, то в обр. Е-98 она практически не фиксируется. На химическом составе люкатиских глобул и их кристаллохимических особенностях присутствие Al-фазы также не отражается. Как видно из табл. 2, 3, образцы из разрезов Кунда и Мутсаметса по сравнению с разрезом Утрия более железистые на фоне общего сходства составов.

Для изучения глауконитового вещества на уровне индивидуальных частиц нами была использована аналитическая электронная микроскопия. С помощью электронного микроскопа "JEM-100 C", оснащенного энергодисперсионным анализатором "Kevex-1500", исследовались отдельные зерна обр. 3 ($0,315-0,2 \text{ мм}$; $2,7-2,75 \text{ г/см}^3$). Микродифракционные картины от планкообразных частиц, которые преобладают в строении зерна, как правило, точечные и, следовательно, сами частицы являются монокристаллами. Точечных электронограмм с расщеплением рефлексов ни разу получить не удалось, как можно было бы ожидать в случае доменного строения частиц. Исследование энергодисперсионных спектров микрокристаллов

¹Исследования проводились в лаборатории электронной микроскопии (ИГЕМ АН СССР). Аналитик Н.В. Трубкин.

Таблица 1

Дифракционные особенности глобуль из нижнекембрийских отложений

Возраст	Ярус	Серия	Свита	Номер об- разца	Размер зерна, мм	Плотность зер- на, г/см ³	Рентгеновские данные					Электронографические данные, Å				
							<i>d</i> (060), Å		<i>d</i> (001), Å		раз- бу- хаю- щие слои, %	Al- сло- да <i>b</i>	глауконит			
							Al-сло- да 1 <i>M</i>	глау- конит	при- род- ный	насы- щен- ный			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>β</i>
Ниж- ний кемб- рий	Атда- банс- кий	Ливс- кая	Тис- крес- кая	2	0,315–0,2	2,7–2,75	1,499	1,514	10,30	9,82	15–20	9,00	5,25	9,09	10,13	101,0
			3	0,315–0,2	2,7–2,75	1,500	1,514	10,30	9,82	15–20	9,00	5,25	9,09	10,13	101,0	
			Люка- тис- кая	5	0,315–0,2	2,7–2,75	1,499	1,514	10,28	9,82	15–20	9,00	5,25	9,09	10,13	101,0
			Е-98	0,25–0,1	2,7–2,75	–	1,515	10,33	9,82	15–20	–	5,24	9,08	10,12	101,0	
			ММ-1	0,25–0,1	2,7–2,75	1,497	1,514	10,45	9,82	15–20	9,00	5,24	9,08	10,12	101,0	

Таблица 2

Химический состав глобуль нижнекембрийского возраста

Номер образца	Размер, мм	Плотность, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O [–]	Сумма
2	0,315–0,2	2,65–2,7	48,80	0,10	12,28	20,52	0,10	2,66	0,01	7,04	–	–	–	91,53
2	0,315–0,2	2,7–2,75	47,26	0,36	11,70	19,47	1,82	–	2,18	0,20	7,35	7,61	1,32	99,28
2	0,315–0,2	2,75–2,8	48,27	0,08	10,40	22,69	0,06	2,40	0,06	7,59	–	–	–	91,59
2	0,315–0,2	2,7–2,75	48,63	0,36	11,65	19,94	1,33	–	2,33	0,19	7,20	7,31	0,94	99,88
3	0,315–0,2	2,75–2,8	48,97	0,08	10,63	22,08	0,21	2,33	0,03	7,98	–	–	–	92,29
5	0,315–0,2	2,65–2,7	49,50	0,08	12,44	19,26	0,00	2,42	0,01	7,48	–	–	–	91,41
5	0,315–0,2	2,7–2,75	48,98	0,10	12,15	16,95	2,40	0,09	2,34	0,20	7,45	7,16	2,57	100,39
5	0,315–0,2	2,75–2,8	49,80	0,06	11,1	21,29	0,06	2,52	0,03	8,08	–	–	–	92,98
E-98	0,25–0,1	2,7–2,75	47,01	Нет	11,18	21,53	1,90	0,48	2,87	0,10	7,04	5,28	2,53	99,92
MM-11	0,25–0,1	2,7–2,75	47,87	"	10,86	20,04	3,00	0,46	2,78	0,10	6,86	5,18	2,69	99,84

Примечание. Неполный силикатный анализ (без определения воды, CO₂ и C_{орг}) определялся на спектрометре фирмы ГУ-48 аналитиками М.И. Степанец и М.И. Кайковым. Полный силикатный анализ проводился аналитиком К.А. Степановой.

Таблица 3

Кристаллохимические формулы минералов нижнекембрийского возраста

Номер образца	Катионы		Тетраэдрические		Октаэдрические				Межслоевые			Заряды			Степень железистости, %
	размер зерна, мм	плотность зерна, г/см ³	Si	Al	Fe ²⁺	Al	Fe ²⁺	Mg	K	Na	Ca	тетраэдрические	октаэдрические	межслоевые	
2	0,315-0,2	2,7-2,75	3,54	0,46	1,10	0,57	0,11	0,24	0,70	0,03	-	15,56	5,71	0,73	0,66
3	0,315-0,2	2,7-2,75	3,57	0,43	1,10	0,57	0,08	0,25	0,69	0,03	-	15,57	5,70	0,72	0,66
5	0,315-0,2	2,7-2,75	3,61	0,39	0,94	0,67	0,15	0,26	0,70	0,03	-	15,61	5,65	0,73	0,56
E-98	0,2-0,1	2,7-2,75	3,47	0,53	1,20	0,44	0,12	0,32	0,66	0,01	0,04	15,47	5,80	0,75	0,73
MM-11	0,2-0,1	2,7-2,75	3,53	0,47	1,11	0,47	0,18	0,30	0,65	0,01	0,04	15,53	5,70	0,74	0,71

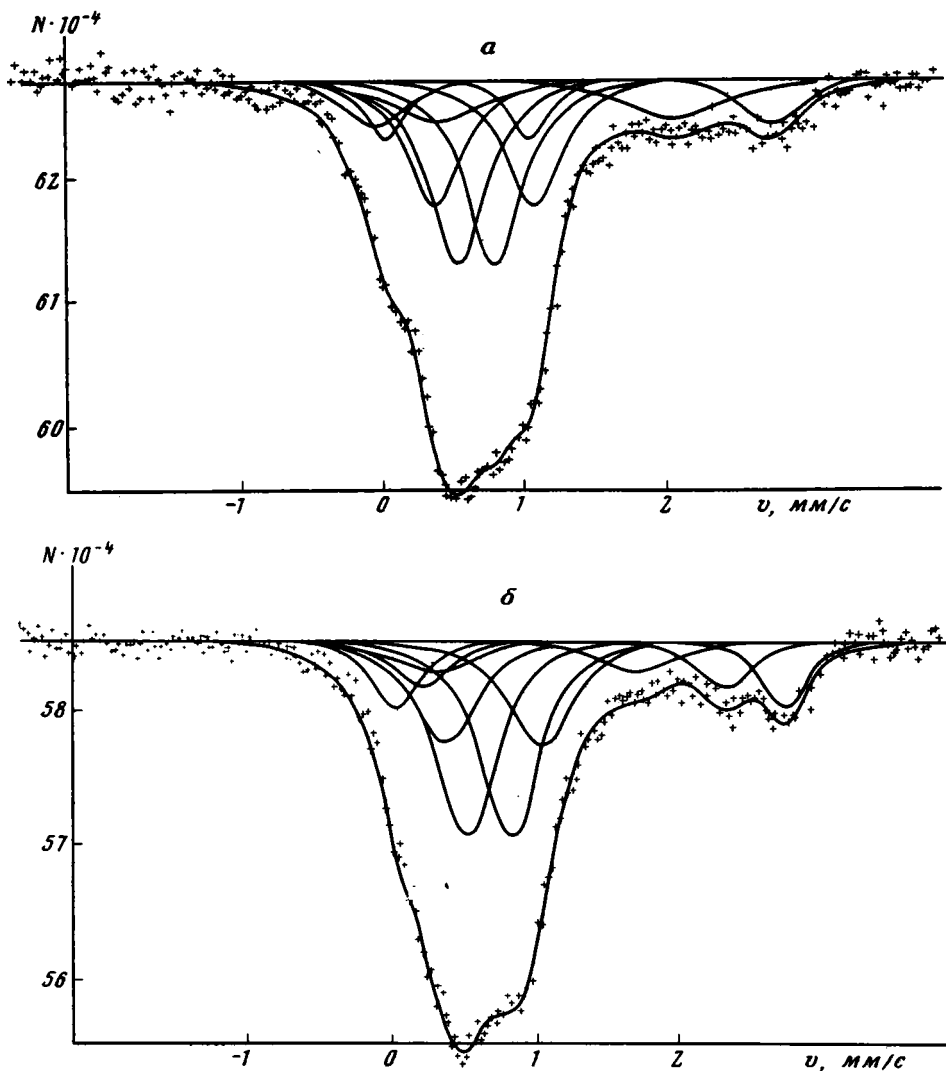
Таблица 4

Масс-спектрометрические спектры изученных образцов

Номер образца	Fe ³⁺ (I)				Fe ³⁺ (II)				Fe ³⁺ (III) или Fe ²⁺				Fe ²⁺ (I)				Fe ²⁺ (II)				Fe ²⁺ /Fe ³⁺
	КР, мм/с	ХС, мм/с	Г, мм/с	S, %	КР, мм/с	ХС, мм/с	Г, мм/с	S, %	КР, мм/с	ХС, мм/с	Г, мм/с	S, %	КР, мм/с	ХС, мм/с	Г, мм/с	S, %	КР, мм/с	ХС, мм/с	Г, мм/с	S, %	
2	0,28	0,66	0,47	40	0,71	0,72	0,45	26	1,01	0,52	0,31	9	1,72	1,22	0,74	14	2,78	1,36	0,46	10	0,33
3	0,31	0,68	0,53	50	0,71	0,70	0,40	20	1,15	0,58	0,27	8	2,10	1,18	0,61	14	2,81	1,34	0,35	9	0,29
5	0,32	0,67	0,50	44	0,68	0,70	0,53	25	1,45	1,02	0,62	9	2,16	1,29	0,43	10	2,76	1,42	0,36	11	0,35
5*	0,32	0,60	0,58	41	0,71	0,60	0,62	29	0,91	1,03	0,49	5	2,52	1,42	0,66	14	3,15	1,36	0,45	11	0,33
E-98	0,31	0,68	0,45	35	0,88	0,65	0,60	26	1,53	0,98	0,61	7	2,08	1,29	0,49	6	2,66	1,42	0,34	5	0,24
MM-11	0,29	0,66	0,47	37	0,72	0,67	0,64	40	1,05	0,96	0,26	2	1,83	1,30	0,87	15	2,70	1,41	0,29	6	0,28
541	0,32	0,70	0,49	47	0,75	0,70	0,38	16	1,38	1,04	0,49	8	1,97	1,34	0,48	13	2,76	1,35	0,53	16	0,49

* Образец сфотографирован при температуре кипения жидкого азота (-186°C).

Примечание. КР — кинетическое расширение; ХС — химический сдвиг; Г — полуширина линии поглощения; S — интенсивность.

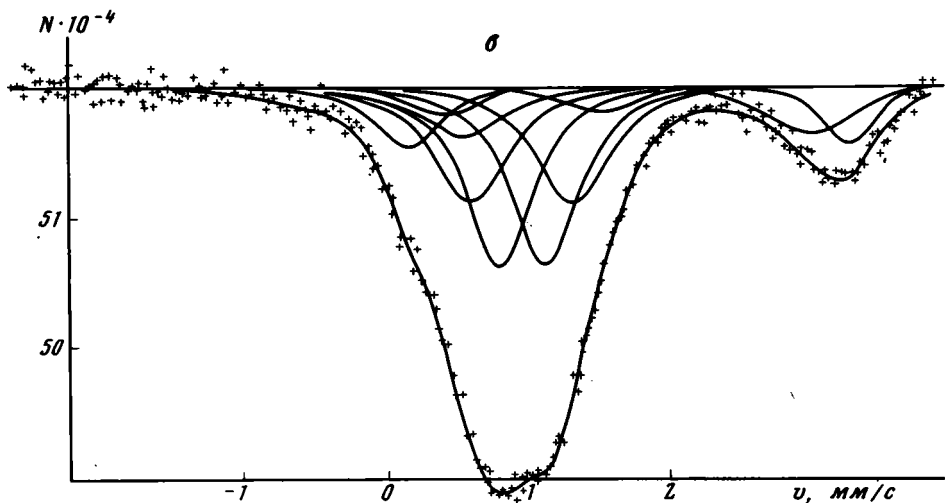


Фиг. 4, а, б

образца выявило, что в отдельно взятом зерне присутствуют частицы как резко различающиеся по степени железности, так и промежуточные по составу, т.е. они образуют изоморфный ряд от Al- до Fe-разновидностей.

Таким образом, изучение единичных зерен обр. 3, содержащих наибольшее количество Al-фазы, позволяет утверждать, что разделение составов в двухфазных образцах происходит на уровне индивидуальных частиц слоистых минералов. Эти минералы в единой группе по составу образуют изоморфный ряд от Al- до Fe-разновидностей, но среди них статистически преобладают частицы такого состава, усредненные параметры b которых соответственно близки (9,00 и 9,08–9,09 Å).

Мессбауэровские спектры были получены для всех изученных образцов. В табл. 4 и на фиг. 4 приведены их характеристики. Общей чертой полученных ЯГР-спектров является наличие интенсивного сигнала поглощения от Fe^{3+} -ионов и слабоинтенсивного — от Fe^{2+} -ионов, что свидетельствует о низком значении Fe^{2+}/Fe^{3+} . Для корректного определения этого соотношения потребовалось разложить ЯГР-спектр на пять составляющих его квандрепольных дублетов и установить соответствие полученных дублетов Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионам. ЯГР-спектры обр. 2 и 3 раскладываются на три дублета, однозначно отвечающие Fe^{3+} -ионам, и два дублета, соответствующие Fe^{2+} -ионам, что достаточно легко позволяет определить величину Fe^{2+}/Fe^{3+} (см. фиг. 4, а, табл. 4).



Фиг. 4. Мессбауэровский спектр

а — обр. 2; б — обр. 5; в — обр. 5, снятый при температуре кипения жидкого азота (-186°C)

Однако для обр. 5, Е-98 и ММ-11 проведение такого соответствия оказалось нетривиальной задачей, так как в спектрах этих образцов имеется слабоинтенсивный дублет, по своим мессбауэровским параметрам (квадрупольному расщеплению и химическому сдвигу) занимающий промежуточное положение между дублетами, соответствующими Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионам (см. фиг. 4, б, табл. 4). Можно предположить, что данный дублет обязан своим появлением обменному электронному взаимодействию между Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионами, находящимися в соседних цис-положениях октаэдрического слоя. В этом случае ионы железа будут приобретать валентность $\sim 2,5$, а в ЯГР-спектре им будет соответствовать дублет с промежуточными параметрами мессбауэровского спектра.

Для проверки этого предположения для обр. 5, в спектре которого данный дублет имеет наибольшую по сравнению с другими образцами интегральную интенсивность, был получен ЯГР-спектр, снятый при температуре кипения жидкого азота (см. фиг. 4, в). При этой температуре обменное взаимодействие должно исчезать и, следовательно, должны отсутствовать ионы железа промежуточной валентности. Действительно, в ЯГР-спектре, снятом при низкой температуре (см. фиг. 4, в), не наблюдается сигнал поглощения, занимающий промежуточное положение по сравнению с сигналами от Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов, в результате чего появляется возможность более точного определения величины $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Это отношение, определенное из ЯГР-спектра обр. 5, снятого при низкой температуре, равно 0,33. В то же время, если в спектре, полученном при комнатной температуре, допустить, что дублет с промежуточными параметрами принадлежит либо Fe^{3+} , либо $\text{Fe}^{2,5+}$ -ионам, то величина $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ будет соответственно 0,27, 0,43 и 0,35. Как видно из приведенных данных, наилучшее соответствие величины $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ при комнатной температуре и при температуре кипения жидкого азота достигается при условии, что рассматриваемый дублет возникает за счет $\text{Fe}^{2,5+}$ -ионов.

Проведение сравнения ЯГР-спектров, полученных при различных температурах, подтверждает предположение об обменном взаимодействии Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов (очевидно, через анионы O^{2-} смежных ребер октаэдров) в октаэдрических позициях 2:1 слоев минералов с образованием $\text{Fe}^{2,5+}$ -ионов. Причем концентрация подобных обменно-связанных пар Fe^{2+} - и Fe^{3+} -ионов достаточно велика для обнаружения методом мессбауэровской спектроскопии. Этот факт в свою очередь может свидетельствовать о значительном упорядочении Fe^{2+} - и Fe^{3+} -катионов по цис-октаэдрическим позициям. В спектрах обр. Е-98 и ММ-11 дублет с промежуточными значениями мессбауэровских параметров также приписывается соответствующим $\text{Fe}^{2,5+}$ -ионам и, исходя из этого, подсчитывается значение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$.

Спектр, сходный с таковыми для образцов 5, Е-98, ММ-11, наблюдается и для обр. 541 из нижнего кембрия Восточной Сибири (р. Алдан). В глобулах последнего также фиксируется Al-сплода (до 30%), а значение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в этом образце равно 0,49 (см. табл. 4).

Глауконитовые гидрослоды Северной Эстонии, по данным ЯГР, имеют низкие ($< 0,35$) значения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (см. табл. 4). Такие же низкие отношения, как отмечалось ранее [3, 7], свойственны верхнепротерозойским образцам гидрослод иллитового и Al-глауконитового составов, которые имеют "омоложенные" K-Ar и Rb-Sr изотопные датировки. Эстонские и алданские образцы также характеризуются "омоложением" возраста. В самом

деле, для первых из них полученные K-Ar и модельные Rb-Sr-возрасты лежат в пределах 430–496 млн. лет, для вторых они колеблются от 455 до 476 млн. лет [6]. В то же время образцам верхнего протерозоя, имеющим стратиграфически значимые возрасты, по данным, приведенным в работах [3, 6, 7], свойственны более высокие ($>0,55$) значения Fe^{2+}/Fe^{3+} . В связи с этим можно предположить, что низкие ($<0,55$) значения Fe^{2+}/Fe^{3+} обусловлены вторичными изменениями, и в частности, возможно, процессами окисления разной интенсивности, имевшими место как в отложениях нижнего кембрия Северной Эстонии, так и в Восточной Сибири (р. Алдан). Необходимо отметить также, что к настоящему времени не удалось обнаружить связи между полученными мессабуэровскими характеристиками образцов и присутствием в глауконитовых глобулах Al-фазы.

Таким образом, в слаблитифицированных отложениях нижнего кембрия Северной Эстонии (разрезы Утрия, Кунда, Мутсаметса) исследованные глобулы представлены, как правило, двумя слюдитовыми фазами, среди которых преобладает глауконитовая гидрослюда с достаточно высокой степенью структурного упорядочения. В качестве примеси в глобулах отмечается Al-слюда (иллит) поли типа 1M. Разделение Fe- и Al-фаз в зерне происходит на уровне индивидуальных микрочастиц, не различимых по морфологии и образующих по составу единый изоморфный ряд. Судя по низким значениям Fe^{2+}/Fe^{3+} , в изученных минералах в процессе вторичных преобразований имело место окисление железа.

Список литературы

1. *Ивановская Т.А.* Переходные слои кембрия и докембрия в разрезе Улахан-Сулугур (среднее течение р. Алдан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 30–38.
2. *Ивановская Т.А., Ципурский С.И.* Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан-Сулугур // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 79–86.
3. *Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.* Минералогия глобулярных слоистых силикатов рифея и венда Сибири и Урала // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 83–99.
4. *Пиррус Э.А.* Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики // Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллинн: Ин-т геологии АН ЭССР, 1981. С. 5–24.
5. *Рятсеп М.Х.* К морфологии зерен глауконита в нижнекембрийских отложениях Северной Прибалтики // Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллинн: Ин-т геологии АН ЭССР, 1981. С. 78–92.
6. *Семихатов М.А., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Rb-Sr- и K-Ar-возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 78–96.
7. *Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутягин Э.П. и др.* Анализ возможностей осадочных геохронометров на примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. С. 3–18.
8. Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 236 с.
9. *Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М.* Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдитовых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики // Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 165–192.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.X.1990

Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Хрестенков П.А.

КРЕМНИСТАЯ ОЛИСТОСТРОМА – НОВЫЙ ТИП МИКСТИТОВ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В покровно-складчатых областях широко развиты олистостромовые комплексы – толщи своеобразного глыбово-хаотического строения, состоящие из пород матрикса и включений различного размера (от первых сантиметров до сотен метров и первых километров). Они описаны практически во всех складчатых сооружениях фанерозоя. Наиболее полная и подробная сводка материалов по олистостромам в советской печати содержится в работе М.Г.Леонова [11].

В образовании олистостром ведущая роль принадлежит обвально-оползневым и тектоническим процессам, которые приводят к возникновению масс обломочного материала и его перемещению в пространстве. Роль этих двух ведущих факторов не всегда одинакова и в зависимости от преобладания того или иного выделяются два основных типа олистостром. В общем виде эти два типа олистостром связаны с различными обстановками их формирования.

В формировании олистостром первого типа тектонический фактор участвует лишь в создании крутого склона или уступа. Кластический материал в этом случае образуется и перерабатывается за счет действия обвально-оползневых процессов на склонах, имеющих достаточную крутизну и протяженность, а также на уступах, связанных со сбросо-сдвиговыми дислокациями. Этот тип олистостром очень характерен для обстановок пассивных континентальных окраин, в том числе современных. Их основная часть формируется у подножия континентального склона или во впадинах на нем [12, 17, 18]. Во втором типе олистостром ответственность за формирование кластического материала принадлежит горизонтальным тектоническим движениям, а его перераспределение связано с действием обвально-оползневых процессов во фронте надвигающегося покрова. Смешанное тектоноседиментационное происхождение этих олистостром хорошо подчеркивается постепенными переходами от тектонических брекчий к их оползневым аналогам внутри одного и того же олистостромового комплекса. Этот тип олистостром, связанный с тектоническими покровами и формирующийся в их лобовых и подошвенных частях, очень характерен для обстановок активных континентальных окраин.

В Туркестано-Алайской складчатой области известны оба типа олистостром (гравитационные и тектоногравитационные), которые характеризуют определенные этапы тектонического развития региона. Тектоногравитационные олистостромы средне- и позднекаменноугольного возраста, связанные с этапом тектонического скупивания, шарьирования и складкообразования, достаточно хорошо изучены и описаны [3–6, 8, 10–12, 14–16]. В то время как сведения о более древних гравитационных олистостромах девон-турнейской пассивной континентальной окраины, связанные с этапом автономного развития Туркестанского микроконтинента и Алайской океанической структуры, более скудные [7, 9, 16]. Кроме того, описаны не все их разновидности. Как правило, олистостромы второго типа связаны с мощными толщами терригенных осадков силурийско-девонского возраста (пультонская и джидалинская свиты), формировавшимся в обстановке крупных систем подводных конусов выноса, во впадинах на континентальном склоне Алайского микроконтинента и у его подножия.

В самое последнее время в результате проведения крупномасштабных геолого-съемочных работ на северном склоне Алайского хребта выявлена олистострома, по всей вероятности, также гравитационного происхождения, однако отличающаяся кремнистым и терригенно-кремнистым выполнением матрикса, а также весьма небольшой мощностью. Описываемая олистостромовая толща развита в междуречье Сох–Шахмардан, в среднем течении этих рек. Обнажается она, как правило, в виде узких линейно вытянутых тектонических блоков или небольших (100–150 м, редко больше) линзообразных тел хаотических брекчий, включающих глыбы-олистоолиты. Вмещающими отложениями служат радиоляриты и кремнистые алевролиты. Вместе с вмещающими отложениями тела олистостром участвуют в строении покровов и чешуй, широко развитых в междуречье Сох–Шахмардан. Иногда они слагают самостоятельные чешуи, как, например, южнее пос. Окна на левом борту р. Шахмардан, где установлены наиболее мощные и широкие выходы этого гравитационного олистостромового комплекса.

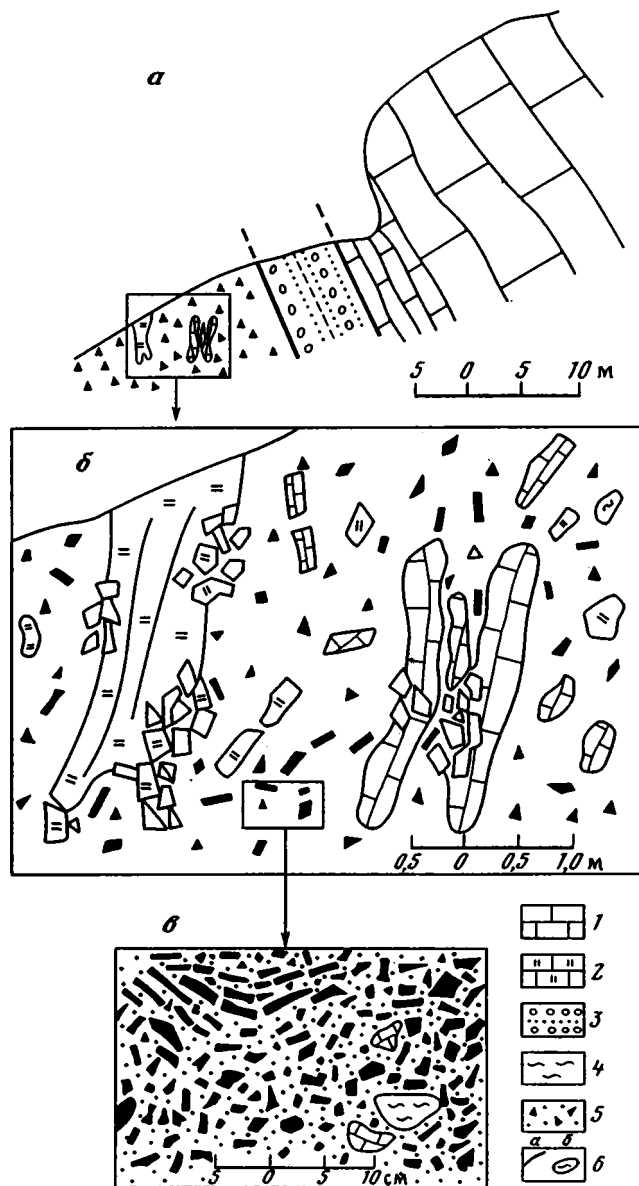
Вмещающие описанную олистострома отложения, как было уже отмечено выше, представлены комплексом конденсированных глубоководных осадков небольшой мощности, формировавшимся у подножия континентального склона и на переходном к абиссальным равнинам пространстве. Эта область осадконакопления испытывала весьма незначительное влияние лавинной терригенной седиментации при перемещении обломочного материала с континентального блока по долино-веерным системам, поскольку была, видимо, отгорожена от них кар-

бонатной барьерной грядой или располагалась между фэнами. Эти отложения, мощностью 100–150 м, выделяются в тамашинскую свиту и представлены в основном тонкопереслаивающимися зеленовато-серыми кремнями-радиоляритами и кремнистыми алевролитами, содержащими редкие прослои калькаренитовых дистальных турбидитов и контуритов. Возраст тамашинской свиты (лохковский век раннего девона – турнейский век раннего карбона) датирован многочисленными сборами пелагических конодитов во всех местонахождениях пород свиты. Ее опорный разрез находится в 20 км восточнее пос. Охна. Для свиты очень характерны явления перетолжения осадков, а также стратиграфические перерывы [1, 2], возникшие из-за неотложения осадков под влиянием контурных течений. В отложениях подстилающей курсалинской свиты, представленной чередованием граптолитовых аргиллитов и калькаренитовых турбидитов, а также в перекрывающей биданьской свите, сложенной карбонатными турбидитами с прослоями кремней и кремнистых алевролитов, также отмечены близкого облика маломощные тела хаотического строения.

Описываемая олигострома представлена двумя основными разновидностями, отличающимися друг от друга внутренним строением. Матриksom первой разновидности служат радиоляриты и кремнистые алевролиты, в которые погружены глыбы-олигостолиты (фиг. 1). В породах матрикса часто наблюдаются фрагменты небольших подводно-оползневых складок.

Другая, более распространенная разновидность представляет собой брекчи хаотического сложения, включающие наряду с чужеродными глыбами-олигостолитами сравнительно крупные недеструктурированные блоки отложений, вмещающих олигостромы. Матриksom брекчий служит однородный алевропелитовый материал, в котором отсутствуют элементы стратификации и слоистости, а также признаки гранулометрической отсортированности материала. Обломочный материал брекчий представлен небольшими (первые сантиметры, десятки сантиметров) остроугольными обломками кремней, среди которых очень редко отмечаются обломки известняков и глинистых сланцев. Форма обломков угловатая, остроугольная и прямоугольная, очень характерны таблитчатые, плосковытянутые обломки длиной в несколько десятков сантиметров, которые представляют собой обрывки пластов кремней, разделенные между собой небольшим пространством, заполненным матричным материалом (см. фиг. 1, в). Чаше обломочный материал брекчий имеет более пестрый состав. Наряду с преобладающими обломками зеленовато-серых радиоляритов присутствуют разнообразны известняки, в том числе органогенные, реже фтаниты и глинистые сланцы. Известняки и сланцы, как правило, имеют более сглаженную округло-угловатую форму обломков, тогда как для кремнистых разновидностей характерен угловатый, остроугольный, прямоугольный, редко округло-угловатый табитус. Видимо, это связано с разной степенью консолидации и различными физическими свойствами осадков, формирующих обломочный материал брекчий (кремнистые породы консолидируются быстрее глинистых). Какой-либо закономерности в распределении мономиктовых кремнистых и полимиктовых карбонатно-кремнистых брекчий внутри олигостромы наблюдать не удалось. Переходы между этими разновидностями обычно постепенные, без резких границ и, видимо, связаны с изменением состава толщи, подвергшейся разрушению при оползании. Обломки в брекчиях и конглобрекчиях погружены в достаточно обильный матрикс, практически не соприкасаются друг с другом, занимая от 10 до 40% объема. Брекчи, как правило, имеют хаотическое строение и лишь на отдельных ограниченных участках наблюдается некоторая упорядоченность строения, выражающаяся в появлении слабо нарушенных прослоев кремней, разорванных лишь на отдельные, не смещенные друг по отношению друга блоки.

Описанные брекчи моно- и полимиктового состава повсеместно содержат включения глыб более крупного размера (от нескольких метров до десятков и даже сотен метров). Среди них выделяются как чужеродные (аллохтонные) данному бассейну седиментации, так и сохранившиеся от разрушения фрагменты вмещающих отложений. Последние образованы пакетами переслаивающихся радиоляритов и кремнистых алевролитов с мощностью прослоев соответственно 3–10 и 0,1–0,5 см, слагающими неправильные ленты с расщепляющимися окончаниями и часто не имеющими четких ограничений из-за постепенного перехода в шлейф мелких обломков брекчий (см. фиг. 1, б). Среди аллохтонных глыб-олигостолитов встречены породы нескольких литологических типов: светлоокрашенные, слоистые и массивно-слоистые мелководные известняки нижнего – среднего девона, часто с остатками бентонной фауны (табулятоморфные кораллы, мшанки, брахиоподы); темно-серые и черные, битуминозные, доломитизированные известняки, предположительно ордовикского возраста, обладающие однородной текстурой и характерными гнездообразными скоплениями пылевидного органического вещества; реже отмечаются черные прокарбанированные фтаниты раннего среднеордовикского (?) возраста, иногда ассоциирующиеся с околитаковыми разностями в различной степени доломитизированных известняков. Мелкие глыбы, как правило, имеют сложные извилистые контакты со сглаженными краями, более крупные блоки обладают изометричной формой (фиг. 2, 3), а слоистые известняки слагают глыбы сложных причудливых очертаний с расщепляющимися окончаниями (см. фиг. 1, б). Крупные олигостолиты при своем становлении вызвали деформацию пород, выражающуюся в рассланцевании матрикса под глыбой и в краевых частях основания глыбы на мощность 10–15 до 50 и 3–5 см соответственно. На верхнем контакте таких явлений обычно не наблюдается. По-

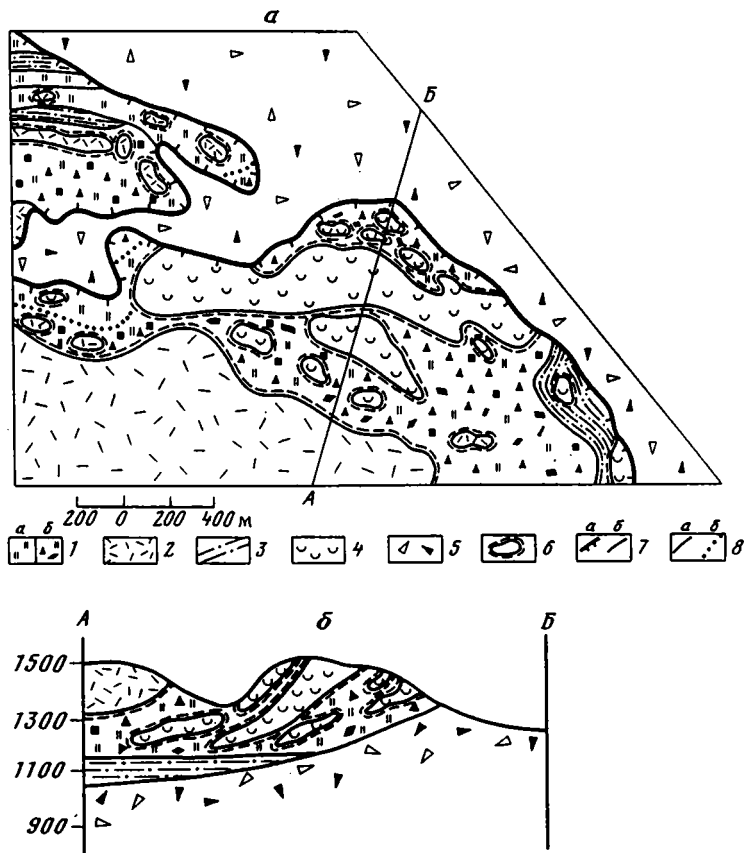


Фиг. 1. Строение кремнистой олистостромы (зарисовка обнажения в верховьях руч. Заркар)
(а – общий вид обнажения, б – соотношение глыб-олистолитов с брекчий в олистостроме,
в – строение брекчий)

1 – ниже- и среднедевонские известняки, слоистые и грубослоистые, часто органогенные;
2 – радиоляриты и кремнистые алевролиты девонского возраста; 3 – флиш среднекаменно-
угольного возраста; 4 – глинистые сланцы силура; 5 – кремнеобломочная брекчия; 6 –
контакты (а – тектонические, б – ограничение глыб в олистостроме)

дошвы крупных пластообразных олистолитов сопровождаются шлейфом из большого числа мелких глыб и обломков того же состава. Контактные поверхности мелких фрагментов нередко покрыты тонкой (0,5–1,0 см) "рубашкой" глинистого вещества.

Глыбы-олистолиты в олистостроме распределены неравномерно, образуя без какой-либо видимой закономерности хаотические скопления на отдельных участках. Единичные, обособленные глыбы встречаются редко. Между собой олистолиты, как правило, не соприкасаются,



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) участка развития кремнистой олистостромы

1 – нижнедевонские – нижнекаменноугольные кремни и кремнистые алевролиты (а) и кремнистые брекчии (б); 2 – слоистые известняки, часто органогенные, девонского возраста; 3 – аргиллиты с прослоями калькаренитов силурийского возраста; 4 – ниже- и средне-ордовикские (?) массивно-слоистые, битуминозные и доломитизированные известняки; 5 – терригенный полимиктовый меланж средне- и позднекаменноугольного возраста; 6 – ограничения глыб в олистостроме; 7 – тектонические нарушения (а – подошвы покровов, б – крутопадающие разрывы); 8 – стратиграфические (а) и фациальные (б) контакты

даже в случае их пространственной сближенности, при этом породы матрикса заполняют все неровности, вогнутости и трещины в них.

Единичные олистолиты кроме включений в брекчиях встречаются и среди не нарушенных оползневыми процессами отложений, вмещающих олистостром. Так, единичные глыбы-олистолиты углеродистых известняков ордовика (?) установлены среди кремней юго-восточнее пос. Охна. Здесь глыба известняков размером более 10 м, имеющая сложные извилистые очертания, "вспарывает" пласты тонкопереслаивающихся радиоляритов и кремнистых алевролитов. Последние в целом образуют конформную глыбе структуру, однако пласты кремней и алевролитов изогнуты, искривлены и смяты в мелкие дисгармоничные подводно-оползневые складки. Основной олистолит известняков сопровождается шлейфом из более мелких обломков, которые также срезают пласты осадочных пород.

Переходя к рассмотрению механизма формирования описанной олистостромы, необходимо отметить, что обвальное-оползневые процессы, приведшие к ее образованию, были бы невозможны без существования морфологически выраженного уступа или наклонной поверхности, обусловивших разность высот областей дезинтеграции и отложения оползшего материала. Наличие такого склона подтверждается соседством в палеогеографическом профиле Туркестано-Алая глубоководного бассейна с конденсированным типом осадконакопления и мелководной области с шельфовым типом седиментации. Зона перехода документируется находками

Фиг. 3. Олистолит битуминозных доломитизированных известняков (1) среди радиоляритов и кремнистых алевроитов (2). Зарисовка обнажения, расположенного юго-восточнее пос. Охна



мелководных бентоносных групп организмов в известняковых олистолитах, захороненных среди глубоководных кремнистых осадков с батинальными комплексами фауны. Очевидно, поступление грубообломочного глыбового материала с таких приподнятых участков к основанию континентального склона служило причиной возникновения мощных подводных оползней и обвалов, формировавших хаотически построенную глыбово-брекчиевую толщу, внутренняя структура которой несет следы разрушения, транспортировки и захоронения. Специфика осадков обусловлена также быстрой консолидацией глубоководных кремнистых осадков. В результате матрикс олистостромы формировался за счет как неконсолидированных глинистых илов, так и разрушения твердых радиоляритов. Само собой разумеется, что эти оползни могли возникать и без поступления извне глыбового материала в бассейн седиментации, вследствие неустойчивого сложения осадков на склоне и изменения критической массы, но чужеродные блоки несомненно играли важную роль своеобразного толчка. Все это подтверждается относительно более частым распространением полимиктовых брекчий, содержащих обломки мелководных осадков, иногда со следами окатанности в телах олистостромы тамашинской свиты по сравнению с мономиктовыми кремнистыми брекчиями.

Таким образом, особенности строения описанного олистоstromового комплекса заключаются в относительной маломощности, небольшом площадном распространении, исключаящем обстановку формирования во фронте тектонического покрова, переместившегося на значительное расстояние. Присутствие в составе олистолитов довольно ограниченного набора пород, соответствующего двум смежным фациальным зонам — мелководному поднятию и глубоководной депрессии, позволяет предполагать, что накопление хаотического комплекса происходило у подножия крутого склона или тектонического уступа, скорее всего в условиях пассивной окраины Алайского континента в позднесилурийско-раннекаменноугольное время. Хаотическое внутреннее строение этих образований, отсутствие обычных седиментационных текстур, участие обломков, попавших в осадок в различной степени консолидации, следы пластического течения осадков и многочисленные оползневые текстуры позволяют предполагать, что ведущим механизмом в их накоплении являлись обвально-оползневые процессы.

Список литературы

1. Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложенные комплексы конодонтов как индикаторы геологических событий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 53–61.
2. Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 40–56.
3. Вишневский Л.И., Алексеев А.С., Соловьева М.Н. Верхнепалеозойские олистоstromовые толщи северного склона Алайского хребта (Южная Фергана) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 936–940.
4. Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н., Соловьева М.Н. Дикий флиш северного склона Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. № 1. С. 146–147.
5. Вихтер Б.Я., Шер С.Д. К истории геологического развития Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы // Геотектоника. 1980. № 3. С. 72–84.

6. Волочкович К.Л., Рогожин Б.А., Чернышук В.П. Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 32–44.
7. Ждан А.В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта // Геотектоника. 1985. № 2. С. 57–66.
8. Куренков С.А. Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1978. № 5. С. 84–93.
9. Кухтиков М.М., Черенков И.Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана) // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Гостеолиздат, 1963. С. 162–170.
10. Кухтиков М.М., Черенков И.Н. Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.
11. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 344. 175 с.
12. Лисицын А.П. Лавинная седиментация. М.: Наука, 1988. 308 с.
13. Михайлов А.Е. О происхождении известковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22. Вып. 2. С. 33–38.
14. Черенков И.Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 6. С. 112–115.
15. Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 171 с.
16. Чернышук В.П. Олистостромы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 57–63.
17. Dingle R.V. Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off southwestern Africa // Marine Geol. 1980. V. 37. № 3–4. P. 233–254.
18. Jansen E., Befring S., Bugge T. e.a. Large submarine slides on the Norwegian continental margin: sediments, transport and timing // Marine Geol. 1987. V. 78. № 1–2. P. 77–107.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30.VII.1990

КРИТИКА

УДК 550.4/553.495

© 1991

Шмариович Е.М.

К ВОПРОСУ "О ГЕОХИМИЧЕСКИ И ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИ
СОПУТСТВУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТАХ В ПЛАСТОВЫХ
ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ"

Рассматриваемая статья, по нашему мнению, преследует решение двух задач: 1) геохимически обосновать возможность попутной добычи редкоземельных элементов при отработке пластово-инфильтрационных месторождений способом подземного выщелачивания (ПВ); 2) представить как несостоятельное положение, развиваемое в работах К.Г. Бровина, Б.И. Натальченко, Е.М. Шмариовича и др., о наличии на ряде пластово-инфильтрационных месторождений урана эпигенетических накоплений скандия, иттрия и лантаноидов, извлекаемых из руд сернокислотными геотехнологическими растворами. Если первое положение статьи в настоящее время можно считать доказанным расчетами, экспериментальными данными и результатами натурных опытов на многих рудных объектах, то второе вызывает решительное возражение по трем позициям:

1. В табл. 1 авторы привели результаты статистической обработки всех имеющихся у них замеров величин рН пластовых вод близосовременных пластово-эпигенетических месторождений, из анализа которых действительно трудно выявить признаки сколь-нибудь ощутимого подкисления растворов (определяющего возможность вовлечения в миграцию редкоземельных элементов) на фронте зон пластового окисления. Это противоречит данным и выводам, ранее неоднократно излагавшимся в работах А.К. Лисицина, в одной из которых, в частности, говорилось: "Вблизи выклинивания зон пластовой лимонитизации... воды характеризуются несколько пониженными значениями ЕН и рН. Понижение ЕН до величин менее +200 мВ и рН до 6,5 отмечается даже в карбонатизированных песках и песчаниках, что отражает протекающий в настоящее время процесс окисления преимущественно дисульфидов железа, при котором продукты реакций еще не пришли в равновесие с породами. Начало окисления дисульфидов выражается также в появлении в водах закисного железа и повышенных количеств углекислого газа" (А.К. Лисин, Геохимия рудообразования, 1975, с. 170).

Достаточна ли новая информация для отказа от прежних представлений? На наш взгляд наиболее существенный недостаток табл. 1 в том, что она составлена без должной литолого-геохимической привязки анализировавшихся водных проб. Вместе с тем нами неоднократно¹ подчеркивалось, что эффект снижения рН пластовых вод (с 7,7–8,0 до 6,7–6,5) имеет место только в тех водоносных горизонтах и в тех их частях, где проницаемые породы относительно богаты дисульфидами железа и (или) органическим веществом и бедны нейтрализаторами — прежде всего карбонатным веществом (т.е. где содержание $S_{\text{пир}} > CO_2$). При несоблюдении этого условия система оказывается полностью забуференной и пластовое окисление сероцветных пород не приводит к понижению щелочно-кислотного показателя среды.

Однако это определяющее ограничение осталось вне поля зрения авторов рецензируемой статьи, которые, пренебрегая указанными литолого-геохимическими особенностями, вывели средние показатели рН для трех групп пород: "буро-желтых", "желто-серых" (плюс "серо-желтых" и "серых" безотносительно баланса потенциальных подкислителей и нейтрали-

*По поводу статьи А.К. Лисицина, Л.И. Зиченкова, И.Н. Солодова // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 4.

¹Е.М. Шмариович, Б.И. Натальченко, К.Г. Бровин // Сов. геология, 1988. № 5; Е.М. Шмариович и др. // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1 и № 6.

затов в изученных средах. Такой упрощенный подход позволил им заявить, что "переход водного раствора из окисленных пород в восстановленные на окончаниях зон пластового окисления сопровождается несущественным изменением pH, находящимся в пределах 0,1". А между тем, как является из табл. 1, породам "зон неполного пластового окисления" отвечают именно наиболее низкие из минимальных значений pH вод, при этом максимальные величины pH во всех трех зонах, естественно, близки между собой (8,0–8,5). Если следовать методике авторов и по аналогии без разделения рассматривать области выклинивания зон пластового окисления в породах, богатых и бедных восстановителями, то можно пропустить и эпигенетические урановые руды, так как последние будут отличаться от окисленных и безрудных неокисленных пород только максимальными (но не минимальными) концентрациями урана. Среднее же содержание урана будет определять неизвестным читателю соотношением числа проб, отобранных в породах с разной восстанавливающей способностью.

"Разобравшись" указанным способом с вопросом о подкислении гидрогеохимической среды на окончаниях зон пластового окисления, авторы статьи все-таки оговаривают существование эффекта снижения pH, но делают это в своеобразной форме: "Из вышеизложенного следует, что изменения pH в породах выделенных макрозон несущественно. В пределах же отдельных образцов (курсив наш) микрозональная дифференциация значений pH может достигать несколько единиц в слабокислой области. Эта микрозональная кислотно-щелочная дифференциация, в принципе, может приводить к местному преобразованию и перераспределению вещества, но, очевидно, без существенного привноса – выноса".

Читатель опять в недоумении. Что означает дифференциация значений pH потока пластовых вод, происходящая "в пределах отдельных образцов"? Каковы должны быть размеры этих образцов, положение в пространстве и состав? Очевидно, что если бы авторы рассматривали процесс в конкретных литолого-геохимических рамках, то неизбежно пришли бы к выводам, что эффект снижения pH при окислении пород: а) с преобладанием нейтрализаторов – не может иметь место и в "отдельных образцах"; б) с чередованием потенциальных подкислителей и минеральных нейтрализаторов – действительно будет ограничиваться локальными участками, создавая "кислотно-щелочную микрозональность"; в) с преобладанием потенциальных подкислителей над нейтрализаторами (например, на месторождении в аллювиальных бескарбонатных песках палеоцена) – будет распространяться на весь водоносный горизонт, обуславливая именно макрозональное перераспределение элементов-гидролизаторов, о чем и шла речь в наших публикациях.

2. Для определения наличия на ряде пластово-информационных месторождений эпигенетических накоплений скандия, иттрия и лантаноидов в рецензируемой статье приведена фигура 1, представляющая собой единичное сечение урановорудного тела и примыкающей к нему части зоны пластового окисления. При этом не указано, в каком водоносном горизонте, в какой литолого-фациальной обстановке пройдена данная скважина. Отсутствуют количественные сведения о геохимических свойствах разреза и содержаниях в породах Spgr , CO_2 и др. Видно лишь, что в опробованном сечении присутствуют прослои карбонатных песчаников, включения обугленных растительных остатков, а в обр. 25 отмечено "выделение дисульфидов железа". При отсутствии необходимых данных трудно рассматривать приведенное сечение в качестве информативного для решения столь "деликатного" вопроса, как перераспределение редкоземельных элементов при экзогенно-эпигенетическом процессе.

Однако еще более странные выводы, которые делают авторы статьи при анализе этого сечения. Они утверждают: "Содержание скандия, иттрия и лантана однозначной связи с распределением урана не обнаруживают. Для скандия видна некоторая корреляция с глинистостью пород. Иттрий обнаруживает тяготение к породам, обогащенным растительными остатками, а лантан распределен более монотонно, хотя и повторяет в сглаженном виде кривую распределения иттрия".

Во-первых, скандий, иттрий и лантан, участвующие в пластово-инфильтрационном процессе, вовсе не обязаны "обнаруживать однозначную связь с распределением урана" хотя бы потому, что места их накопления, тем более в единичном сечении, могут не совпадать, на что неоднократно указывалось в наших публикациях: редкоземельные моновалентные элементы-гидролизаты осаждаются при подщелачивании пластовых вод, тогда как уран – при снижении их окислительно-восстановительного потенциала. Во-вторых, непредвзятый читатель может видеть, что верхние пики содержаний Y, Sc и La (с превышением над фоном не менее, чем в 1,5–2 раза) располагаются вблизи ураноносной границы зоны пластового окисления (обр. 9, 13); то же касается и нижних максимумов (обр. 27–25). Не сопровождается общим накоплением этих металлов только урановорудный участок, заключенный между двумя интервалами пластово-окисленных пород (обр. 17–22). Однако и этот интервал, равно как и два остальных, выделяется резко повышенными концентрациями кислоторастворимых форм скандия, иттрия, лантана (отражены на фиг. 1 пунктирными линиями), которые, как не трудно догадаться, как раз и представляют собой экзогенно-эпигенетические, легко извлекаемые, накопления. Это вынуждены признать и авторы статьи, однако, они делают это, опять-таки, в своеобразном стиле: "Возможно, что указанные всплески возрастания концентраций кислоторастворимых форм скандия и иттрия связаны с вышерассмотренной

микрозональной кислотно-щелочной неоднородностью, приводящей к некоторому преобразованию форм нахождения рассматриваемых элементов в менее устойчивые формы их нахождения в породах".

Очевидно, что подобное "преобразование" как раз и явилось следствием переосаждения рассматриваемых микроэлементов в урановорудной зоне в связи с их выщелачиванием из пород примыкающей части зоны пластовой лимонитизации.

3. Статья грешит некоторыми фактическими неточностями и логическими погрешностями. Невверно утверждение, что физико-химические данные плохо согласуются с утверждением Е.М. Шмариовича и др. "о существенном перераспределении скандия в профиле рудоконтролирующей зональности...", в котором изменения pH находятся в интервале практически линейного изменения растворимости скандия". Как видно на фиг. 3 нашей публикации (Литология и полезные ископаемые, 1989, № 1), при снижении pH обычных пластовых вод с 7,7 до 6,7 растворимость оксида скандия возрастает с 2,5 до 16 мкг/л, т.е. более чем в 6 раз, а плато кривой растворимости Sc_2O_3 располагается в существенно более кислой области, которая в условиях пластово-инфильтрационного процесса не достигается.

Неверно, что в "...процессе выветривания и при переносе продуктов выветривания происходит обогащение редкоземельными элементами (РЗЗ) глинистой фракции, а песчаная в целом обедняется". Это утверждение противоречит как соотношению кларковых концентраций РЗЗ (кроме Sc и La) в песчаных и глинистых породах, так и обычному присутствию именно в песках ведущих минералов-носителей лантаноидов (монацит, ильменит, ксенотим и др.).

Авторы сообщают, что "аналитически определяемые концентрации скандия появляются в водах при pH меньше 3" (очевидно, когда они превышают величину 2 мкг/л). При этом не учитываются возможности современных высокочувствительных методов определения данного элемента: нейтронно-активационного с радиохимической подготовкой проб, атомно-абсорбционного на спектрофотометрах, атомно-эмиссионного с индуктивно связанной плазмой и др.

Неточно и некорректно заявление, что отсутствия скандия в геотехнологических растворах карбонатного выщелачивания противоречит нашим утверждениям о возможности извлечения этого металла из руд указанным способом. Напомним, что впервые скандий был установлен в 1986 г. в промышленных растворах именно при бикарбонатном подземном выщелачивании, а в нашей статье (Литология и полезные ископаемые, 1989, № 1) отмечалось, что этот способ для промышленного извлечения Sc должен быть несопоставимо менее эффективен, чем сернокислотный.

Приведенное в качестве главного вывода статьи положение о возможности добычи сернокислотным способом скандия и других элементов-гидролизаторов, что вполне доказано на практике, не может считаться новым. Столь же общеизвестно разделение концентраций извлекаемых элементов на "геохимически сопутствующие" (т.е. эпигенетические, создающие совместно с ураном инфильтрационные рудонакопления) и "геотехнологически сопутствующие" (т.е. породные, сингенетические, практически не участвующие в инфильтрационном процессе, но переходящие в технологический сернокислотный раствор). Кстати, к такому-либо прежде всего относится алюминий, кальций, магний, железо, марганец.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
11.III.1991

УДК 552.5:551.444

© 1991

Станкевич Е.Ф.

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ ПО ПОВОДУ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ КАТАГЕНЕЗА А.А. МАХНАЧА

При изучении особенностей литификации горных пород и формирования месторождений полезных ископаемых необходимо объединение усилий литологов, минералогов и гидрогеохимиков. Давно известно, что во всех процессах преобразования горных пород вода является не только средой, но и их активным участником. А.А. Махнач в монографии [4] попытался показать плодотворность объединенных литолого-гидрогеологических исследований при изучении катагенных процессов. В книге имеется четыре раздела, включающие десять глав; она сопровождается обширным списком литературы, предметным указателем и 20 таблицами.

ми микрофотографий. В целом книга имеет много достоинств, но вместе с тем содержит спорные и сомнительные положения.

В книге справедливо поднимается вопрос о том, что при изучении процессов катагенеза необходимо объединение литологических и гидрогеохимических методов исследований. Ведь нельзя забывать, что все они идут в водной среде и с участием воды и растворенных в ней газов. Поэтому вполне обоснованно А.А. Махнач предлагает подразделить выделенные по новому составу семейства процессов катагенеза на роды по составу растворенных газов. Очень полезна приводимая информация по процессам доомитизации и примеры расчета насыщения растворов карбонатами кальция и магния. Интересна попытка систематизации и типизации процессов катагенеза в зависимости от минерализации и происхождения подземных вод.

Вместе с тем развиваемая А.А. Махначом гидрогеологическая концепция катагенеза имеет ряд слабозащищенных положений и должна встретить ряд возражений. Первое из них касается определения катагенеза и его границ. В катагенные процессы А.А. Махнач включает все процессы преобразования осадочных пород, происходящие после завершения диagenетических изменений, т.е. те, которые большинством геологов относятся к эпигенетическим. Наибольшее возражение вызывает проведение границы между зонами катагенеза и гипергенеза. При этом неизбежно создается представление о том, что А.А. Махнач в зону катагенеза включает всю толщу пород зоны полного водонасыщения (по определению А.А. Махнач, в зоне метаморфизма вода как вещество не может существовать). Такое представление затрудняет гидрогеохимическое и литологическое изучение процессов катагенеза и отделение их от воздействий гипергенных факторов, так и от влияния проявлений вулканизма. В этих случаях все преобразования минерального состава горных пород и подземных вод происходят в различных гидрогеохимических и термобарических условиях и поэтому ассоциации новообразованных аутигенных минералов будут различны.

Возражения должно встретить и включение в зону катагенеза большей части зоны гипергенеза, а также и инфильтрационных систем. Условия формирования подземных вод и их химического состава, направление гидрогеохимических процессов, характер аутигенного минералообразования создают своеобразную зональность разреза под влиянием гипергенных процессов. В зоне гипергенеза (в том числе в зоне полного водонасыщения) образуются такие месторождения полезных ископаемых, которые не могут формироваться в других зонах литогенеза. При катагенных изменениях происходит преобразование минерального состава пород в основном без выноса или привноса вещества, в то время как в зоне гипергенеза эти преобразования осуществляются при преобразовании его выноса. Особенно резко вынос проявляется при карстовании сульфатных и соляных пород в зоне полного водонасыщения. Следы гипергенных преобразований в периоды господства континентальных условий и денудации в осадочных породах сохраняются и при возобновлении катагенных условий в результате погружения пород на глубину после захоронения их более поздними отложениями. Однако следы гипергенного этапа развития остаются запечатленными как в минеральном составе горной породы, так и в химическом составе вод, насыщающих эти породы. Это было выявлено в девонских и камбрийских отложениях Волго-Уральской нефтегазоносной области [6, 9] и может быть прослежено в других регионах.

Представляется более правильным под катагенными процессами понимать все процессы преобразования горных пород, происходящие при их погружении в земные недра под влиянием увеличивающихся давления и температуры при активном участии захороненных (седиментационных и метеогенных) и петрогенных (возрожденных или освобожденных из кристаллической решетки минералов) подземных вод. Как показано В.Н. Холодовым [11], имеются общие закономерности в изменении ассоциаций аутигенных новообразованных глинистых минералов, пористости и количестве отжимаемой из пород воды в соответствии с глубиной их погружения. При этом большое влияние на преобразование минерального состава пород оказывают продукты разложения и метаморфизации органического вещества, главнейшими из которых являются углекислый газ и сероводород. Таким образом, количество захороненной органики может влиять на ход катагенеза и определять особенности формирования химического состава и типа подземных вод. Это должно стать одним из направлений изучения катагенеза.

Не меньше возражений должен встретить подход А.А. Махнач к классификации процессов катагенеза [4, с. 28, табл. 3, 4], при котором отдан приоритет генетическому типу воды и практически игнорируется химический состав и тип воды. Генетический тип воды не дает информации о ее химическом составе, типе и минерализации, а значит, и об особенностях ее взаимодействия с минералами, слагающими породу. В настоящее время установлено, что ассоциации образующихся аутигенных минералов, как и миграционная способность многих элементов и веществ, в первую очередь зависят от величины минерализации и химического типа воды, определяемого по соотношению главных ионов или составу гипотетических солей (классификация М.Г. Валишко, В.А. Сулина и др.). Особенно четко это прослеживается при хемогенном осадконакоплении [1, 7, 8], когда не только соленые, но и глинистые минералы могут указывать на химический тип воды бассейна седиментации [7]. Среди вод одного генетического типа и класса, выделяемых А.А. Махначом, могут присутствовать воды различ-

ных химических типов и таким образом изменения минерального состава пород при катагенезе будут давать различные ассоциации аутигенных минералов. Иначе говоря, изменения минералов осадочных пород при одном и том же типе и классе процессов катагенеза будут различными, что ставит под сомнение обоснованность предлагаемой гидрогеологической концепции катагенеза.

Очень показательным примером влияния химического типа воды на минеральный состав песчано-глинистых пород является их изменение на нефтяных месторождениях Кенкияк и Акджар, описанное В.И. Муравьевым [5]. В породах, представленных преимущественно альбитофировыми граувакками, подстилающими нефтяные залежи аптского, барремского и среднеюрского горизонтов, обнаруживается резкое возрастание доли монтмориллонита, вплоть до появления мономинеральной монтмориллонитовой породы. В нефтенасыщенной части и за пределами контура нефтеносности господствующими минералами являются гидрослюда и каолинит. В породах татарского яруса в водонасыщенной части под нефтяной залежью гидрослюда-хлоритовая ассоциация минералов, характерная для нефтенасыщенной зоны и на участках, удаленных от нефтяной залежи, сменяется монтмориллонитом с примесью хлорита. Вместе с тем в песчаниках появляется давсонит, образующийся только в сильнощелочных водах содового типа. Причиной этих изменений минерального состава пород является миграция в них сильнощелочных вод (содовых) повышенной температуры и минерализации вместе с нефтью. В этом случае влияние химического типа воды на течение катагенных процессов проявляется очень четко и произошла монтмориллонитизация не только гидрослуды, но и частично хлорита.

Говоря о классификациях типов катагенеза по гидрогеологическим (гидрогеохимическим) признакам, А.А. Махнач приводит схемы А.И. Перельмана и Р.У. Фербриджа, что, по моему мнению, недостаточно для крупной работы по катагенезу. Разделение процессов на связанные с инфильтрацией вод атмосферного и седиментогенного происхождения, по Р.У. Фербриджу, уводит в сторону от конкретных физико-химических условий, при которых происходит взаимодействие воды с породой. Классификация геохимических классов почв, илов, пород, коры выветривания, водоносных горизонтов и ландшафтов А.И. Перельмана, почему-то приведенная в усеченном виде [4, с. 23, табл. 2], дающая много для познания условий взаимодействия воды и породы, направления геохимических процессов и изменений минерального состава пород, далее никак не используется. К тому же она характеризует в основном процессы в зоне гипергенеза, а не катагенеза. Поэтому при дальнейшей разработке гидрогеологической концепции катагенеза ее автору особое внимание следует уделить изучению физико-химических условий в системе вода—порода (газ) и равновесия минералов с водами различных минерализаций, химического состава и типа, а также смене ассоциаций аутигенных минералов на различных стадиях катагенеза.

На первый взгляд захороненные талассогенные воды должны быть более или менее однородными, как и пути их метаморфизации. Однако, как показали исследования И.С. Грамберга [3], таких путей два. При метаморфизации уже на стадии диагенеза поровые воды могут переходить или в воды с хлоридами кальция, или в воды с гидрокарбонатами натрия. Вполне естественно, что катагенные изменения в этих двух противоположных водных средах будут коренным образом различаться. В дальнейшем это обстоятельство следует принимать во внимание при типизации процессов катагенеза. Необходимо также учитывать, что кроме захороняемых талассогенных вод существовали седиментационные воды крупных озер типа Каспийского и Аральского морей [2] с водой, близкой по химическому составу и типу к воде Мирового океана, не говоря уже об озерах с водой иного типа (зоценовые оз. Госвит в США, миоценовое озеро в Зайсанской впадине и др.).

Все вышесказанное свидетельствует против подхода к типизации процессов катагенеза по неопределенному и часто спорному признаку происхождения подземных вод, насыщающих породы. В основу типизации, как мне представляется, следует положить прослеживание последовательного изменения минерального состава осадочных пород и химического состава (и типа), а также минерализации подземных вод на фоне постепенного или прерывистого погружения конкретных формаций, как это было показано в работе [7].

Большое внимание, уделяемое А.А. Махначом проблеме доломитизации и дедоломитизации карбонатных пород оправдано, хотя и представляет большую самостоятельную проблему, которой занимается много исследователей. Мне представляется, что при ее решении недооцениваются взгляды Н.М. Страхова [10] и его выделение угленатриевых, углемагниевого и углекальциевого природных вод. Натурные наблюдения на современных озерах с водой повышенной минерализации, а также эксперименты по упариванию воды разных водоемов, согласуются с выводами Н.М. Страхова о том, что образование доломита осуществляется в водах угленатриевых и углемагниевого типов, а не идет в водах углекальциевого типа. Есть все основания считать, что такой подход к решению проблемы образования доломита при катагенных процессах будет более плодотворным. Таким образом следует принимать во внимание не столько магний-кальциевое отношение, сколько соотношение между содержанием в водной среде кальция и гидрокарбонатного иона.

Оценивая в целом гидрогеологическую концепцию катагенеза А.А. Махнача надо полагать, что она является началом работ гидрогеолога и литолога в познании не только катагенных

процессов, но и всех процессов, характерных для литогенеза. Однако представляется, что при продолжении работ в данном направлении следует применять химическую классификацию природных вод, основанную на соотношении главных ионов (и не по их преобладанию). При ее применении, как было показано в ряде работ [1, 7, 8], отмечено соответствие химического типа воды и ассоциаций хемогенных аутигенных минералов, образующихся в ней. Характеризуя воды разного происхождения необходимо разделять их не только по минерализации, но и по химическим типам, так как последние и будут определять парагенезис аутигенных минералов в катагенных системах. Недооценка химической типизации подземных вод часто приводит к ошибочным суждениям.

Так, например, объяснение происхождения гидрохимических аномалий в Южно-Каспийской впадине, Западной Сибири и Предкавказье [4, с. 105] смешением талассогенных и петрогенных вод несостоятельно с гидрогеохимических позиций. В данном случае в результате разбавления соленых, а часто и рассольных вод хлоркальциевого типа петрогенными водами минерализации не могут образоваться воды содового типа с минерализацией 10–20 г/л и содержанием гидрокарбонатов натрия более 5 г/л.

В гидрогеологическую концепцию катагенеза обязательно должны войти прослеживание последовательных изменений аутигенных минералов и степени метаморфизации подземных вод, находящихся в равновесии с вмещающими породами на разных этапах катагенеза и при гипергенезе. При этом разделение зон катагенеза и гипергенеза необходимо проводить более четко и обоснованно.

В изучении процессов преобразования осадочных пород А.А. Махначом сделан большой шаг вперед и следует пожелать ему успеха на этом пути.

Список литературы

1. *Валяшко М.Г.* Геохимия галогенеза // Тр. ученых геол. факультета МГУ, XXI геол. конгр. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 211–223.
2. *Веклич М.Ф.* Палеогеографический метод изучения древних озер // История озер в мезозое, палеозое и неогене. Л.: Изд-во Института озероведения АН СССР, 1975. С. 10–15.
3. *Грамберг И.С.* Основные направления диагенетического преобразования поровых вод и поглощенного комплекса морских глинистых отложений // Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968. С. 109–112.
4. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
5. *Муравьев В.И.* Постседиментационные изменения минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акджара (сев. Казахстан) // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 133–141.
6. *Станкевич Е.Ф.* Палеогидрогеохимическая обстановка в карбонатных породах верхнего девона Башкирии // Карст Башкирии. Уфа: Башкирский ф-л Географического о-ва СССР, 1971. С. 77–79.
7. *Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В.* Гидрогеохимические условия литогенеза и осадочного рудообразования // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978. С. 185–193.
8. *Станкевич Е.Ф., Касимов Б.С., Иمامев А.Н.* Гидрохимические типы и минерогенная специализация соляных озер // История озер в СССР. Ч. I. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1979. С. 96–99.
9. *Станкевич Е.Ф., Табаксблат Л.С.* О значении палеогидрогеологических условий при оценке перспектив нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1966. № 11. С. 35–38.
10. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
11. *Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15–32.

ВНИИГЕОЛНЕРУД,
Казань

Поступила в редакцию
10. IV. 1990.

ХРОНИКА

УДК (09)

© 1991

Михайлов Б.М.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ УЧЕНИЯ О КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ
(ПО ИТОГАМ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ "РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ
ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА")

3–5 октября 1990 г. в Ленинграде, во ВСЕГЕИ проведено совещание "Рудоносные формации зоны гипергенеза". Совещание организовано Секцией коры выветривания Научного совета по проблемам рудообразования и металлогении АН СССР, Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР и Всесоюзным ордена Ленина научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) Мингео СССР.

В его работе приняли участие 120 человек из 50 научных учреждений и производственных организаций Советского Союза.

В ходе совещания заслушано и обсуждено 86 докладов, из них 59 – методом стендовой демонстрации. Перед совещанием изданы тезисы всех докладов. Сборник полных текстов основных докладов выйдет из печати в 1991 г.

На совещании проведены пять пленарных тематических заседаний:

1. Общие проблемы рудоносности зоны гипергенеза.
2. Глиноземные формации зоны гипергенеза.
3. Марганец, железо, никель и их месторождения в зоне гипергенеза.
4. Золото, редкие и редкоземельные элементы в зоне гипергенеза.
5. Конвергентность рудоносных формаций зоны гипергенеза.

В развернувшейся дискуссии был обсужден широкий круг актуальных вопросов и отмечалось, что за последние годы интенсивно развиваются следующие проблемы:

1. Расширение круга рассматриваемых объектов. Наряду с корами выветривания как геологическими телами, сложившимися эволюцией, в сферу интересов включается весь комплекс образований, возникающих в приповерхностной части земной коры, где литосфера приходит во взаимодействие с атмосферой, гидросферой, биосферой и космосом – в зоне гипергенеза. Такими являются: инфильтрационные коры (иллювий), карстовые образования, продукты подводного выветривания – гальмиролиза, а также большая и чрезвычайно важная с точки зрения минерации группа образований так называемого подземного (глубинного, по В.М. Кравченко) гипергенеза, т.е. той части зоны гипергенеза, куда проникают глубинные (элизонные, гидротермальные) воды и смешиваются с гипергенными (вадогенными) водами атмосферного питания.

Ведущая роль в зоне гипергенеза принадлежит процессам дезинтеграции, окисления, гидратации и гидролиза, протекающим в условиях активного воздействия на окружающую среду органического вещества.

Глубина проникновения гипергенных процессов по отдельным зонам трещиноватости, катаклаза, по контактам пород различного состава иногда достигает нескольких километров, но мощность верхней интенсивно переработанной ее части, как правило, не превышает первых десятков метров.

2. Наивысшая геологическая продуктивность зоны гипергенеза в литосфере. В гипергенных месторождениях заключены все мировые запасы бокситовых, силикатных, кобальт-никелевых руд, основная масса богатых ($MnO > 55\%$) марганцевых руд, богатых ($Fe > 60\%$) железных руд, каолинов, а также крупные промышленные месторождения урана, фосфатов, серы, элювиальные россыли минералов редких земель, золота, алмазов, платины и многие другие полезные ископаемые.

3. Необратимость эволюции гипергенеза в геологической истории Земли. Эта проблема выступает на одно из первых мест. При этом обращается внимание на существенные различия

физико-химических сред гипергенеза различных эпох, а соответственно процессов и возникающих продуктов. Из этого положения вытекает естественная необходимость построения индивидуальных моделей и минерогенетических концепций для разновозрастных эпох гипергенного рудообразования.

4. Существенная роль анализа воздействия гипогенных процессов (магматических, гидротермальных, метасоматических, элизионных) на гипергенез (особенно в древних, погребенных зонах). Именно эти процессы являются причиной возникновения своеобразного комплекса рудоносных не только жильных, но и пластовых образований, в ряде случаев конвергентных продуктам эндогенного происхождения ("месторождения перерывов" — золоторудные, урановые, редкоземельные и др.).

5. Зона гипергенеза как среда обитания человека и объект его наиболее интенсивного воздействия на природу. В связи с этим ученые о гипергенезе включают в себя решение ряда коренных проблем экологии (природное и техногенное заражение ландшафтов вредными для обитания людей веществами, рекомендации по экологически безопасной эксплуатации недр и др.).

Именно в исследованиях по проблемам гипергенеза в настоящее время наблюдается характерная для большинства развитых стран мира конверсия геологических работ. Последние все более и более ориентируются не только на обеспечение промышленности минеральным сырьем, но и на иные нужды народного хозяйства (землепользование, здравоохранение, экология, военное дело и пр.).

Не все из перечисленных актуальных проблем были рассмотрены в зачитанных докладах, но сам факт их формулирования может служить программой будущих исследований.

В краткой информации трудно оценить значимость всех 86 докладов совещания, но все же следует обратить внимание на главные вопросы, рассмотренные на заседаниях.

1. Основой первого заседания явились коллективные доклады двух наиболее крупных сложившихся в нашей стране геологических групп, ведущих исследования в области гипергенеза:

1) группа Мингео СССР, представившая доклад "Рудоносные формации зоны гипергенеза и их картирование при крупно- и среднемасштабных геологических работах (Б.М. Михайлов, В.А. Николаев, А.П. Харлашин (ВСЕГЕИ); Б.Ф. Горбачев, Г.П. Васянов (ВНИИГеоянеруд); В.Ф. Долгополов, С.М. Джеттыспаев (КазИМС); Г.А. Магааишвили, Ж.Ш. Мегрелишвили (КИМС); Р.С. Родин, С.В. Тарновский-Полозов (СНИИГТИМС));

2) группа АН СССР, выступившая с докладом "Кора выветривания — рудообразующая система" (Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, А.П. Никитина, А.Д. Слукин, В.М. Новиков (ИГЕМ АН СССР)).

2. Доклады второго заседания, посвященные глиноземным формациям, на наш взгляд, наглядно продемонстрировали кризис научных разработок в чрезвычайно важной для нашей алюминиевой промышленности проблеме прогнозирования и поисков глиноземного сырья и прежде всего бокситовых руд. Если в СССР действительно исчерпаны все возможности обнаружения этого типа сырья, то необходимо решать вопрос о перепрофилировании ряда научных коллективов и направить их усилия на прогноз и поиски альтернативных глиноземных руд. Этот вопрос был затронут в докладе Б.Н. Одокия, Н.П. Воронаевой и Ю.С. Цеховского "Экологические и технико-экономические преимущества освоения месторождений железо-алюминиевого сырья".

3. На третьем заседании, посвященном проблемам марганца, железа и никеля в зоне гипергенеза, наибольшее внимание привлекли доклады по марганцевой тематике, ибо проблема марганца является в настоящее время одной из наиболее актуальных для черной металлургии СССР. В докладах И.М. Варенцева, Ж.В. Домбровской, В.В. Калинина и других исследователей были рассмотрены принципиальные вопросы формирования дефицитных в СССР богатых окисных руд, возникающих в корях выветривания. К сожалению, теоретические разработки сотрудников АН СССР в этой области не находят применения в практике геолого-поисковых работ и в стране продолжает ухудшаться положение с запасами качественного марганцевого сырья.

4. Большое внимание на четвертом заседании было уделено рассмотрению проблем прогнозирования и поисков месторождений золота и редкоземельных элементов в зоне гипергенеза. Наибольший интерес вызвали доклады С.В. Яблоновой "Зона гипергенеза в золоторудных месторождениях", а также доклады, с новых нетрадиционных позиций освещающие генезис известных месторождений золота — А.П. Харлашина "Гипергенная золото-тематит-кальцитовая формация в Зеравшано-Гиссарской области" и Е.Г. Пескова "О гидротермальной природе некоторых "древних россыпей" золота".

5. Содержательную дискуссию вызвали доклады, объединенные в тематическую группу "Конвергентность рудоносных формаций зоны гипергенеза". Авторы зачитанных докладов (Г.А. Беленицкая, В.Е. Кудрявцев, В.Г. Колокольцев, М.А. Лисицына, Е.Г. Песков) с различных в ряде случаев спорных позиций обосновывали положения о существенном влиянии эндогенных (магматогенных, гидротермальных, элизионных) процессов на формирование месторождений в зоне гипергенеза.

На заключительном шестом заседании был заслушан доклад *Б.М. Михайлова, Е.А. Баскова, Б.Ф. Горбачева и В.Ф. Долгополова* "Основные черты экзогенной минерации СССР (Анализ карты экзогенной минерации СССР м-ба 1 : 5 000 000)". В докладе авторы, объединив все экзогенные рудоносные формации в три генетические группы: 1) гипергенную, 2) седиментационную и седиментационно-диагенетическую, 3) катагенетическую, последовательно рассмотрели закономерности распространения формаций этих групп на территории СССР, используя при этом только что вышедшую из печати Карту экзогенной минерации СССР.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград

Поступила в редакцию
10.XII.1990

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал "Литоология и полезные ископаемые", должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи – половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3–4 см.). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные – двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т.п., и т.д., 1 м, 2 кг) не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были проделаны эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту – сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов – название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, а для книг – издательство, место и год издания, страницы.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках – в иностранной, и только один раз), например "по данным Р. Смита (Smith, 1956)". В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости "верх" и "низ" и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей – не более 3–5, фигур-фото – не более 5–6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты-аннотации, оформленные по правилам, принятым в нашем журнале (см. любой номер).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

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.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А.,
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.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F.,
YAPASKYRT O.V.

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 31.05.91. Подписано к печати 05.07.91. Формат бумаги 70х100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 11,7 тыс. Уч.-изд. л. 14,8. Бум. л. 4,5
Тираж 728 экз. Зак. 1535. Цена 2 р. 70 к.

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