

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1994

Уважаемые подписчики!

Журналы Российской Академии Наук можно выписать в любом почтовом отделении России по каталогу “Известий” Роспечати.

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить также в редакции журнала. Это избавит Вас от услуг почтового ведомства и связанных с этим неудобств. Стоимость журнала обойдется Вам в два - три раза дешевле!

Очередной номер журнала в этом случае будет ждать Вас в редакции сразу же после выхода его из печати.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Морозов А. А.</i> Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 1. Формы Fe и S в голоценовых отложениях некоторых районов шельфа	3
<i>Дубинин А. В., Стрекопытов С. В.</i> Геохимия редкоземельных элементов в процессах образования железомарганцевых конкреций в Перуанской котловине Тихого океана	17
<i>Тримонис Э. С., Свиридов Н. И.</i> О геологическом строении Северо-Восточной Балтики . . .	33
<i>Виноградов В. И., Покровский Б. Г., Пустыльников А. М., Муравьев В. И., Шатский Г. В., Буякайте М. И., Луканин А. О.</i> Изотопно-геохимические особенности и возраст верхне-докембрийских отложений запада Сибирской платформы	49
<i>Гаврилов Ю. О.</i> Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1. Седиментологические аспекты формирования отложений	77
<i>Резников А. Н.</i> Определение возраста гидротерм кинетико-геохимическим методом	105

Краткие сообщения

<i>Гареев Э. З., Маслов А. В.</i> Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале	119
<i>Орлеанский В. К., Пауль Р. К., Жегалло Е. А., Мудренко Л. М.</i> Лабораторное моделирование онколитоподобных фосфатных образований	127
<i>Мигунов Л. В.</i> К вопросу гипсотизации ангидритов (на примере Верхнекаского района) . . .	131

Методика

<i>Ныркoв А. А.</i> К методике определения и значению воды в минералах	134
К восьмидесятилетию Н. В. Логвиненко	138
Шафаят Фархад оглы Мехтиев	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
RUSSIAN FEDERATION COMMITTEE
ON GEOLOGY AND THE USE OF
MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1994

CONTENTS

<i>Morozov A. A.</i> Iron and sulfur in the sedimentary process in the oxygen zone of the Black Sea. Communication 1. Fe and S forms in Holocene deposits of certain shelf areas	3
<i>Dubinin A. V., Strekopytov S. V.</i> Geochemistry of rare earth elements in the processes of ferro-manganese nodules formation in the Peru basin in the Pacific Ocean	17
<i>Trimonis E. S., Sviridov N. I.</i> On the geological structure of the Baltic region northeastern part	33
<i>Vinogradov V. I., Pokrovsky B. G., Pustyl'nikov A. M., Murav'ev V. I., Shatsky G. V., Buyakayte M. I., Lukanin A. O.</i> Isotopic-geochemical features and the age of Upper Precambrian deposits in the west of the Siberian platform	49
<i>Gavrilov Yu. O.</i> Lower and Middle Jurassic delta sedimentary complex in Northwestern Caucasus. Communication 1. Sedimentological aspects of the formation of deposits	77
<i>Reznikov A. N.</i> Age determination in hydrotherms by the kinetico-geochemical method	105

In Brief

<i>Gareev E. Z., Maslov A. V.</i> Main features of the petrochemical evolution of sandstones in the stratotype section of the Riphean in South Urals	119
<i>Orleansky V. K., Paul' R. K., Zhegallo E. A., Mudrenko L. M.</i> Laboratory modelling of oncolite-like phosphate formations	127
<i>Migunov L. V.</i> On gypsotization of anhydrites (illustrated by the Verkhnekas region)	131

Methods

<i>Nyrkov A. A.</i> On methods of determination and the role of water in minerals	134
<i>N. V. Logvinenko</i> (on His 80th Birthday)	138
Shafayat Farkhad ogly Mekhtiev	140

УДК 550.4:551.79(262.5)

© 1994 Морозов А. А.

ЖЕЛЕЗО И СЕРА В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ.

СООБЩЕНИЕ 1. ФОРМЫ Fe И S В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ШЕЛЬФА

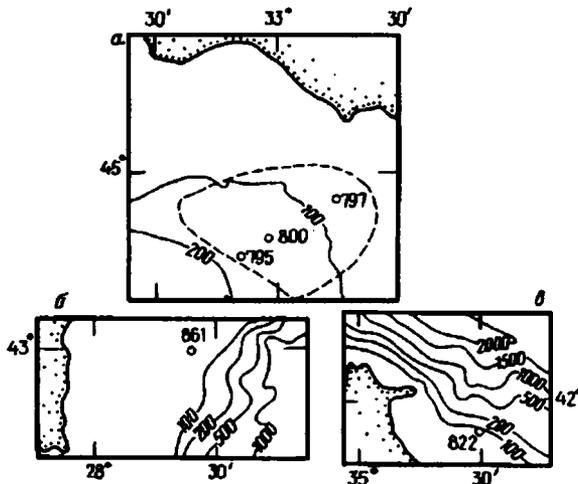
Представлен фактический материал по распределению форм реакционноспособного железа и восстановленной серы в голоценовых отложениях Каламитского шельфа Крыма, а также участков Анатолийского и Болгарского шельфов моря. Подробно рассмотрены особенности этого распределения и аргументированы теоретические основы его интерпретации.

Поведение основных диагенетически активных элементов (железа и серы) в ходе позднечетвертичного осадконакопления на шельфе Черного моря, а также в водной толще его кислородной зоны занимает исключительно важное место в комплексе проблем геохимического исследования этого бассейна. Целый ряд фактов и теоретических представлений свидетельствует о том, что физико-химические и микробиологические процессы с участием соединений Fe и S, локализованные в пределах кислородной зоны, оказывают существенное влияние на литолого-минералогический облик отложений не только шельфа, но и всей глубоководной впадины [12, 17, 21]. Поэтому распределение форм реакционноспособного железа и восстановленной серы в разрезе осадков шельфа в сочетании с результатами аналогичного исследования отложений сероводородной зоны [12] дает необходимую фактическую основу для понимания геохимического механизма позднечетвертичного черноморского осадкообразования в целом.

В верхних горизонтах осадочной толщи кислородной зоны это распределение отражает закономерности современного интенсивного диагенетического процесса, который характеризуется глубокими окислительно-восстановительными преобразованиями осадочного материала при значительных содержаниях восстановленных форм элементов. Это позволяет в отчетливом выражении рассмотреть как некоторые общие черты раннего диагенеза морских осадков, так и его особенности в условиях современного черноморского шельфа.

Одна из наиболее важных задач исследования состоит в расшифровке многосторонних физико-химических связей между условиями осадконакопления и результатами раннедиагенетического процесса, которые фиксируются в осадочной толще величинами абсолютных содержаний восстановленных форм Fe и S и их соотношений в составе $\Sigma Fe_{\text{реакц}}$ и ΣS_{H_2S} . При этом значительные и достаточно хорошо изученные изменения условий осадконакопления в ходе эволюции бассейна в голоцене дают возможность интерпретировать данные с учетом специфики реализации раннедиагенетического процесса в периоды формирования новозэвсинского, древнечерноморского и современного горизонтов.

В работе рассматриваются пять колонок голоценовых отложений Каламитского шельфа Крыма (ст. 797, гл. 83 м; ст. 800, гл. 119 м; ст. 795, гл. 150 м); Анатолийского (ст. 822, гл. 99 м) и Болгарского (ст. 861, гл. 69 м) шельфов (фиг. 1). Отбор проб осуществлялся в ходе 8-го рейса НИС «Витязь» (1984 г.)



Фиг. 1. Расположение станций отбора проб
 а — Каламитский шельф (ст. 797 — 44°55,0' с. ш., 33°15,0' в. д.; гл. 83 м; ст. 800 — 44°48,2' с. ш., 32°57,2' в. д.; гл. 119 м; ст. 795 — 44°45,5' с. ш., 32°51,3' в. д.; гл. 150 м); б — Анатолийский шельф (ст. 822 — 41°54,5' с. ш., 35°28,2' в. д.; гл. 99 м); в — Болгарский шельф (ст. 861 — 43°00,6' с. ш., 28°23,2' в. д.; гл. 69 м). Пунктирная линия — границы поля ЖМК

при помощи прямоточной геологической трубки (ТБД) и дночерпателя «Океан-50». Все результаты, полученные в экспедиции, и их детальное описание содержатся в работе [10].

Содержание компонентов определяли в пробах осадков натуральной влажности с использованием традиционных химико-аналитических методов [5, 19, 20]. На фиг. 2 представлено распределение в осадочной толще (в процентах на сухое бескарбонатное вещество и в составе $\Sigma Fe_{\text{реакц}} = 100\%$) реакционноспособных несulfидных форм Fe(II) и Fe(III), Fe пирита и Fe кислоторастворимых сульфидов (гидротроилита). Кроме того, дается распределение пиритной, сульфидной, элементной и органической форм серы, $CaCO_3$, $C_{\text{орг}}$ — в процентах на сухую массу осадка, в некоторых колонках — концентрации серы сульфата иловых вод (в мг/мл), а также влажности и величины потенциала платинового электрода — E_{Pt} (мВ). Валовое железо определяли из отдельной навески высушенного материала. Разность между $Fe_{\text{вал}}$ и $\Sigma Fe_{\text{реакц}}$ отвечает содержанию обломочных форм железа.

Необходимо отметить, что в районе Каламитского шельфа ранее проводились исследования аналогичного характера (1964 г., э/с «Академик Вавилов»). При этом изучали распределение форм Fe и S в трех колонках, которые образуют примерно такой же разрез юго-юго-западного направления от берега и соответствуют близким глубинам и мощностям вскрытой толщи [6—8]. Фактические данные этих работ практически полностью воспроизводятся вновь полученными результатами. Это свидетельствует о принципиальной достоверности общей картины распределения компонентов и позволяет обсуждать ее в плане сформулированных выше, более актуальных задач.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ¹

Осадочные колонки, полученные на Каламитском шельфе Крыма (см. фиг. 1, а), включают в себя верхнюю часть отложений новоэвксинского горизонта и, соответственно, полностью древнечерноморские и современные осадки. Ново-

¹ Краткое литологическое описание осадков приводится по данным отчета геологического отряда экспедиции, составленного под руководством А. В. Комарова (Южн. отд. ИО РАН).

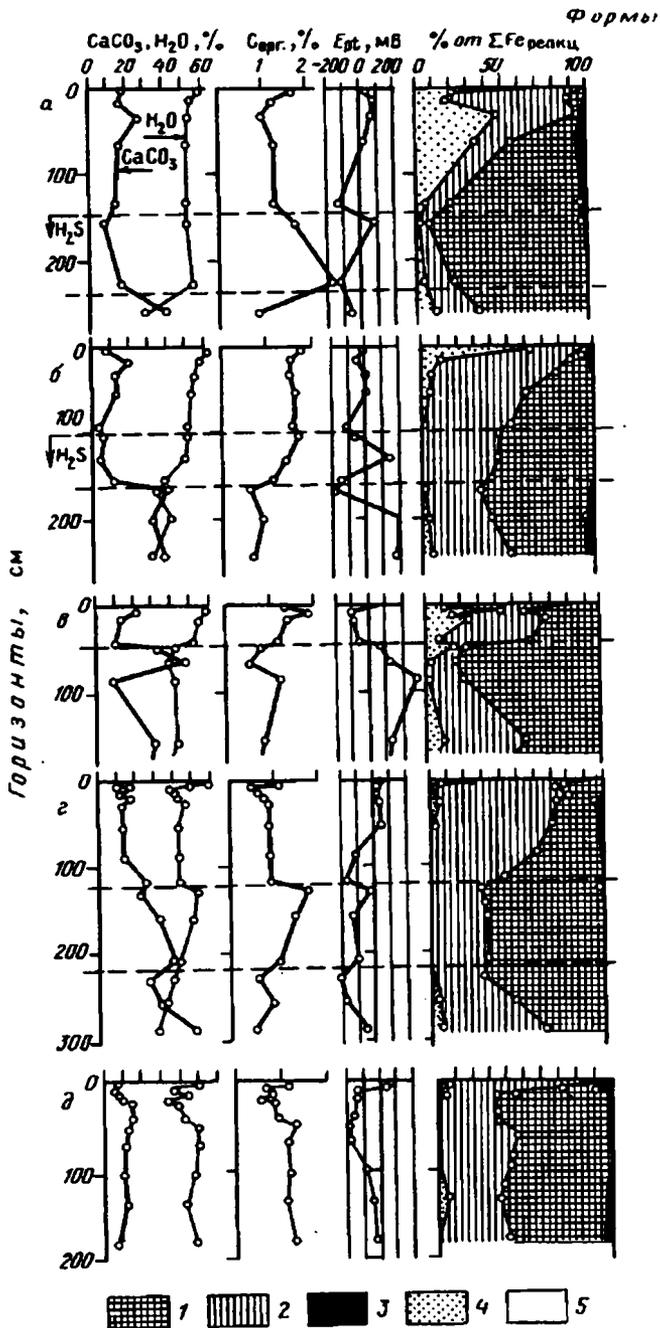
эвксинские отложения (Н_I) представлены карбонатно-глинистыми тонкодисперсными светло-серыми илами, содержащими раковины дейссенсий и их детрит. Значительная их мощность (~4 м) вскрыта лишь на одной, наиболее глубоководной станции 795 (150 м) и охарактеризована ранее при сравнительном обсуждении результатов изучения осадков сероводородной зоны [12]. Целесообразно напомнить, что в нижней части этой колонки обнаружены прослои, обогащенные кислоторастворимыми сульфидами железа — гидротроилитом (300—315 см, 435—440 см) [11]. Верхняя часть всех новозэксинских осадков в этом районе имеет резкий литологический контакт с перекрывающими древнечерноморскими илами.

Древнечерноморский горизонт (Н_{II}) на Каламитском шельфе по сравнению с мощными сапропелевыми осадками глубоководной впадины выражен весьма слабо. Он фиксируется по отдельным нечетким сапропелевидным прослоям, более темной окраске, более рыхлой консистенции, повышенной влажности и видовым признакам раковинного материала. В целом древнечерноморские отложения этого района весьма близки к современным осадкам, вместе с которыми составляют достаточно однородный «посленовозэксинский» горизонт. Его мощность варьирует в широких пределах и последовательно уменьшается с увеличением глубины. В колонке ст. 795 (150 м) наблюдается резко сокращенный горизонт (~44 см) однородного глинисто-карбонатного зеленовато-серого ила без признаков литологической границы. Таким же однородным илом, но с неравномерно распределенными участками гидротроилитовой пигментации, представлен мощный (235 см) посленовозэксинский горизонт самой мелководной станции 797 (83 м). Незначительные литологические отличия между древнечерноморскими и современными осадками обнаруживаются лишь в колонке промежуточной станции 800 (119 м).

Колонка ст. 822 Анатолийского шельфа отобрана на участке между мысом Синоп и устьем р. Кызыл-Ирмак (см. фиг. 1, в). Расположенные в ее основании поздненовозэксинские осадки (Н_I) практически идентичны отложениям соответствующего горизонта Каламитского шельфа. В то же время они не имеют столь же резкой литологической границы с перекрывающими древнечерноморскими илами, несмотря на то что последние выражены здесь гораздо более отчетливо. В данном случае новозэксинские карбонатно-глинистые светло-серые осадки вверх по разрезу постепенно переходят в типичный «мидиевый» ил — глинистый, оливково-зеленый, обогащенный раковинами *Mytilus*, которые слагают отдельные ракушечные прослои. Далее эти древнечерноморские илы по резкой литологической границе (что также отличает их от осадков Каламитского шельфа) сменяются современными отложениями.

Колонка ст. 861 Болгарского шельфа (см. фиг. 1, б) мощностью 180 см полностью сложена современными (позднеголоценовыми Н_{III}) осадками. Эти отложения во всех трех исследованных районах моря литологически весьма сходны между собой и представлены глинисто-карбонатными и глинистыми илами зеленовато-серого цвета (в верхней части иногда темно-серого), однородными или с нечетко выраженной слоистостью, с различным содержанием песчаного и алевитового материала, а также раковинного детрита и отдельных целых раковин.

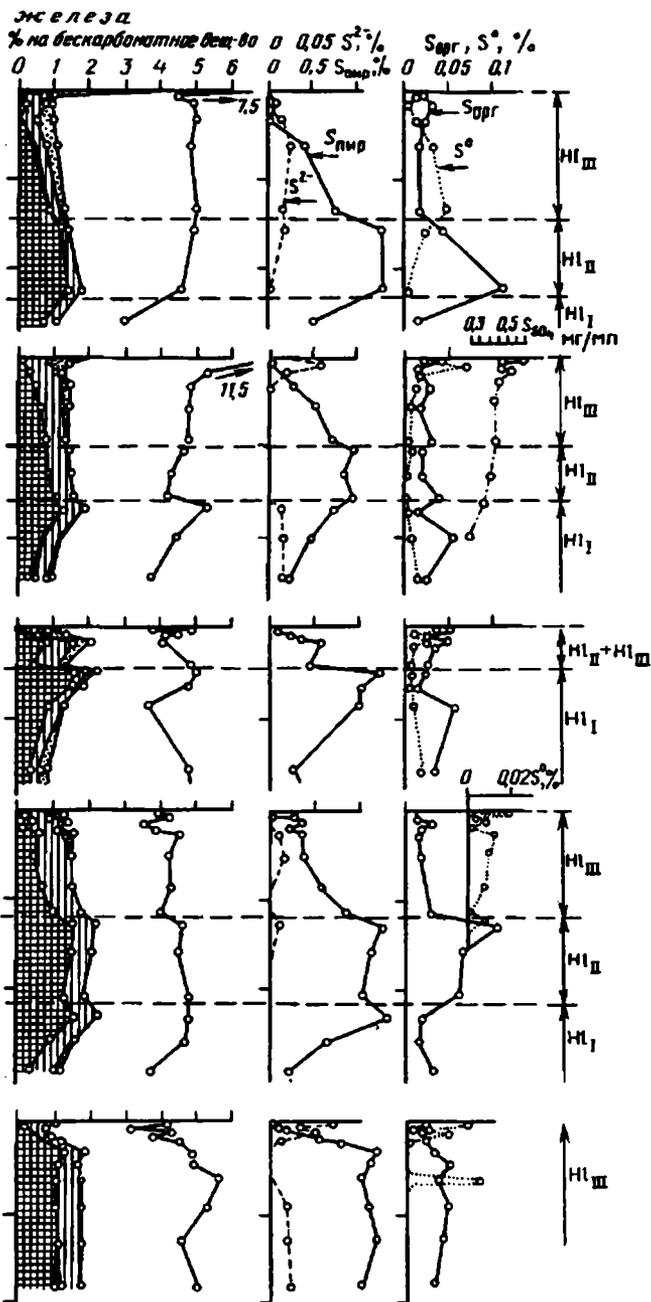
На поверхности осадков черноморского шельфа, как правило, наблюдается небольшой (1—2 см) желто-бурый окисленный слой, который часто вырождается в пленку (≤1 мм) или проявляется в виде отдельных бурых пятен и примазок. В наибольшей степени этот слой развит на Каламитском шельфе в районе ст. 797 и 800 — в пределах поверхностного поля, так называемых черноморских «железомарганцевых конкреций» (см. фиг. 1, а). Оно представляет собой скопление локализованных в окисленном слое раковин *Modiola phaseolina*, покрытых тонкими (1—2 мм) рудными обрастаниями и корками, которые состоят преимущественно из гидроксидов железа и содержат подчиненные количества марганца [3]. В осадках наиболее глубоководной станции 795 (150 м) окисленная пленка тонка и нарушена, а упомянутые раковины отсутствуют. Весьма незначительные при-



знаки окисления поверхностных осадков наблюдаются также в районах ст. 822 и 861.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ В ТОЛЩЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА

Рассмотрение полученных результатов с точки зрения эволюции осадочного процесса целесообразно вести снизу вверх по разрезу осадочной толщи, отмечая



Фиг. 2. Распределение компонентов в отложениях
a — ст. 797 (83 м); *б* — ст. 800 (119 м); *в* — ст. 795 (150 м); *г* — ст. 822 (99 м); *д* — ст. 861 (69 м). Стратиграфические горизонты: HI_I — поздненовозвксинский, HI_{II} — древнечерноморский, HI_{III} — позднеголоценовый (современный). Формы железа: 1 — Fe пирита; 2 — несulfидное Fe(II); 3 — Fe гидротроилита; 4 — реакционноспособное Fe(III); 5 — обломочные формы

изменения содержаний исследованных компонентов в пределах каждого из горизонтов и на литологических границах.

Станции Каламитского шельфа (см. фиг. 1, а и фиг. 2, а — в, ст. 797, 800, 795) дают возможность сравнить осадки достаточно близких участков дна, которые в то же время существенно различаются глубиной. В них обнаруживаются как сходные черты распределения компонентов, так и целый ряд заметных различий.

Отложения вскрытой части поздненоэвксинского горизонта всех трех колонок (Н₁) весьма близки между собой по содержаниям и тенденциям изменений CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, а также форм Fe и S. В целом они характеризуются значительной ($\geq 40\%$) карбонатностью, что более чем вдвое выше содержания CaCO_3 в соответствующих осадках пелагиали ($\leq 20\%$), но ниже, чем в отложениях склона (60—70%). Величины $C_{\text{орг}}$ (0,6—0,9%) и $\text{Fe}_{\text{вал}}$ (3—5%) в среднем такие же, что и в глубоководных поздненоэвксинских осадках [12]. Оба компонента проявляют тенденцию к увеличению вверх по разрезу горизонта, причем увеличение $\text{Fe}_{\text{вал}}$ происходит главным образом за счет роста суммы его реакционноспособных форм ($\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$), а рост $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ — преимущественно за счет железа пирита (см. фиг. 2, б, в). Параллельно увеличивается $\text{Fe}_{\text{нпр}}$ и в составе суммы $\text{Fe}_{\text{реакц}}$. Необходимо отметить, кроме того, присутствие в новоэвксинских осадках шельфа весьма незначительных количеств реакционноспособного Fe(III), уменьшающихся с приближением к древнечерноморским осадкам.

Восстановленная сера практически полностью представлена серой пирита (до 1,2%), содержание которой в соответствии с $\text{Fe}_{\text{нпр}}$ увеличивается вверх по разрезу. Другие формы серы присутствуют в резко подчиненных, примесных количествах: $S_{\text{орг}} \sim 0,01\%$, $S^0 < 0,01\%$, а сульфидная сера S^{2-} обнаружена лишь в осадке ст. 800, где отвечает слабо развитой гидротроилитовой пигментации ($\sim 0,02\%$).

Переход от новоэвксинских осадков к древнечерноморским во всех колонках сопровождается резким и значительным падением карбонатности (от 40 до 10—15%). Одновременно несколько увеличивается содержание $C_{\text{орг}}$, однако по сравнению с глубоководными отложениями это увеличение весьма незначительно и обусловлено главным образом уменьшением CaCO_3 . Максимальная величина перепада $C_{\text{орг}}$ отвечает самой мелководной станции 797 (85 м) и составляет $\sim 1,5\%$ (см. фиг. 2, а).

Особого внимания заслуживает поведение на этой литологической границе валового железа и его форм. В осадках двух близких станций (см. фиг. 2, а, б, ст. 797 и 800) обнаруживаются четко выраженные и достаточно резкие изменения $\text{Fe}_{\text{вал}}$, $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$, а также $\text{Fe}_{\text{нпр}}$ — как в абсолютном выражении, так и в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$. Примечательно, что в более мелководной колонке ст. 797 (83 м) наблюдается синхронное увеличение всех этих компонентов, а в более глубоководной (ст. 800, гл. 119 м) — синхронное уменьшение. При этом величины перепадов для валового железа заметно выше (1—1,5%), чем для $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ ($\sim 0,5\%$). Это позволяет отметить, что с переходом от новоэвксинских осадков к древнечерноморским меняется и содержание обломочных форм железа: увеличивается в более мелководном районе и сокращается в более глубоководном. На этой границе, кроме того, практически исчезает реакционноспособное железо (III), а в колонке ст. 800 также и гидротроилит (см. фиг. 2, а, б). В наиболее глубоководной, приближенной к бровке шельфа ст. 795 (150 м) существенных изменений валового железа не отмечается, однако происходит резкое падение $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ и $\text{Fe}_{\text{нпр}}$ в ее составе и, соответственно, увеличение доли обломочных форм железа (см. фиг. 2, в).

Дальнейшие изменения в распределении компонентов вверх по разрезу древнечерноморского горизонта также достаточно специфичны для каждой из рассматриваемых колонок. Карбонатность меняется незначительно, проявляя тенденцию к уменьшению в мелководных колонках (ст. 797, 800) и некоторому увеличению в однородном сокращенном посленоэвксинском горизонте ст. 795

(см. фиг. 2, а, б, в). Изменения $C_{орг}$ в мелководных колонках разнонаправлены: в осадках ст. 797 $C_{орг}$ уменьшается, а в осадках ст. 800 — растет. Характерно, что эти изменения происходят при практически постоянных в разрезах абсолютных содержаниях пирита ($S_{пир}$ в процентах на сухой осадок), которые в то же время последовательно уменьшаются с увеличением глубины. Доля $Fe_{пир}$ в составе $\Sigma Fe_{реакц}$ увеличивается в более мелководных осадках (ст. 797) и уменьшается в более глубоководных (ст. 800) при незначительном уменьшении $\Sigma Fe_{реакц}$ и увеличении $Fe_{вал}$ (т. е. росте обломочных форм Fe) в обеих колонках. В посленовозвксинском горизонте ст. 795 (см. фиг. 2, в) изменения $Fe_{вал}$ и $\Sigma Fe_{реакц}$ имеют противоположный характер.

С переходом от древнечерноморских к современным отложениям (который, как было отмечено, в этом районе весьма условен) происходит некоторое увеличение карбонатности. Содержания $C_{орг}$, $Fe_{вал}$ и $\Sigma Fe_{реакц}$ стабилизируются, вновь появляется и начинает расти реакционноспособное $Fe(III)$ (в присутствии следов гидротроилита — ст. 797), а содержания $Fe_{пир}$ с приближением к поверхности начинают практически линейно уменьшаться как в абсолютном выражении, так и в составе $\Sigma Fe_{реакц}$ (см. фиг. 2). Верхняя граница древнечерноморского горизонта примерно отвечает также исчезновению свободного H_2S , который в следовых количествах присутствует в нижележащих осадках (фиксировался по запаху).

Большинство из описанных особенностей распределения компонентов отчетливо проявляются также и в осадках Анатолийского шельфа, охарактеризованных колонкой ст. 822, гл. 99 м (см. фиг. 2, з), которая наиболее сходна с колонкой ст. 800 (см. фиг. 2, б). Незначительные отличия состоят в том, что на нижней (размытой) границе древнечерноморского горизонта карбонатность вверх по разрезу не уменьшается, а возрастает (на 12—15%), в то время как $Fe_{вал}$ не претерпевает никаких изменений (~4,5%), зато уменьшается на его верхней границе.

Колонка ст. 861 Болгарского шельфа, целиком представленная современными осадками, отличается редким постоянством содержаний компонентов во всем разрезе, за исключением поверхностного слоя мощностью ~40 см (см. фиг. 2, д).

Из изложенного материала видно, что в толще голоценовых отложений шельфа Черного моря, наряду с хорошо известными общими чертами распределения диагенетически активных компонентов, обнаруживаются многочисленные и весьма разнообразные частные эффекты этого распределения. Вполне очевидно, что они носят не случайный характер, а определенным образом отражают специфику условий осадконакопления и диагенеза в различные периоды истории бассейна не только в различных районах, но и на отдельных участках шельфа. В верхних горизонтах толщи в распределении компонентов начинает проявляться сложный комплекс признаков, существенно отличающих поверхностные осадки от подстилающих, что делает целесообразным отдельное рассмотрение всей совокупности этих признаков.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ

В ряду особенностей распределения форм Fe и S, характеризующих начальные стадии диагенетического процесса, прежде всего нужно отметить наличие обычного, характерного для нормально аэрируемых осадков монотонного, часто практически линейного увеличения FeS_2 от следов на поверхности (или на границе окисленного слоя) до некоторой относительно постоянной в разрезе величины. Мощность верхних горизонтов, отвечающих увеличению FeS_2 сильно различается. Для наиболее глубоководной станции 795 Каламитского шельфа (см. фиг. 2, в) она составляет ~20 см толщи. В то же время в осадках близлежащей станции 800 (см. фиг. 2, б) линейный рост FeS_2 наблюдается в пределах ~1 м, т. е. отвечает всему горизонту современных отложений, а его стабилизация (перелом

на кривой $S_{\text{нпр}}$) приурочена к верхней границе древнечерноморского горизонта. Подобная же картина обнаруживается и в колонке ст. 797 (см. фиг. 2, а), а также ст. 822 Анатолийского шельфа (см. фиг. 2, з). При этом в осадках ст. 797 монотонный рост FeS_2 начинается только с горизонта ~ 30 см, выше которого содержания пирита невелики и переменны ($S_{\text{нпр}} \leq 0,1\%$). В осадках ст. 822 обеднены пиритом верхние ~ 5 см и рост FeS_2 от границы этого слоя в большей мере отвечает резкому перепаду (от 0 до $\sim 0,30\%$), чем монотонному увеличению. В колонке ст. 861 Болгарского шельфа (см. фиг. 2, д) четкий, близкий к линейному участок роста $S_{\text{нпр}}$ от следов на поверхности до $\sim 1,15\%$, соответствует верхним 40 см осадочной толщи.

В пределах горизонта, отвечающего росту содержаний пирита, как правило, в его верхних слоях сравнительно небольшой (10—20 см) мощности, обнаруживаются характерные особенности распределения всех без исключения исследованных компонентов. Прежде всего, это относится к другим восстановленным формам серы, присутствующим в резко подчиненных по сравнению с $S_{\text{нпр}}$ количествах: S^{2-} , S^0 , $S_{\text{орг}}$. В ряде случаев поверхностный горизонт заметно обогащен относительно подстилающих осадков сульфидной и элементной серой, содержания которых примерно одинаковы, переменны в тонких слоях и в целом уменьшаются вниз по разрезу, например от 0,06—0,07% до следов ($\leq 0,001\%$) и полного исчезновения (см. фиг. 2, б, ст. 800, фиг. 2, д, ст. 861). Распределение этих форм в вертикальном разрезе позволяет отметить высокую степень положительной коррелятивной связи между ними. Присутствию сульфидной серы в составе кислоторастворимых сульфидов Fe отвечает, по-видимому, более темная окраска соответствующих поверхностных слоев. В то же время, рассматриваемый горизонт в осадках ст. 795 и 822 (см. фиг. 2, а, з) полностью лишен сульфидной серы, а содержания в нем S^0 значительно меньше ($\leq 0,02\%$). Обращает на себя внимание характерная ритмичность распределения S^0 в пределах этого горизонта в осадках ст. 822 и $S_{\text{орг}}$ в осадке ст. 795. При этом резкие колебания $S_{\text{орг}}$ отражают некоторую, хотя и не вполне однозначную связь с S^{2-} и S^0 , а также иногда с $C_{\text{орг}}$. Нужно отметить, что отчетливая положительная связь $S_{\text{орг}}$ с $C_{\text{орг}}$ обнаруживается, как правило, ниже рассматриваемых слоев — во всей толще отложений (см. фиг. 2). К характеристике поверхностного горизонта необходимо добавить наличие в его пределах (15—20 см) минимума концентраций сульфата иловых вод (см. фиг. 2, б, ст. 800).

Реакционноспособное железо в самом верхнем контактном с наддонной водой слое осадка (0—1; 0—2 см), который часто фиксируется визуально (желто-бурый окисленный слой), представлено главным образом несульфидными формами Fe(III) и Fe(II). При этом трехвалентное железо иногда резко обогащает этот слой (см. фиг. 2, а, б, ст. 797, 800), а иногда такого обогащения не наблюдается. Железо пирита, в соответствии с отмеченными выше закономерностями, находится в нем в следовых количествах, а железо гидротроилита ($\text{Fe}_{\text{сульфид}}$) может накапливаться (до 10% от $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$, см. фиг. 2, д), а может и отсутствовать. В целом $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ увеличивается вниз по разрезу параллельно увеличению FeS_2 , а прекращение ее роста четко соответствует стабилизации абсолютных содержаний пирита. Важно отметить, что увеличение $\text{Fe}_{\text{нпр}}$ в составе $\Sigma\text{Fe}_{\text{реакц}}$ заканчивается в разрезе, как правило, выше, чем достигается постоянство его абсолютных содержаний (см. фиг. 2, в — д).

Помимо перечисленных особенностей распределения форм Fe и S специфика поверхностных горизонтов осадочной толщи отражается также и в распределении $C_{\text{орг}}$, CaCO_3 , обломочных форм железа, величины E_p , и, в ряде случаев, влажности осадков. Содержание $C_{\text{орг}}$ в этих горизонтах, как правило, повышено. Иногда под обогащенным $C_{\text{орг}}$ контактном с наддонной водой слоем (0—1; 0—2 см) обнаруживается характерный минимум этого компонента (см. фиг. 2, з, д). Карбонат кальция в разрезе поверхностного горизонта может проявлять своеобразную ритмичность распределения (см. фиг. 2, з), а также монотонно увели-

чиваться, подобно FeS_2 (см. фиг. 2, *д*). Обращает на себя внимание тот факт, что поверхностный горизонт осадков может быть обогащен валовым железом за счет не только реакционноспособного Fe (см. фиг. 2, *а, б*), но и обломочных его форм (см. фиг. 2, *б, в*), которые тоже способны проявлять ритмический характер распределения (см. фиг. 2, *в — д*). При достаточно частом опробовании ритмичность обнаруживается иногда и в распределении влажности (см. фиг. 2, *г, д*). Весьма примечательно также, что в ряде случаев в верхней части горизонта максимальным содержаниям восстановленных форм элементов (Fe(II) , S^{2-}) соответствуют максимальные положительные значения E_p (см. фиг. 2, *г, д*).

Некоторые из отмеченных особенностей в отдельности могут в той или иной степени проявляться и в погребенных горизонтах осадочной толщи. Однако видно, что именно в поверхностных слоях небольшой переменной мощности (10—20 см) практически все описанные эффекты и тенденции распределения компонентов наблюдаются совместно и выражены в наиболее отчетливой форме. При этом обязательное их сочетание с ростом содержания пирита — главного продукта диагенеза осадков — дает основание рассматривать все эти особенности как отражение реальных условий и различных сторон динамики раннедиагенетического процесса.

Таким образом, полученный фактический материал позволяет интерпретировать его в двух тесно взаимосвязанных аспектах: 1) в плане механизма раннедиагенетического процесса в поверхностных горизонтах отложений; 2) в плане реконструкции условий осадконакопления и диагенеза в различные периоды голоцена.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из многочисленных факторов, контролирующих формирование комплекса восстановленных форм Fe и S в ходе раннедиагенетического процесса в верхних слоях осадочной толщи, наиболее важным, наряду с количеством и составом поступающего в осадок ОВ, представляется режим аэрации этих слоев. Содержание растворенного кислорода в наддонной и иловой воде, а также условия его проникновения в осадок определяют масштабы и глубину окисления дисперсного, микроразнообразно распределенного в осадочной толще органического вещества. Тем самым эти факторы лимитируют образование целого ряда его промежуточных (между исходным ОВ и CO_2) реакционноспособных и микробиологически усвояемых окисленных форм, на базе которых в складывающихся далее анаэробных условиях получают развитие восстановительные процессы, в частности бактериальная сульфатредукция [4, 9].

Свидетельство закономерного сочетания аэробной и анаэробной обстановок в осадке можно видеть не только в окисленном характере органических соединений, потребляемых сульфатредуцирующими микроорганизмами (спирты, альдегиды, кетоны, жирные кислоты), но и в том, что основные образующиеся в диагенезе формы серы (восстановленные относительно сульфат-иона) в то же время представляют собой продукты окисления бактериального сероводорода или сульфидной серы S^{2-} .

Как известно, четыре исследованных нами химически индивидуальные формы серы (S^{2-} , $\text{S}_{\text{амр}}$, S^0 , $\text{S}_{\text{кр}}$), возникающие в ходе диагенеза в результате взаимодействия бактериального сероводорода с веществом осадка, различаются как по условиям своего образования, так и по устойчивости к окислительному действию кислорода. Сульфидная сера (аморфных и плохо кристаллизованных сульфидов двух- и трехвалентного железа, а также H_2S , HS^- , S^{2-} в растворе и сорбированном состоянии) чрезвычайно легко окисляется кислородом даже при его следовых количествах и может возникать и сохраняться только в строго анаэробных условиях. Остальные формы образуются при прямом или косвенном участии кислорода в зависимости от его концентраций и условий взаимодействия.

Образование пиритной серы отвечает реакции окисления: $2\text{S}^{2-} - 2e \rightarrow \text{S}_2^{2-}$, окис-

лителем в которой, помимо кислорода, может выступать трехвалентное железо, прежде всего реакционноспособных гидроксидных форм. Содержание последних в осадке, наряду с седиментационной постановкой, также контролируется режимом



Элементарная сера — продукт еще более глубокого окисления сульфидной формы: $\text{S}^{2-} - 2\bar{e} \rightarrow \text{S}^0$, которое осуществляется под действием тех же окислителей. Окисление кислородом может происходить как химическим, так и микробиологическим путем. В случае взаимодействия S^{2-} с трехвалентным железом необходимо учитывать возможность образования промежуточных неустойчивых сульфидных соединений Fe(III) , внутрифазный окислительно-восстановительный распад которых может сопровождаться образованием как элементарной, так и пиритной серы. Кроме того, сама элементарная сера, будучи продуктом окисления H_2S , может выступать в качестве окислителя в процессе образования пирита: $\text{S}^{2-} + \text{S}^0 \rightarrow \text{S}_2^{2-}$.

Обе эти формы по сравнению с исходной S^{2-} существенно более устойчивы по отношению к кислороду. Само участие $\text{O}_{2(p-p)}$ в их образовании предполагает возможность присутствия определенных квазиравновесных с этими формами концентраций кислорода в иловой воде. Благодаря формированию прочных связей и структур (гантельной серы S_2^{2-} в плотнейшей упаковке кристаллической решетки пирита, а также цепей и циклов S_n^0 в системе элементарной серы), в условиях дефицита кислорода кинетика их окисления может быть весьма замедленной. Таким образом, $\text{S}_{\text{нр}}$ и S^0 образуются и могут существовать в условиях умеренной аэрации осадка. При повышении концентрации O_2 обе формы окисляются в конечном счете до сульфат-иона, причем окисление пирита приводит исключительно к образованию SO_4^{2-} , а окисление S^0 сопровождается выделением целого ряда промежуточных продуктов (SO_3^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, S_nO_6), для которых характерно участие в биохимических процессах. Количественные оценки концентраций кислорода, определяющих то или иное направление взаимодействий в этой системе, пока не получены.

Органическая сера наиболее устойчива по отношению к растворенному в морской воде кислороду. Для ее извлечения из пробы в ходе анализа требуется такой сильный окислитель, как смесь $\text{Br}_2 + \text{HNO}_3$ при нагревании. Поэтому, по-видимому, эта форма в дальнейших превращениях в рассматриваемой системе не участвует. Ее возникновение в осадке (за исключением серы изначально входившей в состав ОВ) связано с взаимодействием органического материала с элементарной серой, хотя нельзя исключить также и непосредственное окисление бактериального сероводорода некоторыми функциональными группами ОВ.

В ходе раннедиагенетического преобразования осадка восстановление трехвалентного железа, так же как и сульфатредукция, осуществляется в строго анаэробной обстановке. Из-за высокой склонности иона Fe^{3+} к гидролизу даже небольшие количества свободного кислорода смещают окислительно-восстановительное равновесие в системе: $\text{Fe(III)} \xrightleftharpoons[\text{O}_2]{\text{ОВ}} \text{Fe(II)}$, в сторону образования гидро-

ксидных фаз Fe(III) . Предполагается, что восстановление Fe(III) может происходить как микробиологическим, так и абиогенным путем с участием продуктов аэробного и анаэробного гидролитического разложения ОВ, обладающих кислотными с комплексобразующими свойствами. При этом, как и в процессе бактериальной сульфатредукции, роль окисленных органических соединений представляется ведущей в отношении гидроксидных фаз Fe(II) поскольку именно окисленный характер обуславливает проявление кислотных свойств, необходимых для восстановления иона Fe^{3+} в окружении гидроксильных групп, т. е. для их нейтрализации. Таким образом, и активному восстановлению Fe(III) в ранне-

диагенетическом процессе способствует предварительная аэробная обработка осадочного материала.

В анаэробной обстановке, микроразнообразно складывающейся далее за счет расходования $O_{2(p-p)}$ на окисление OB , восстановление $Fe(III)$ должно иметь преимущество перед сульфатредукцией и может опережать ее по времени. В самом общем виде это иллюстрируется значительной разницей величин стандартных восстановительных потенциалов: $F^{3+} \rightarrow F^{2+} - + 0,771 В$ и $SO_4^{2-} \rightarrow H_2S - + 0,303 В$, хотя преобладание в осадке топохимических взаимодействий и осуществление ферментного катализа реакций делают реальные характеристики этих процессов существенно иными. В результате такого опережения, Fe_{p-p}^{2+} получает подвижность в анаэробных условиях, т. е. возможность миграции и связывания в несulfидные, прежде всего силикатные и алюмосиликатные фазы. Некоторая его часть в процессах диагенетического формирования или перекристаллизации $CaCO_3$, может, по-видимому, входить и в состав карбонатов, не образуя при этом собственной фазы (сидерита), а лишь замещая позиции Ca^{2+} и Mg^{2+} в кристаллических решетках, в силу резко подчиненных содержаний Fe^{2+} в растворе по сравнению с этими ионами.

Формы реакционноспособного $Fe(II)$, локализованные в восстановленных анаэробных микроразнообразиях, наряду с незатронутыми органическими восстановителями $Fe(III)_{реакт}$, в ходе развития сульфатредукции подвергаются действию H_2S с образованием соответствующих сульфидных фаз. В то же время в условиях микроразнообразного развития восстановительных процессов в толще окисленного, содержащего растворенный кислород осадка, накопление восстановленных форм Fe и S неизбежно сопровождается их частичным окислением диффузионно поступающим кислородом. При этом устойчивость $Fe(II)$ по отношению к обоим реагентам возрастает по мере его связывания в несulfидные минеральные формы и упорядочивания их структур.

Вся совокупность описанных процессов, включая механизм диагенетического сульфидообразования, до сих пор изучена явно недостаточно. Тем не менее окисленный характер накапливающихся в осадках производных H_2S (всех кроме S^{2-}) однозначно свидетельствует об активном, прямом или косвенном (через $Fe(III)$ и S^0) участии растворенного кислорода в образовании этих форм. Таким образом, количество свободного $O_{2(p-p)}$ в наддонной и иловой воде (избыток, дефицит или отсутствие), контролируя в целом соотношение аэробного и анаэробного окисления органического вещества, в то же время определяет и преимущественное накопление в осадках тех или иных восстановленных продуктов диагенетического процесса. Соответственно, как общий уровень развития этого процесса, так и взаимные соотношения исследованных форм железа и серы, складывающиеся в осадочной толще, находятся в существенной зависимости от тех условий осадконакопления, которые контролируют режим аэрации отложений. В этой связи целесообразно кратко охарактеризовать условия аэрации поверхностных слоев осадков современной кислородной зоны моря.

Гидрофизические и гидрохимические особенности каждого из слоев стратифицированной водной толщи Черного моря изучены достаточно обстоятельно [17, 21]. Кислородная зона представляет собой поверхностную аэрированную часть этой толщи, которая по сравнению с подстилающими водами характеризуется наиболее активным и сложным гидродинамическим режимом. Ее мощность под влиянием общего циклонического движения водных масс несколько увеличена в прибрежных районах (150—180 м) и сокращена в центральных областях (100—120 м). Граница кислородной и сероводородной зон пространственно выражена в виде слоя сосуществования O_2 и H_2S в минимальных (0,05—0,3 мг/л) концентрациях, определяемых окислительно-восстановительными химическими и микробиологическими процессами и характером перемешивания вод. Мощность этой переходной зоны также неодинакова: 50—70 м в центрах халистаз и до 90 м в области контакта с донными отложениями.

Распределение растворенного кислорода в вертикальном разрезе кислородной зоны носит изменчивый характер. Верхние 60—80 м в центральных областях моря и 80—100 м на периферии, составляют слои активного сезонного перемешивания, в котором на глубине 20—30 м в летнее время обычно создается кислородный максимум (до ~10 мг/л O_2 или 130—140% от насыщения), а к концу зимы содержание кислорода снижается до 70—80% насыщения). Ниже этого слоя концентрация кислорода быстро убывает с глубиной до 0,5—0,3 мг/л, что связано с его расходом в процессах окисления и уменьшением интенсивности вертикального водообмена. Нижней границе кислородной зоны отвечает резкое падение величины E_p от +450 до —50 мВ в переходной зоне.

Осадкообразование в пределах кислородной зоны Черного моря практически ограничено шельфом, максимальные глубины которого (до 160—180 м) приближаются к нижней границе зоны. При этом, в соответствии с описанным характером распределения O_2 в ее вертикальном разрезе, значительные площади донной поверхности (прежде всего, расположенные ниже слоя конвективного перемешивания — 80—100 м) отвечают условиям постоянного дефицита кислорода. Необходимо учитывать также неоднородность и гидродинамическую подвижность переходной зоны. Установлено, что стрежень основного циклонического потока регулярно заходит за внешнюю часть шельфа [22, 23]. Это обеспечивает периодическое воздействие на поверхностные осадки бескислородных вод переходной зоны, а иногда, возможно, и сероводородных вод. Таким образом, при общем дефиците кислорода в наддонной воде интенсивность аэрации осадков значительной части черноморского шельфа изменяется с глубиной и на каждом его участке непостоянна во времени.

Помимо условий, сдерживающих поставку кислорода к донной поверхности (повышенная биопродуктивность, близость и особенности гидрологии сероводородных вод), нельзя не учитывать и факторы, способствующие аэрации осадков. Осадконакопление на шельфе характеризуется чрезвычайно активной гидродинамикой, которая определяется главным образом ветроволновым движением прибрежных вод и обеспечивает высокую подвижность поверхностного осадочного материала. Постоянство режима шельфового осадконакопления в этих условиях отвечает относительной стабилизации целого ряда динамических факторов: скоростей и направлений прибрежных циркуляционных вихрей и круговоротов, их мощности и частоты возникновения, пульсаций основного вдольберегового течения, а также количества и состава осадочного материала, поступающего к донной поверхности в единицу времени. Соотношение этих факторов на каждом участке шельфа определяет характер переотложения, гранулометрической и плотностной дифференциации, а в целом — интенсивность и избирательность транспорта биогенного и терригенного материалов в сторону склона и глубоководной впадины.

Транспорт вещества через шельф осуществляется главным образом под действием периодически возникающих циркуляционных вихрей и отвечает, соответственно, периодическому переотложению и обновлению поверхностных горизонтов переменной мощности, которая зависит от масштабов и скоростей придонных потоков. Предполагается, что эта мощность может достигать в средней части шельфа нескольких дециметров и в общем случае уменьшается с глубиной [1, 2]. Скорости переотложения осадков могут при этом значительно варьировать, создавая в пределах шельфа как увеличенные, так и сокращенные горизонты литологически однотипных илов. Таким образом, развитие диагенетического процесса в поверхностных отложениях шельфа происходит в условиях не только неравномерной и недостаточной аэрации дна, но и в условиях интенсивного периодического переотложения осадочного материала. Очевидно, что в ходе переотложения осадка в кислородсодержащих придонных водах неизбежна резкая активизация окисления как ОВ, так и диагенетически сформированных соединений Fe и S. В анаэробных же условиях становится возможной транспортировка этих форм в сторону глубоководной впадины, а также их фракционирование в соот-

ветствии с различиями в гранулометрии, плотности, гидродинамических и поверхностных свойствах дисперсных частиц и агрегатов, содержащих эти формы.

Улучшению условий окисления восстановленных форм способствует также перемешивание осадков верхних горизонтов толщи бентосными организмами. Мощность слоя, доступного для питания детритофагов, оценивается для зоны приконтинентального седиментогенеза в десятки сантиметров [28]. Биотурбация активно влияет и на переотложение осадков, однако ее роль в этом процессе не однозначна. Эффект разрыхления, способствующий перемещению верхнего слоя (и улучшающий условия диффузии кислорода), по-видимому, в определенной мере компенсируется формированием и укрупнением органо-минеральных частиц за счет поверхностно-активных выделений бентоса. Последнее препятствует и фракционированию осадочного материала.



Из всего сказанного следует, что изменения режима аэрации поверхностных слоев осадков в ходе осадконакопления в течение геологического времени оказывают столь же существенное влияние на характер распределения диагенетически сформированных компонентов в осадочной толще, как и изменения количества и состава поступающего органического вещества. Все эти изменения тесно связаны между собой, находятся в общей зависимости от биопродуктивности района и должны непременно учитываться при интерпретации данных, полученных для всей исследованной толщи голоценовых отложений. При этом, рассматривая специфику протекания раннедиагенетического процесса в различные периоды позднечетвертичной геохимической истории бассейна, необходимо иметь в виду, что значительная часть современного шельфа Черного моря включилась в режим морского осадконакопления в ходе последней последледниковой трансгрессии. Поэтому условия аэрации, переотложения и фракционирования осадочного материала, помимо их зависимости от эволюции биопродуктивного процесса и динамики формирования сероводородной зоны, постепенно изменялись на каждом участке шельфа также и в соответствии с увеличением глубины.

Представления об определяющей роли режима аэрации поверхностных отложений в развитии раннедиагенетического процесса были использованы при изучении осадков Марокканской впадины [13], Каспийского моря [14], Бенгальского залива [15], а также сероводородной зоны Черного моря [12]. Они базируются, с одной стороны, на результатах ряда микробиологических исследований [4, 9], а с другой — неизбежно вытекают из окислительно-восстановительных свойств системы Fe—S и химической природы продуктов диагенетического преобразования этих элементов [16]. Как правило, такой подход позволяет удовлетворительно интерпретировать многие черты распределения форм Fe и S в морских осадках. Применительно к черноморскому шельфу он представляется особенно перспективным, поскольку дает возможность связать особенности развития раннедиагенетического процесса и его результаты с реальной физической и биогеохимической обстановкой осадконакопления и ее изменениями в ходе эволюции бассейна. Рассмотрению полученных результатов (см. фиг. 2) с этих позиций посвящено следующее сообщение.

Список литературы

1. Айбулатов Н. А. Экзогенные процессы перемещения осадочного материала на шельфах внутренних морей. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1985. 53 с.
2. Айбулатов Н. А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с вопросами седиментогенеза на шельфах бесприливных морей // Морфолитогеоз и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С. 145—147.
3. Батурин Г. Н. О строении и составе железомарганцевых конкреций Черного моря // Литология

- и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 93—98.
4. *Беляев С. С., Лейн А. Ю., Иванов М. В.* Роль метанообразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества//Геохимия. 1981. № 3. С. 437—445.
 5. *Волков И. И., Жабина Н. Н.* Методы определения различных соединений серы в морских осадках//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 5—27.
 6. *Волков И. И., Тихомирова А. А.* Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 24—37.
 7. *Волков И. И., Пилипчук М. Ф.* Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 1. С. 66—77.
 8. *Волков И. И., Севастьянов В. Ф.* Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 134—182.
 9. *Горленко В. М., Дубинина Г. А., Кузнецов С. Н.* Экология водных микроорганизмов. М.: Наука, 1977. 288 с.
 10. *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.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 57—81.
 11. *Морозов А. А., Коровушкин В. В., Сидоренко Г. А., Демидова Т. П.* О сульфидах железа в новозвксинских отложениях Черного моря//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 37—51.
 12. *Морозов А. А.* О некоторых чертах позднечетвертичного осадкообразования в Черном море//Литология и полез. ископаемые. 1991. (Сообщение 1. № 4. С. 20—31; Сообщение 2. № 5. С. 19—31).
 13. *Морозов А. А., Розанов А. Г.* О формах восстановленной серы в осадках Марокканской и Иберийской котловин Атлантического океана//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 33—43.
 14. *Морозов А. А., Розанов А. Г.* О формах серы и железа в осадках шельфа юго-западной части Каспийского моря//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 62—74.
 15. *Морозов А. А., Розанов А. Г., Соколов В. С.* О формах железа, марганца и серы в донных осадках Бенгальского залива//Литология и полез. ископаемые, 1985. № 5. С. 56—65.
 16. *Розанов А. Г., Морозов А. А.* О диагенетических сульфидах железа в морских осадках//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 89—101.
 17. *Скопичев Б. А.* Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 226 с.
 18. *Соколова М. Н.* О зональности распределения и воздействия микробентоса на осадки ложа океана//Биоседиментация в морях и океанах. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1985. С. 80—87.
 19. *Соколов В. С.* Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 28—41.
 20. *Соколов В. С., Соколова Е. Г.* Простой газометрический метод определения CaCO_3 в экспедиционных условиях//Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980. С. 42—45.
 21. *Сорокин Ю. И.* Черное море. М.: Наука, 1982. 217 с.
 22. *Титов В. Б.* О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря//Океанология. 1980. Т. 20. С. 425—431.
 23. *Титов В. Б.* О распределении скорости поверхностного течения в районе северо-кавказского побережья Черного моря//Океанология. 1985. № 3. С. 408—413.

УДК 550.4 : 551.352(265/266)

© 1994 Дубинин А. В., Стрекопытов С. В.

**ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ
ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ
В ПЕРУАНСКОЙ КОТЛОВИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА**

Рассмотрено поведение Fe, Mn, Al, P, Co, Ni, Cu и PЗЭ в миопелагических осадках и конкрециях, а также в верхних и нижних частях конкреций из одной дочерпательной пробы, взятой в Перуанской котловине Тихого океана. Показано, что Fe и P обогащают нижние части конкреций, а Mn — верхние, что связано с его большей подвижностью в процессах восстановительного диагенеза в осадках. Содержания Cu и Ni в конкрециях прямо коррелируют с Mn, а Co и PЗЭ — с Fe. Анализ содержаний реакционноспособной части PЗЭ в конкрециях и вмещающих осадках в вытяжке Честера показал, что состав PЗЭ конкреций может быть получен из реакционноспособной части осадков. Различие составов PЗЭ конкреций и осадков определяется разной подвижностью оксигидроксидов и фосфатов Fe в процессах диагенетического перераспределения в осадках при формировании конкреций.

Исследование процесса рудообразования в океане сводится в конечном счете к решению двух главных вопросов: выяснению источников вещества и механизма процессов, формирующих состав Fe-Mn-конкреций. Ответ на первый вопрос достаточно ясен, и большинство исследователей рассматривают в качестве источника вещества конкреций как океанскую воду, так и вмещающие осадки (в том числе поровые воды).

Второй вопрос сложнее, так как роль процессов, приводящих к образованию конкреции, меняется в зависимости от окислительно-восстановительных условий в осадках, скорости осадконакопления в данном районе, состава осадочного материала, а также, возможно, рельефа, глубины залегания конкреций и т. д. [1, 11, 12, 15].

В большинстве случаев при формировании конкреции рассматривается смешанный седиментационно-диагенетический механизм, причем седиментационный процесс транспортировки вещества характерен для группы железа (PЗЭ, Co, Th), а диагенетический — для группы марганца (Cu, Ni, Zn). О роли раннего диагенеза в осадках в поставке материала для строительства конкреций свидетельствуют различия по составу верхних и нижних частей конкреций [11, 18]. При этом низы конкреций обычно обогащены Mn, Cu, Ni, Mo и Zn, а верхи — Fe, Co, Pb. С. Калверт и Н. Прайс [12] объясняли это различие поступлением из подстилающих осадков металлов, связанных с оксигидроксидами Mn, и прямым поступлением из морской воды в верхние части конкреций металлов, связанных с оксигидроксидами Fe. Интенсивные процессы диагенеза во вмещающих осадках приводят к опережающему росту ее нижней части, что приводит к асимметрии конкреций [17]. Таким образом, величина Mn/Fe в какой-то степени может свидетельствовать о роли двух механизмов в стягивании конкреций. Преобладание седиментационного механизма (осаждение из морской воды) приводит к значению Mn/Fe, близкому к единице.

До сих пор PЗЭ широко не привлекались к решению проблем генезиса конкреций в комплексе с вмещающими осадками. Относясь к группе Fe, лан-

таноиды в конкрециях могут дать информацию о генезисе оксигидроксидов Fe. Изучив состав РЗЭ в конкрециях, Е. Гольдберг с соавторами [23] и Д. Пайпер [27] пришли к выводу об извлечении РЗЭ из океанской воды гидроксидом железа. Гидрогенные оксигидроксиды железа в пелагических конкрециях и корках, имея состав РЗЭ, зеркально отраженный по отношению к глубинной океанской воде, могут служить основной причиной изменения состава растворенных РЗЭ в пелагиали океана [3]. Основные черты этого состава — положительная аномалия церия, максимальное накопление средних РЗЭ [22, 28 и др.].

Хотя из имеющихся данных очевидно, что состав конкреций далеко не постоянен и наряду с положительной аномалией церия в конкрециях обнаружены дефицит церия и преобладание не средних, а тяжелых РЗЭ [2, 14, 16, 22], эти конкреции зачастую находятся в осадках с подобным составом РЗЭ в зонах гидротермального влияния [14, 22]. В этом случае содержание РЗЭ в конкрециях не превышает их содержания в осадках и, по-видимому, осадки являются преимущественным источником вещества для конкреций.

Перуанская котловина Тихого океана относится к районам, где в осадках РЗЭ имеют отчетливую отрицательную аномалию церия и преобладание тяжелых лантаноидов над легкими и средними, а в конкрециях не наследуется отрицательная цериевая аномалия [14, 22]. Выяснение причин и механизма процессов изменения состава РЗЭ в конкрециях относительно состава РЗЭ вмещающих осадков является целью данной работы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Материал для исследования получен в 26-м рейсе НИС «Академик Королев» в 1980 г. [6]. На ст. 56 (13°15' ю. ш., 86°00' з. д., гл. 4600 м) были отобраны дночерпателем конкреции и осадки, явившиеся предметом исследования. Осадки станции (0—10 см) представлены миопелагическими глинами с большим количеством конкреций на горизонте 0—6 см. Для исследования отобраны шесть конкреций, различающихся по морфологии. Положение конкреций в дночерпателе относительно поверхности дна было помечено до извлечения из осадков.

Обр. 56/1 — полиядерная конкреция гроздевидной формы, имеет по меньшей мере четыре ядра; размер 3×4 см.

Обр. 56/2 — конкреция угловатой формы, обусловленной, вероятно, формой ядра; поверхность мелкобугристая; размер 3,5×5 см.

Обр. 56/3 — конкреция вытянутой, эллипсоидальной формы, причем длинная ось расположена вертикально; размер 2×5 см.

Обр. 56/4 — конкреция эллипсоидальной формы, длинная ось горизонтальна; верхняя и нижняя поверхности морфологически различаются: верхняя бугристая, а нижняя более гладкая, со следами погружения в осадок; размер 4,5×7 см.

Обр. 56/5 — по морфологии аналогична конкреции 56/4; размер 5×7 см.

Обр. 56/6 — конкреция дисковидной формы с бугристой верхней поверхностью и более гладкой нижней со следами осадка; размеры 4,5×7 см.

Для обр. 56/1 и 56/2 изучали валовые пробы. В конкрециях 56/3—56/6 были отобраны верхние и нижние поверхности (до 10 мм). Основанием для определения верхних и нижних поверхностей служило положение конкреции в осадке при подъеме в дночерпателе, а также морфологические особенности. Нижние поверхности более гладкие со следами глинистого осадка, верхние более бугристые, без следов осадка. Конкреция 56/3 не имела различий в морфологии поверхностей, отбор верхней и нижней частей конкреции основывался лишь на положении ее в осадке в дночерпателе.

Растиртые воздушно-сухие пробы проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Plasma Quad PQ2 + Turbo фирмы «VG Instruments» с использованием двух внутренних стандартов (In — Re) по методике, подробно описанной в работе [4]. Правильность анализа определяли по стандартным образцам AGV-1 и GSP-1. Данные, полученные для

Изотопы, используемые при анализе РЗЭ, и содержания РЗЭ в стандартных образцах AGV-1 и GSP-1

Элемент	Изотоп	AGV-1 (андезит)		GSP-1 (гранодиорит)	
		1	2	1	2
La	¹³⁹ La	40,1	38	195	184
Ce	¹⁴⁰ Ce	70,5	67	449	399
Pr	¹⁴¹ Pr	8,73	7,6	57,9	52
Nd	¹⁴⁵ Nd	33,1	33	214	196
Sm	¹⁴⁷ Sm	6,31	5,9	27,2	26,3
Eu	¹⁵¹ Eu	1,59	1,64	2,19	2,33
Gd	¹⁶⁰ Gd	5,18	5,09	12,5	12,1
Tb	¹⁵⁹ Tb	0,67	0,70	1,29	1,34
Dy	¹⁶³ Dy	3,84	3,60	6,02	5,5
Ho	¹⁶⁵ Ho	0,75	0,67	0,91	1,01
Er	¹⁶⁶ Er, ¹⁶⁷ Er	2,01	1,70	2,27	2,7
Tm	¹⁶⁹ Tm	0,25	0,34	0,24	0,38
Yb	¹⁷² Yb, ¹⁷³ Yb	1,61	1,72	1,21	1,7
Lu	¹⁷⁵ Lu	0,24	0,27	0,15	0,214

Примечание. 1 — данные, полученные в настоящей работе, 2 — компиляционные.

стандартных образцов, а также изотопы, по которым проводилось определение, приведены в табл. 1. Воспроизводимость анализа для всех лантаноидов была не хуже 10%.

Определение Fe, Mn, Al, Cu, Co и Ni проводили методом атомно-абсорбционной спектрометрии в плазменном варианте на приборе «Perkin Elmer 403» Н. Н. Завадской. Воспроизводимость анализа не хуже 3 отн.%. Фосфор определяли молибдатным методом [7] с окончанием либо титриметрическим, либо спектрофотометрическим.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ВАЛОВЫХ ПРОБАХ ОСАДКОВ И КОНКРЕЦИЙ

Данные по РЗЭ, Fe, Mn, Al, P в осадках четырех горизонтов станции приведены в табл. 2. Несмотря на то что осадки станции по критерию К. Бострема ($Al/Al + Fe + Mn > 0,4$) [10] относятся к негидротермальным разностям, состав РЗЭ в них имеет черты, характерные для растворенных РЗЭ океанских вод (фиг. 1). Видна отрицательная аномалия церия и дефицит легких РЗЭ. Ранее одному из авторов удалось показать на субширотном профиле осадков через 17° ю. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, что изменение состава РЗЭ в сторону увеличения аномалии Се и накопления легких РЗЭ имеет довольно постоянный характер и определяется уменьшением доли оксигидроксидов железа гидротермального генезиса [5]. Позже этот же процесс был показан для составов РЗЭ во взвеси гидротермального Fe с удалением от выхода гидротерм [20].

Содержание Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co, P и РЗЭ в валовых пробах конкреций 56/1 и 56/2 и в верхних и нижних частях конкреций 56/3—56/6 приведено в табл. 3, из которой видно, что содержание Fe и Mn в конкрециях в пределах одного дночерпателя варьирует довольно значительно: 8,2—13,6 и 20,2—27,6% соответственно. Верхние части конкреции обогащены марганцем, а нижние — железом. Распределение железа и марганца в верхних и нижних частях конкреций обратное полученному в работе [18] для трех конкреций из района Клариян-Клиппертон. Различия в содержаниях Fe и Mn между нижней и верхней поверхностями максимальны для конкреции 56/4: для железа 4%, для марганца

Содержание элементов в валовых пробах осадков ст. 56 и сланце (NASC)

Элемент *	Горизонт, см				Сланец
	0—1	1—3	3—6	6—10	
La	43,5	42,1	44,8	49,9	32
Ce	57,0	53,9	56,7	62,9	73
Pr	10,8	10,0	11,0	11,9	7,9
Nd	43,4	44,3	43,2	50,0	33
Sm	11,0	11,1	11,0	13,0	5,7
Eu	2,66	2,75	2,75	2,84	1,24
Gd	10,9	10,8	11,7	12,4	5,2
Tb	1,83	1,56	1,59	1,82	0,85
Dy	10,2	10,1	11,1	12,7	5,2
Ho	2,21	2,29	2,39	2,69	1,04
Er	7,11	6,44	7,34	8,08	3,4
Tm	1,02	1,03	1,16	1,25	0,5
Yb	6,46	6,91	6,99	7,47	3,1
Lu	1,09	1,01	1,07	1,11	0,48
Fe	4,37	4,05	4,43	4,48	—
Mn	0,77	0,70	0,52	0,36	—
Al	6,16	5,87	6,34	6,31	—
P	0,19	0,22	0,19	0,20	—

* Содержание Fe, Mn, Al и P приведено в %, остальных элементов — в г/т.

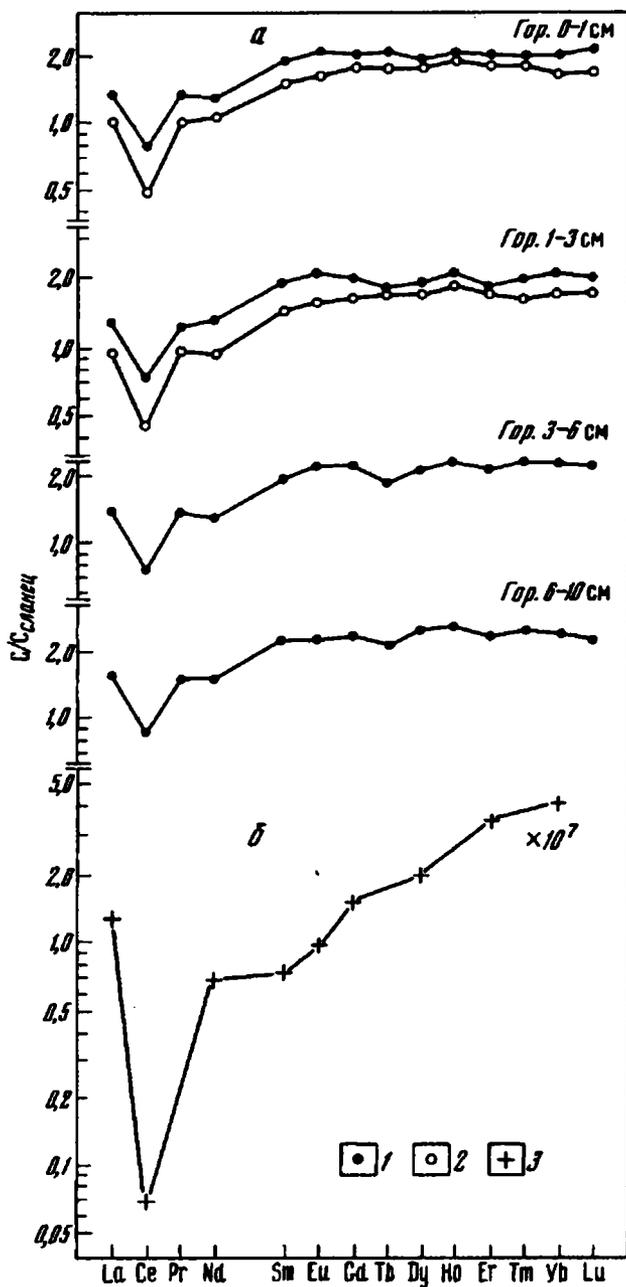
2,4%, в других конкрециях отличия содержаний Fe и Mn не превышает 1%, а в конкрециях 56/6 верх и низ не отличаются. Таким образом, различия в химии состава конкреций (Fe и Mn) в пределах одного дночерпателя больше, чем между верхом и низом конкреций. Валовые содержания Al в трех конкрециях из четырех выше в верхних частях конкреций.

Содержания Cu, Co и Ni соответствуют таковым для гидrogenных Fe-Mn-отложений океана по классификации Бонатти [9]. Cu и Ni коррелируют с Mn. Co повторяет поведение Fe (табл. 4).

Содержания PЗЭ более высокие в конкрециях в сравнении с осадками и, как и Co, прямо коррелируют с содержанием железа (см. табл. 4). Составы PЗЭ в конкрециях имеют слабую положительную аномалию Ce и отличаются от осадков накоплением легких PЗЭ (фиг. 2). Верхние, менее железистые части конкреций имеют в своем составе во всех случаях меньшую положительную аномалию Ce, судя по величине Ce/Nd, и меньшее накопление легких PЗЭ. Значения Nd/Er в верхних частях конкреций 56/4 и 56/5 (заметно различающиеся в содержаниях Fe между верхними и нижними частями конкреций) более низкие, чем в нижних. Это свидетельствует о том, что увеличение положительной аномалии Ce в низах конкреций происходит вследствие накопления самого церия на фоне преимущественного накопления легких PЗЭ относительно тяжелых. Фосфор в конкрециях, видимо, в основном также тесно связан с содержанием Fe. Следовательно, он не образует отдельную фазу (апатит), а входит в сорбированный комплекс оксигидроксидов Fe.

ФОРМЫ PЗЭ В ОСАДКАХ И КОНКРЕЦИЯХ

Исследование валовых содержаний в конкрециях показало, что состав PЗЭ в них отличается от такового в осадке, а содержание индивидуальных PЗЭ (и



Фиг. 1. Составы РЗЭ в осадках ст. 56 (а) и растворенных РЗЭ глубинных вод океана (б) [25]

1 — валовая проба осадка; 2 — вытяжка Честера; 3 — океанская вода

в том числе Се) сильно зависит от содержания железа, максимум которого приурочен к нижней, обращенной в осадок поверхности конкреций. Причину обогащенности железом и РЗЭ нижних частей конкреций, видимо, следует искать в составе осадков ст. 56. Миопелагические с небольшой (до 20%) примесью CaCO_3 глины ст. 56 подробнее описаны в работе [6]. Исследование макросостава колонки осадков (270 см), приведенное в работе [6], показало, что осадки ст.

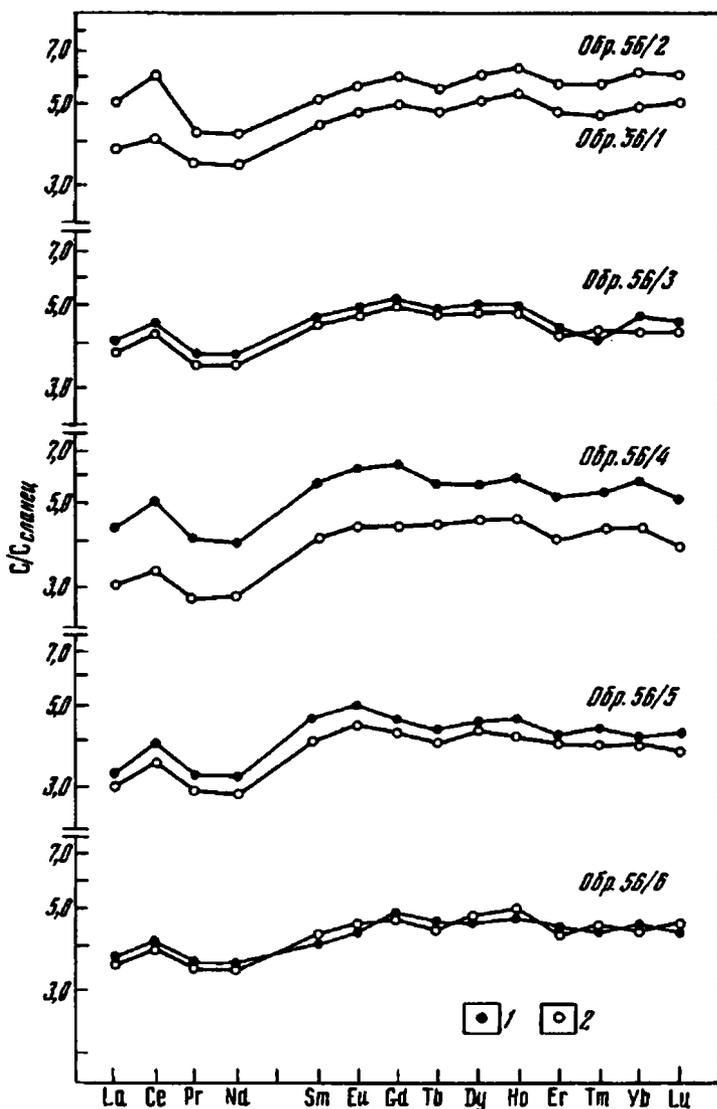
Содержание элементов в конкрециях ст. 56

Элемент *	56/1	56/2	56/3		56/4		56/5		56/6	
			верх	низ	верх	низ	верх	низ	верх	низ
La	119	164	120	128	96,2	138	96,8	104	114	119
Ce	297	441	308	330	242	375	261	289	290	297
Pr	27,1	33,6	27,6	29,6	21,9	31,7	23,1	25,3	27,4	27,8
Nd	113	138	117	121	93,9	132	94,3	104	113	116
Sm	25,5	30,3	25,8	26,8	23,1	32,7	23,3	26,6	24,4	23,7
Eu	6,03	7,18	5,90	6,12	5,41	7,82	5,43	6,26	5,63	5,51
Gd	26,9	31,9	26,3	27,2	22,8	33,4	22,3	23,7	24,9	25,5
Tb	4,16	4,81	4,09	4,16	3,77	4,87	3,40	3,60	3,79	3,89
Dy	27,3	32,3	25,7	26,2	23,4	29,6	22,4	23,3	25,6	24,7
Ho	5,80	6,84	5,14	5,23	4,77	6,18	4,29	4,80	5,29	5,14
Er	16,6	20,0	14,5	14,9	13,6	17,9	13,6	13,9	15,0	15,3
Tm	2,40	2,98	2,16	2,06	2,17	2,67	1,94	2,17	2,34	2,22
Yb	15,9	20,0	13,4	14,8	13,6	18,2	12,5	12,6	14,1	14,5
Lu	2,53	3,02	2,07	2,22	1,87	2,50	1,80	2,04	2,27	2,14
Cu	0,43	0,36	0,55	0,55	0,64	0,44	0,62	0,58	0,66	0,52
Ni	1,08	0,92	1,24	1,20	1,30	1,03	1,21	1,31	1,24	1,27
Co	0,14	0,18	0,15	0,16	0,10	0,15	0,09	0,11	0,15	0,15
Fe	10,8	13,6	10,7	11,2	8,60	12,6	8,21	9,26	9,74	9,77
Mn	20,2	22,1	23,4	22,5	26,2	23,8	27,6	26,2	25,9	25,2
Al	2,83	1,51	1,89	2,06	2,31	1,45	2,20	2,15	1,78	1,53
P	0,26	0,26	0,19	0,23	0,21	0,30	0,21	0,20	0,21	0,21

* Содержание Cu, Ni, Co, Fe, Mn, Al и F приведено в %, остальных элементов — в г/т.

Коэффициенты корреляции между элементами в валовых пробах конкреций ст. 56
($n = 10$, $r = 0,632$ при $P = 0,95$)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
La	1,000	0,980	0,965	0,964	0,790	0,769	0,906	0,905	0,961
Ce		1,000	0,949	0,938	0,860	0,843	0,908	0,887	0,938
Pr			1,000	0,994	0,823	0,791	0,921	0,885	0,915
Nd				1,000	0,818	0,786	0,934	0,912	0,926
Sm					1,000	0,995	0,928	0,879	0,818
Eu						1,000	0,919	0,870	0,813
Gd							1,000	0,981	0,937
Tb								1,000	0,949
Dy									1,000
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Al	Fe	Mn	P
La	0,934	0,934	0,851	0,921	0,923	-0,555	0,972	-0,668	0,644
Ce	0,902	0,921	0,853	0,905	0,889	-0,595	0,957	-0,567	0,661
Pr	0,887	0,876	0,778	0,856	0,869	-0,618	0,955	-0,637	0,634
Nd	0,902	0,878	0,791	0,865	0,867	-0,617	0,965	-0,665	0,633
Sm	0,787	0,785	0,756	0,801	0,712	-0,504	0,873	-0,465	0,800
Eu	0,792	0,798	0,779	0,813	0,718	-0,471	0,853	-0,451	0,830
Gd	0,913	0,903	0,834	0,922	0,837	-0,535	0,962	-0,638	0,841
Tb	0,930	0,900	0,846	0,936	0,842	-0,473	0,964	-0,695	0,819
Dy	0,987	0,972	0,921	0,971	0,959	-0,437	0,974	-0,715	0,771
Ho	1,000	0,976	0,951	0,969	0,975	-0,402	0,948	-0,722	0,760
Er		1,000	0,950	0,982	0,966	-0,438	0,923	-0,646	0,789
Tm			1,000	0,936	0,922	-0,463	0,846	-0,507	0,715
Yb				1,000	0,934	-0,439	0,924	-0,636	0,841
Lu					1,000	-0,326	0,907	-0,728	0,701
Al						1,000	-0,475	-0,148	-0,185
Fe							1,000	-0,738	0,736
Mn								1,000	-0,541
P									1,000
	Cu	Ni	Co						
La	-0,842	-0,854	0,880						
Ce	-0,821	-0,856	0,796						
Pr	-0,780	-0,775	0,914						
Nd	-0,791	-0,769	0,927						
Sm	-0,721	-0,756	0,563						
Eu	-0,737	-0,770	0,515						
Gd	-0,830	-0,852	0,757						
Tb	-0,836	-0,846	0,763						
Dy	-0,858	-0,923	0,815						
Ho	-0,867	-0,893	0,802						
Er	-0,898	-0,942	0,739						
Tm	-0,784	-0,851	0,648						
Yb	-0,866	-0,931	0,718						
Lu	-0,857	-0,895	0,796						
Al	-0,224	-0,259	-0,534						
Fe	-0,860	-0,865	0,848						
Mn	0,777	0,650	-0,694						
P	-0,732	-0,847	0,393						
Cu	1,000	0,868	-0,639						
Ni		1,000	-0,594						
Co			1,000						



Фиг. 2. Составы РЗЭ в валовых пробах конкреций ст. 56
1, 2 — соответственно нижняя и верхняя части конкреций

56 были затронуты процессами раннего восстановительного диагенеза — содержание Mn непостоянно и варьирует по колонке от 0,07 до 1,38%. Для пяти проб осадков из дночерпателя (было исследовано две пробы с гор. 0—1 см) максимальное (26% от валового) относительное содержание реакционноспособного Fe отмечено в слое 3—6 см против 20—22% в слое 0—1 см.

Образование осадков связано с поступлением вещества на дно океанов из различных вероятных источников: гидротермального, гидро-, био-, лито- и эдафогенного. Так как материал Fe-Mn-конкреций представлен в основном оксигидроксидами Fe и Mn, авторов интересовал прежде всего состав оксигидроксилов Fe и Mn в осадках. По этой причине осадки горизонтов 0—1 и 1—3 см (около 50 мг) были обработаны раствором 1 M $\text{NH}_2\text{OH} \cdot \text{HCl} + 25\% \text{CH}_3\text{COOH}$ (20 мл) на холоде в течение 4 ч по методике, описанной в работе [13]. Эта вытяжка,

Содержание элементов в вытяжках из осадков и конкреций ст. 56

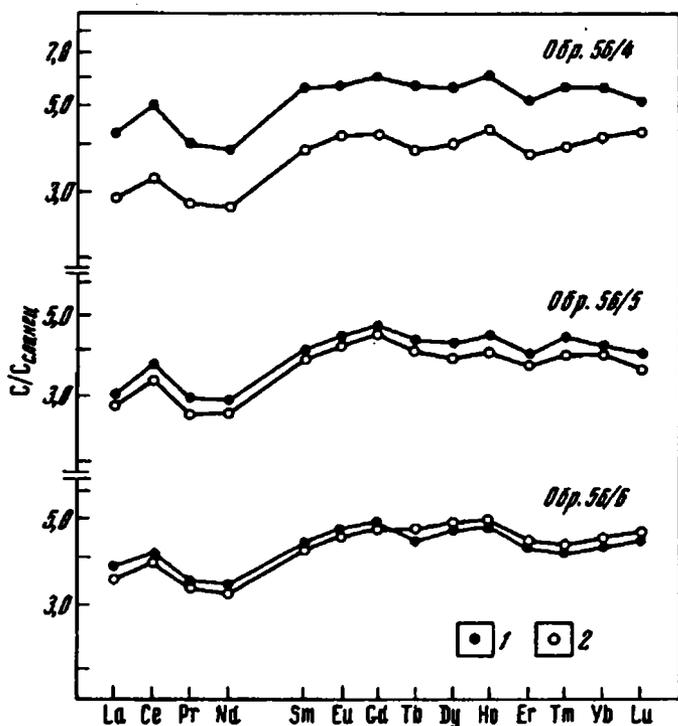
Элемент *	Осадки		Конкреции					
	горизонт, см		56/4		56/5		56/6	
	0—1	1—3	верх	низ	верх	низ	верх	низ
La	32,0	30,5	93,0	139	91,9	98,0	113	119
Ce	35,3	32,7	240	373	244	266	283	297
Pr	8,05	7,77	22,0	31,6	21,2	23,3	26,3	26,8
Nd	35,7	30,8	91,0	127	90,0	95,6	107	110
Sm	8,81	8,42	22,2	32,6	22,2	23,0	24,2	24,5
Eu	2,02	2,00	5,24	7,18	5,17	5,42	5,71	5,87
Gd	9,57	8,80	22,2	32,1	23,4	24,4	25,5	25,5
Tb	1,53	1,49	3,25	4,86	3,40	3,66	4,00	3,86
Dy	9,62	8,97	20,9	29,6	20,0	21,9	25,5	25,0
Ho	2,09	1,99	4,58	6,38	4,17	4,68	5,21	5,17
Er	6,31	6,05	12,8	17,7	12,5	13,4	15,2	14,7
Tm	0,95	0,83	1,96	2,88	1,97	2,20	2,20	2,10
Yb	5,33	5,59	12,9	17,8	12,6	12,9	14,1	13,6
Lu	0,84	0,86	2,10	2,50	1,71	1,90	2,30	2,19
Al	0,47	0,47	0,98	0,70	1,08	1,18	1,20	0,80
Fe	0,66	0,59	7,38	11,3	6,83	7,53	8,21	8,30
Mn	0,68	0,67	25,4	23,5	27,6	25,6	25,9	25,5
P	0,13	0,10	0,178	0,238	0,159	0,159	0,159	0,189

* Содержание Al, Fe, Mn и P приведено в %, остальных элементов — в г/т.

предложенная Р. Честером и М. Хьюджем, извлекает слабокристаллизованные оксигидроксиды Mn на 100% и Fe на 90%, при этом незначительно затрагивая алюмосиликаты (включая аутигенные), а также, по их данным, не затрагивая апатит и барит — минералы, в которых возможно довольно значительное накопление РЗЭ [19, 24]. Однако при обработке этим реактивом кроме растворения оксигидроксидов Fe и Mn будут растворяться также карбонат кальция и извлекаться сорбированный комплекс микроэлементов других составляющих осадка. Содержание РЗЭ в скелетах фораминифер — основного поставщика CaCO₃ в осадках ст. 56 — весьма мало [26]. А микроэлементы сорбированного комплекса наряду с микроэлементами оксигидроксидов Fe и Mn вполне могут входить в состав конкреций.

Хотя конкреции ст. 56 имеют незначительные количества нерудного вещества, судя по содержанию Al, они (а именно обр. 56/4—56/6) также были обработаны реактивом Честера по сходной методике с осадками. Содержания Fe, Mn, Al, P и РЗЭ в вытяжках из осадков и конкреций приведены в табл. 5.

Сравнение данных табл. 2 и 5 показывает, что в осадках реактивом Честера извлекается примерно 15% железа (от валового), почти весь марганец, около половины фосфора и всего порядка 8% алюминия (от общего содержания). При этом извлечение РЗЭ из осадков составляет от 60 до 95%, причем меньше всего переходят в вытяжку церий и легкие РЗЭ. Составы РЗЭ в вытяжках из осадков имеют (относительно валовых проб) больший дефицит Ce и легких РЗЭ (см. фиг. 1), т. е. состав гидроксидных составляющих осадка становится больше похож на состав растворенных РЗЭ океанской воды, что подтверждает участие железа гидротермального генезиса в осадконакоплении [5].



Фиг. 3. Составы РЗЭ в вытяжках из конкреций ст. 56
1, 2 — соответственно нижняя и верхняя части конкреций

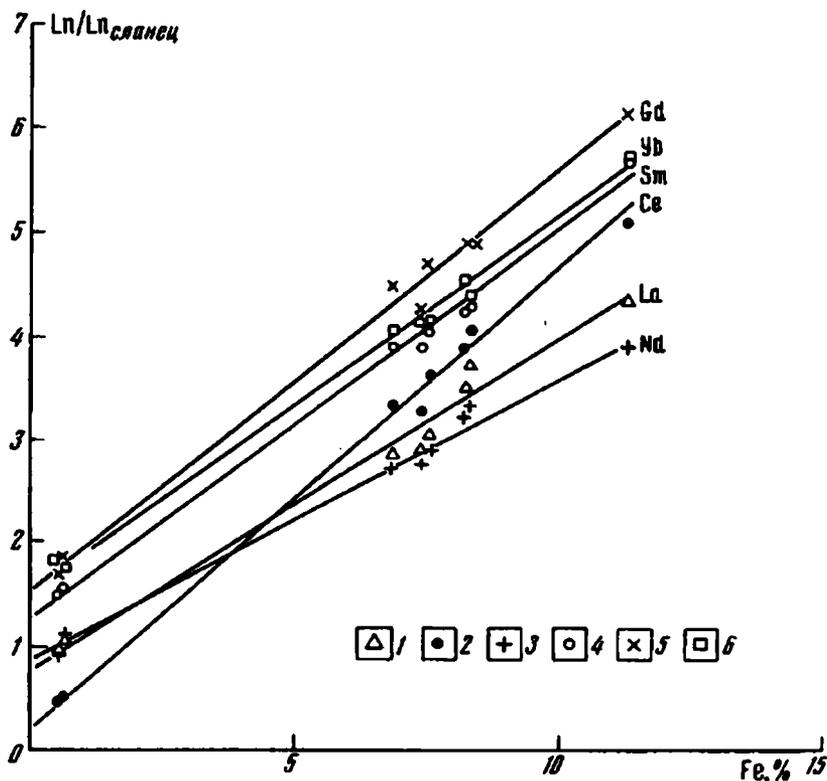
Извлечение Fe из конкреций обр. 56/4—56/6 колеблется в пределах от 81 до 89% (от валовых содержаний), Mn извлекается почти на 100%, Al — лишь на 43—68%, P — на 74—92%, причем закономерностей, связанных с извлечением макроэлементов из верхних и нижних частей конкреций, не прослеживается. РЗЭ почти на 100% извлекаются из образцов конкреций, сохраняя особенности своих составов, характерных и для валовых проб (фиг. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показали исследования валовых содержаний элементов в конкрециях, содержания РЗЭ связаны в них с содержанием железа (см. табл. 4), что характерно и для вытяжек Честера из конкреций (фиг. 4). В этом случае отмечается также прямая зависимость РЗЭ — Fe, причем аппроксимация линейной зависимости к содержанию железа 0,59—0,66% (как в вытяжках Честера из осадков) соответствует содержанию лантаноидов в вытяжках Честера из осадков. Следовательно, наблюдаемые составы РЗЭ в конкрециях можно было бы получить из реакционноспособной части осадка, в основном из оксигидроксидов Fe и Mn, не привлекая при этом дополнительный источник вещества.

Накопление реакционноспособного железа в конкрециях сопровождается разной степенью накопления лантаноидов. Средние величины накопления элементов в конкреции относительно реакционноспособной части осадка следующие:

Mn > Fe > Ce > La > Pr > Nd > Sm = Eu > Cd > Tb...Ho = Tm...Lu > Er
 37,9 13,2 8,4 3,5 3,2 3,1 2,9 2,8 2,6—2,5 2,3
 > Al > P
 2,1 1,6



Фиг. 4. Зависимость содержаний РЗЭ, нормализованных на сланец (NASC), от Fe в вытяжках из осадков и конкреций ст. 56
 1 — La; 2 — Ce; 3 — Nd; 4 — Sm; 5 — Gd; 6 — Yb

Из лантаноидов в наибольшей степени накапливается церий (в 6,8—10,6 раз), за ним по степени обогащения следуют легкие РЗЭ, затем средние и тяжелые РЗЭ. При этом железо накапливается в 10—17 раз, а обогащенность марганцем еще выше. В то же время в наименьшей степени в конкрециях накапливается фосфор. Причина этого в росте количества фосфора, связанного с костным апатитом, в ряду морские осадки — океанские пелагические осадки. Поскольку костный апатит не входит в состав конкреций, при расчете рядов подвижности элементов в процессах конкрециеобразования получается занижение коэффициентов накопления фосфора для пелагических обстановок [1].

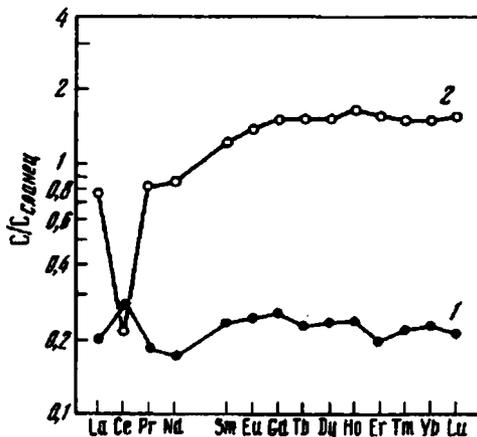
Отставание в накоплении РЗЭ от железа в конкрециях приводит к выводу, что процесс попадания оксигидроксидов Fe из осадка в конкреции сопровождается не только изменением состава лантаноидов — преимущественным накоплением Ce и легких РЗЭ, но и изменением величины Ln/Fe в конкрециях относительно осадков (см. фиг. 4). Хотя вполне может быть, что величина Ln/Fe завышена для реакционноспособной части осадков по крайней мере на 10% из-за неполного извлечения оксигидроксидов Fe, проблема изменения накопления РЗЭ на Fe в осадках и конкрециях при очевидной связи их с железом остается. Изменение накопления РЗЭ на Fe в конкрециях возможно в случае поступления оксигидроксидов железа, которые лишены сорбированного комплекса РЗЭ. Предположить подобное поступление оксигидроксидов Fe из морской воды довольно трудно, так как условия осадконакопления все-таки в целом отражаются на составе осадков, в том числе их реакционноспособной части. Следовательно, изменение накопления Ln на Fe происходит после осадконакопления, но до попадания оксигидроксидов в конкреции.

Коэффициент корреляции (r) и коэффициенты (a , b) в уравнении зависимости нормализованных содержаний РЗЭ на сланец от Fe в вытяжках Честера из осадков и конкреций ст. 56

Элемент	r	a	b	Содержание РЗЭ, г/т *		Накопление РЗЭ на в оксигидроксидной составляющей, мг/г	
				1	2	осадки	конкреции
La	0,992	0,321	0,759	10	24	1,1	1,0
Ce	0,997	0,444	0,213	32	16	3,0	3,3
Pr	0,994	0,288	0,815	2,3	6,4	0,24	0,23
Nd	0,994	0,277	0,847	9,1	28	0,83	0,92
Sm	0,997	0,379	1,23	2,2	7,0	0,26	0,21
Eu	0,999	0,394	1,39	0,5	1,7	0,05	0,05
Gd	0,996	0,411	1,51	2,1	7,9	0,21	0,21
Tb	0,993	0,365	1,51	0,3	1,3	0,04	0,03
Dy	0,990	0,371	1,53	1,9	8,0	0,21	0,19
Ho	0,995	0,387	1,66	0,4	1,7	0,05	0,04
Er	0,991	0,318	1,59	1,1	5,4	0,12	0,11
Tm	0,991	0,356	1,51	0,2	0,8	0,02	0,02
Yb	0,998	0,364	1,51	1,1	4,7	0,13	0,11
Lu	0,980	0,342	1,58	0,2	0,8	0,02	0,02

* Приведены расчетные содержания РЗЭ в Fe-фазе на 1% Fe (1) и P-фазе (2).

Кажущееся противоречие между различием величины L_n/Fe в осадках и конкрециях можно разрешить, используя данные, приведенные на фиг. 4 и в табл. 6. На фиг. 4 показана зависимость содержаний индивидуальных РЗЭ от Fe в вытяжках Честера из осадков и конкреций ст. 56. Видна практически функциональная зависимость содержания лантаноидов от железа. Коэффициенты регрессии и корреляции приведены в табл. 6. Несмотря на почти функциональную зависимость содержаний индивидуальных РЗЭ от Fe (r 0,980—0,999), все же при содержании Fe, равном нулю, содержание РЗЭ ни в одном случае не равняется нулю (см. фиг. 4). Следовательно, реакционноспособные формы РЗЭ связаны не только с оксигидроксидами Fe. О содержании РЗЭ, не связанных с оксигидроксидами Fe, можно судить по величине свободного члена b в уравнении регрессии для индивидуальных лантаноидов (см. табл. 6), который представляет собой величину $L_n/L_{n,NASC}$ ($L_{n,NASC}$ приведены в табл. 2). На фиг. 5 приведен состав РЗЭ, не связанных с оксигидроксидами Fe, его основные черты (отрицательная аномалия Ce и накопление тяжелых РЗЭ) напоминают состав РЗЭ, растворенных в океанской воде (см. фиг. 1). Такой состав РЗЭ потенциально мог бы быть сорбирован на апатите [19]. Вторым возможным источником РЗЭ, не связанных с оксигидроксидами Fe, мог бы быть сорбированный комплекс РЗЭ глинистых минералов. Данные по РЗЭ в глинистой составляющей осадка приведены в работе Д. Пайпера [28] для монтмориллонита Южной и Северо-Западной котловин Тихого океана. Лишь аутигенный монтмориллонит Южной котловины имеет в своем составе слабую отрицательную аномалию Ce. Данные по гранулометрическим фракциям осадков пелагиали Индийского океана, которые представлены нацело глинистыми минералами, свидетельствуют об отсутствии отрицательной аномалии церия и накоплении тяжелых РЗЭ [29]. Поэтому вполне вероятно, что такой (см. фиг. 5) состав РЗЭ связан с реакционноспособной фазой фосфатов (P-фазой).



Фиг. 5. Составы РЗЭ в вытяжках из осадков и конкреций, связанные с оксигидроксидами Fe (1) и Р-фазой (2)

Состав РЗЭ, связанный с оксигидроксидами Fe (см. фиг. 5), характерен для составов РЗЭ гидрогенных Fe-Mn-отложений дна океана (см. фиг. 2 и 3). Различия в составах РЗЭ реакционноспособных частей осадков и конкреций ст. 56, таким образом, могут быть сведены к соотношению вкладов этих двух составляющих: РЗЭ, связанные с Р-фазой, преобладают в осадках, а РЗЭ, связанные с оксигидроксидами Fe, доминируют в конкрециях. Здесь следует отметить, что содержание РЗЭ, связанных с Р-фазой, существенно выше, чем содержания РЗЭ, связанных с оксигидроксидами Fe, в расчете на 1% Fe (см. табл. 6). С учетом РЗЭ сорбированного комплекса осадков накопление лантаноидов на Fe в оксигидридной фазе осадков и конкреций в виде величины Ln/Fe одно и то же (см. табл. 6). Значение величины накопления рассчитывали по формуле $(Ln - b \times Ln_{NASC})/Fe$, где Ln — содержание лантаноида в вытяжке из осадка или конкреции; b — свободный член в уравнении регрессии; Ln_{NASC} — содержание лантаноида в сланце (см. табл. 2).

Состав РЗЭ в реакционноспособной части конкреций и осадков, не связанный с оксигидроксидами Fe, может отражать состав сорбированного комплекса РЗЭ на фосфате. По данным Р. Честера и М. Хьюджеса [13], костный фосфат не переходит в вытяжку при обработке осадка $1\text{ M NH}_2\text{OH} \times \text{HCl} + 25\% \text{ CH}_3\text{COOH}$. Однако в наших экспериментах по выщелачиванию реактивом Честера образцов зубов акул (возраст K_2m , Крым, образец предварительно растерт в ступке) и апатита крупноалевритовой размерности (образец не растирался) из современных океанских осадков показали, что в первом случае в вытяжку перешло 98,5% от валового фосфора ($P_{вл} = 14,6\%$), а во втором — 99,7% ($P_{вл} = 16,95\%$). В растертых образцах осадков в вытяжку Честера будет переходить как фосфат-ион, сорбированный на оксигидридах Fe, так и костный апатит. Следовательно, 0,06 и 0,12% фосфора (по разнице данных табл. 2 и 5) могут быть в составе обломочного фосфора в осадках горизонтов 0—1 и 1—3 см соответственно. Фосфор, переходящий в вытяжку в осадках, скорее всего является суммой содержаний фосфора, входящего в состав оксигидридов Fe [8] и костного апатита. Фосфор же конкреций в основном сорбирован на оксигидридах Fe, так как он хорошо коррелирует с Fe (см. табл. 4). Поскольку сорбция на апатите РЗЭ обязана своим взаимодействием с фосфат-ионом [19], механизм взаимодействия РЗЭ с сорбированным на оксигидридах Fe фосфат-ионом может быть таким же. Следовательно, состав РЗЭ, связанных с фосфат-ионом, может быть близок к таковому для апатита. Формирование состава РЗЭ конкреций, по-видимому, связано как с различной подвижностью в диагенезе оксигидридов

и фосфатов Fe, так и с невозможностью вовлечения в процесс конкрециообразования костного апатита. Величина Fe/P в вытяжках из осадков равняется 5,1—5,9, в конкрециях она увеличивается до 40—50, т. е. возрастает в 8—10 раз. Если предположить, что РЗЭ, не связанные с оксигидроксидами Fe, связаны с фосфором, то возрастание значения Fe/P от реакционноспособной части осадка к конкрециям от 8 до 10 раз приведет к накоплению РЗЭ, сорбированных на оксигидроксидах Fe, во столько же раз. А это в свою очередь изменит состав РЗЭ в конкрециях, он приобретет положительную аномалию Се, возрастет содержание средних РЗЭ (см. фиг. 2, 3, 5).

Вариации содержаний Mn в колонке осадков, упомянутые выше, свидетельствуют о протекавших процессах восстановительного диагенеза. В этих условиях Mn мог восстанавливаться до Mn^{2+} и терять свой сорбированный комплекс микроэлементов (Cu и Ni), который может переходить в иловые воды. Повышенная подвижность Mn, связанная с его восстановлением, приводит к обогащению им верхних частей конкреций. Возможно, небольшое обогащение верхних частей марганцем является результатом как большей его подвижности, так и преимущественного воздействия оксигидроксилов Fe из осадков на нижние части конкреций.

* *
*

1. Впервые изучены колебания макро- и микросостава конкреций в пределах одной дночерпательной пробы. Показано, что изменение состава конкреций значительно как между верхом и низом каждой конкреции, так и между отдельными конкрециями.

2. Источником рудного вещества конкреций являются оксигидроксиды Fe и Mn из реакционноспособной части осадка.

3. Различия между верхней и нижней частями конкреций отражают различия в подвижности Fe и Mn. Верхние части конкреций обогащены Mn, что является следствием его большей подвижности в процессах раннего восстановительного диагенеза, которыми затронуты осадки. Подобно Mn ведут себя Cu и Ni. Железо обогащает нижние части конкреций. Вместе с Fe они обогащены также Co, РЗЭ и фосфором.

4. Составы РЗЭ в конкрециях и осадках различны; в осадках отмечен состав РЗЭ, характерный для гидротермально-осадочных отложений в океане, в конкрециях — для гидrogenных пелагических корок и конкреций. Причем положительная аномалия Се в нижних частях конкреций больше, чем в верхних.

5. Анализ зависимости РЗЭ от Fe в реакционноспособной части осадка и конкреций позволил выяснить, что РЗЭ в реакционноспособной части осадка представлены в Fe- и P-фазе. В Fe-фазе состав РЗЭ имеет черты пелагических корок и конкреций, а в P-фазе — состав РЗЭ, растворенных в океанских пелагических водах. Разная подвижность этих фаз в процессах формирования конкреций (в осадках Fe/P равняется 5,1—5,9, в конкрециях — 40—50) обуславливает различие составов РЗЭ реакционноспособных частей конкреций и осадков. В конкрециях с обогащением Fe усиливается (примерно в 10 раз) роль Fe-фазы для РЗЭ.

6. Анализ накопления в виде Ln/Fe для Fe-фазы конкреций и осадков не показал различий, что свидетельствует о том, что источником оксигидроксилов Fe до попадания в конкреции были осадки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 93-05-9967.

Список литературы

1. Волков И. И. Железомарганцевые конкреции//Химия океана (сер. Океанология). Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 414—467.

2. *Гирин Ю. П., Гордеев В. В., Гурвич Е. Г. и др.* Химический состав железомарганцевых конкреций из металлоносных и обычных пелагических осадков юго-восточной части Тихого океана//*Геохимия*. 1979. № 1. С. 90—107.
3. *Дубинин А. В.* О формировании состава растворенных редкоземельных элементов в океане//*Докл. АН СССР*. 1991. Т. 318. № 1. С. 203—207.
4. *Дубинин А. В.* Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: определение редкоземельных элементов в стандартных образцах отложений океанского генезиса//*Геохимия*. 1993. № 11. С. 1605—1619.
5. *Дубинин А. В., Волков И. И.* Механизм накопления редкоземельных элементов в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия//*Геохимия*. 1988. № 4. С. 557—566.
6. *Дубинин А. В., Волков И. И.* Геохимия донных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия: общая характеристика металлоносности//*Литология и полез. ископаемые*. 1992. № 6. С. 3—24.
7. *Пономарев А. И.* Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 414 с.
8. *Berner R. A.* Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 18. P. 77—86.
9. *Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits//*Ferromanganese Deposits of the Ocean Floor*/Ed. Horn D. R. Wash.: NSF, 1972. P. 149—165.
10. *Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments//*Stockholm. Contrib. Geol.* 1973. V. 27. № 2. P. 149—243.
11. *Calvert S. E., Piper D. Z.* Geochemistry of ferromanganese nodules from DOMES Site A, Northern Equatorial Pacific: Multiple diagenetic metal sources in the deep sea//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1984. V. 48. № 10. P. 1931—1958.
12. *Calvert S. E., Price N. B.* Geochemical variations in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean//*Marine Chem.* 1977. V. 5. № 1. P. 43—74.
13. *Chester R., Hughes M. I.* A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments//*Chem. Geol.* 1967. V. 2. № 3. P. 249—262.
14. *Courtois C., Clauer N.* Rare earth elements and strontium isotopes of polymetallic nodules from SE Pacific Ocean//*Sedimentology*. 1980. V. 27. № 6. P. 687—695.
15. *Dymond J., Lyle M., Finney B. et al.* Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S and R — control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1984. V. 48. № 5. P. 931—949.
16. *Elderfield H., Greaves M. J.* Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. № 1. P. 163—170.
17. *Elderfield H., Hawkesworth C. J., Greaves M. J., Calvert S. E.* Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1981. V. 45. P. 513—542.
18. *Elderfield H., Hawkesworth C. J., Greaves M. J., Calvert S. E.* Rare earth element zonation in Pacific ferromanganese nodules//*Ibid.* 1981. V. 45. № 7. P. 1231—1234.
19. *Elderfield H., Pagett R.* Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment//*Sci. Total Environment*. 1986. V. 49. P. 175—197.
20. *German C. R., Klinkhammer G. P., Edmond J. M. et al.* Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean//*Nature*. 1990. V. 345. P. 516—518.
21. *Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L.* The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1984. V. 48. № 12. P. 2469.
22. *Glasby G. P., Gwozdz R., Kunzendorf H. et al.* The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments from the equatorial and S. W. Pacific//*Lithos*. 1987. V. 20. № 2. P. 97—113.
23. *Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. M.* Rare earth distributions in the marine environment//*J. Geophys. Res.* 1963. V. 68. № 14. P. 4209—4217.
24. *Guichard F., Church T. M., Treuil M., Jaffrezic H.* Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning//*Geochim. et cosmochim. acta*. 1979. V. 43. № 7. P. 983—997.
25. *Klinkhammer G., Elderfield H., Hudson A.* Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents//*Nature*. 1983. V. 305. № 5931. P. 185—188.

26. *Palmer M. R.* Rare earth elements in foraminifera tests//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. № 2/4. P. 285—298.
27. *Piper D. Z.* Rare earth elements in sedimentary cycle: a summary//Chem. Geol. 1973. V. 14. № 4. P. 285—304.
28. *Piper D. Z.* Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases//Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 38. № 7. P. 1007—1022.
29. *Tlig S., Steinberg M.* Distribution of rare earth elements (REE) in size fraction of recent sediments of the Indian ocean//Chem. Geol. 1982. V. 37. № 3/4. P. 149—243.

Институт океанологии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
15.X.1993

УДК 551.35 (261.35)

© 1994 Тримонис Э. С., Свиридов Н. И.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

На основе сейсмоакустических данных, эхолотирования и изучения разрезов осадков, полученных при помощи геологических трубок, рассмотрены новые сведения о составе осадков и пород, структуре осадочного слоя, рельефе дна и подчетвертичной поверхности в Северо-Восточной Балтике. Уточнена геологическая карта региона, выявлены новые и подтверждены известные разломы. Намечено несколько полос конечноморенных гряд, связанных с известными грядами Сельпауселья. Выявлен целый ряд выпуклых осадочных тел (типа конусов выноса и прирусловых валов, сопряженных с эрозионными ложбинами), являющихся результатом деятельности придонных течений.

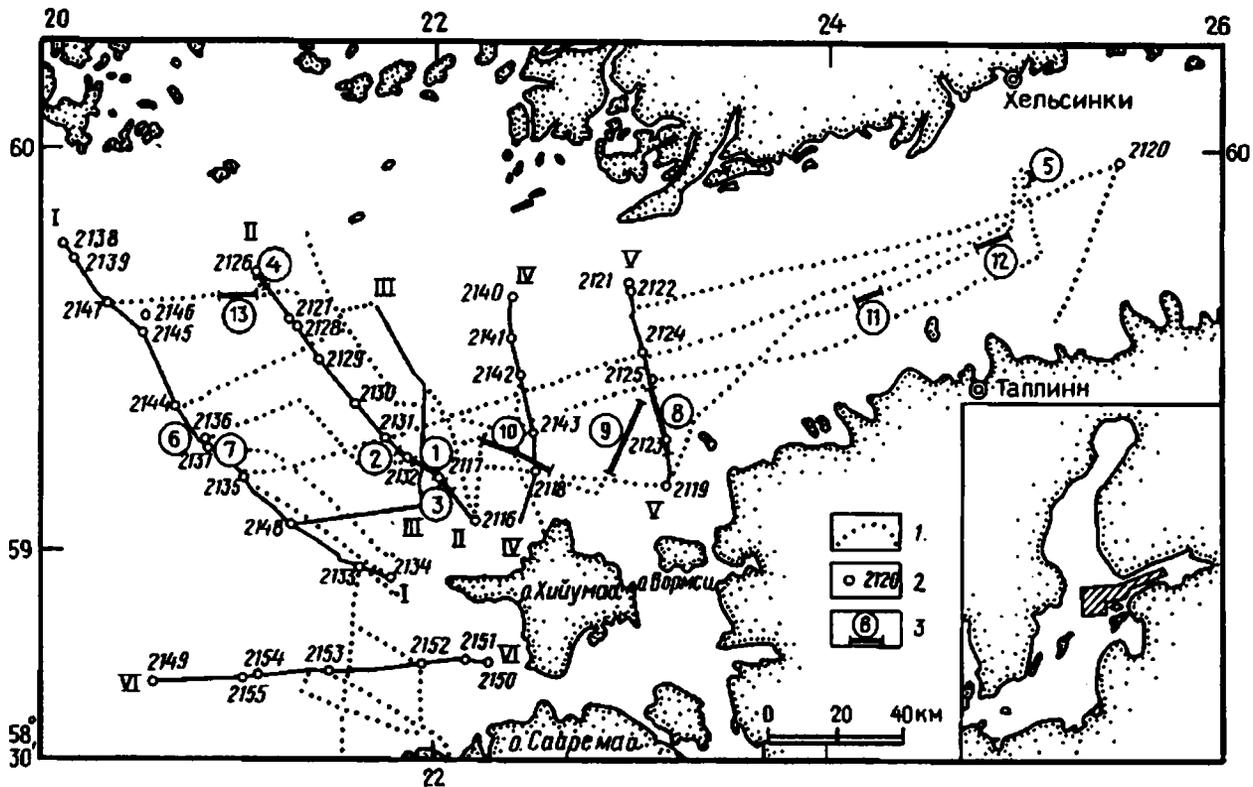
В результате геолого-геофизических исследований, выполненных за последние десятилетия в Балтийском море [2—6, 9, 10, 15, 18, 21], выявлены основные черты строения осадочного чехла и кристаллического фундамента, составлены геологические, тектонические, структурные и геоморфологические карты, рассмотрена история развития Балтийского бассейна. Однако наибольший объем этих исследований приходится на Южную и Среднюю Балтику, где сосредоточены нефтеперспективные районы [4]. Геологическое же строение Северной Балтики, где дочетвертичный осадочный чехол, как наиболее интересный с точки зрения нефтегазоносности, тонок или отсутствует совсем, изучено менее детально. Существенным дополнением в познании геологического строения этого региона стали геолого-геофизические материалы, полученные в 1988 г. в 55/11-м рейсе НИС «Шельф». Работы проводились в северо-восточной Балтике и в западной части Финского залива (фиг. 1) и включали отбор проб донных осадков, непрерывное сейсмопрофилирование (НСП) и эхолотный промер.

Строение осадочной толщи изучали с помощью электроискрового сейсмопрофилографа (в диапазоне регистрируемых частот 60—600 Гц). Для этой же цели использовался 2-канальный эхолот «Омар», в котором низкочастотный канал (25,5 кГц) давал информацию о тонкой структуре осадочных тел в верхней части разреза, а высокочастотный (145 кГц) — о рельефе дна. Колонки и пробы донных осадков отбирали геологическими трубками (ударными и поршневыми) и дночерпателями.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

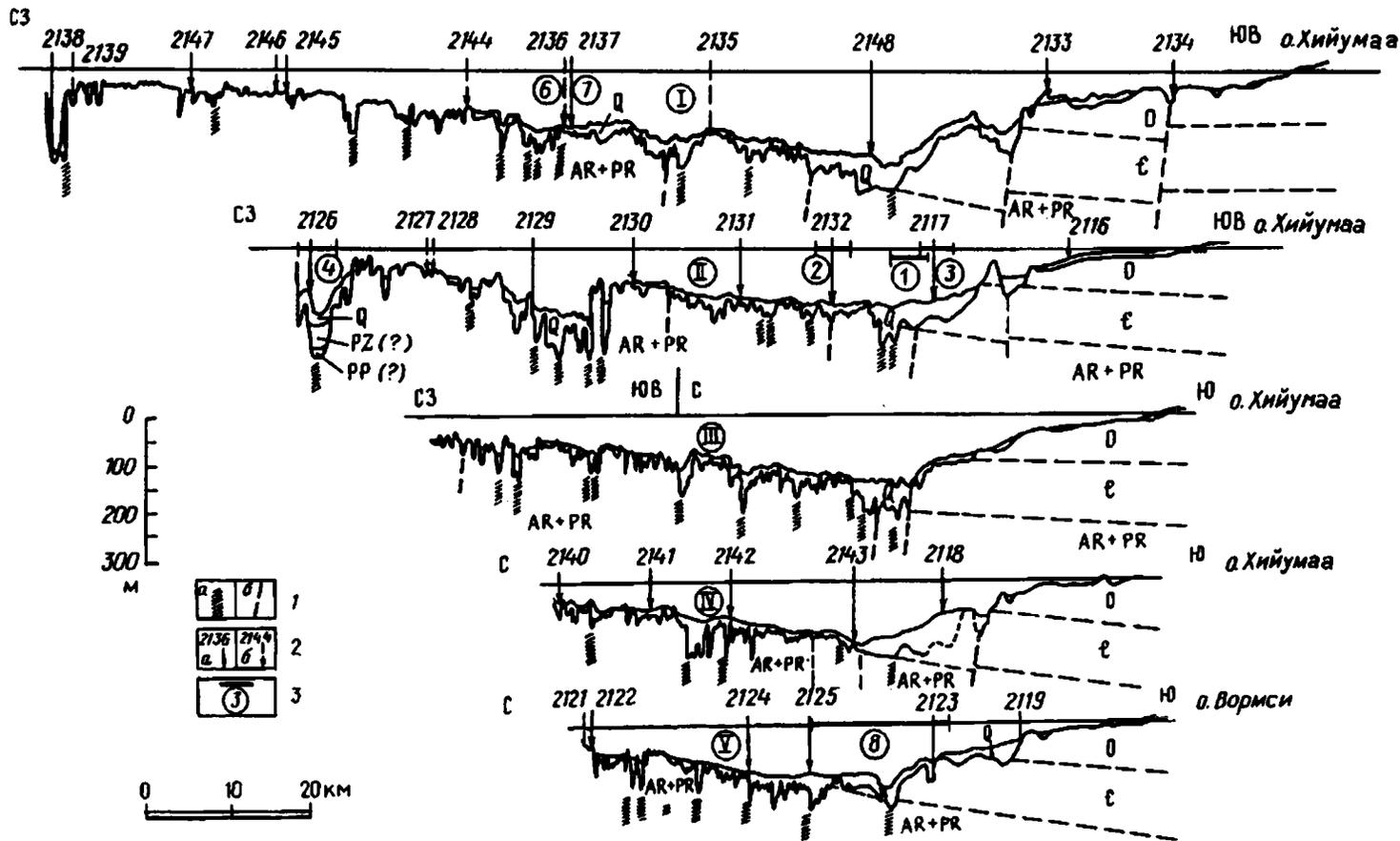
Сейсмогеологическая и геоморфологическая характеристика района. Дочетвертичные комплексы различаются вещественным составом, физическими свойствами и внутренней структурой, поэтому по-разному проявляются в акустическом поле, в рельефе дна и поверхности дочетвертичных пород. Все это благоприятствует выделению (на сейсмоакустических разрезах) кристаллических и осадочных пород, а в последних — терригенных и карбонатных составляющих [4].

По характеру проявления указанных комплексов в рельефе дна и поверхности дочетвертичных пород в Северо-Восточной Балтике можно выделить две провинции (северную и южную), которые резко различаются также и по геологи-



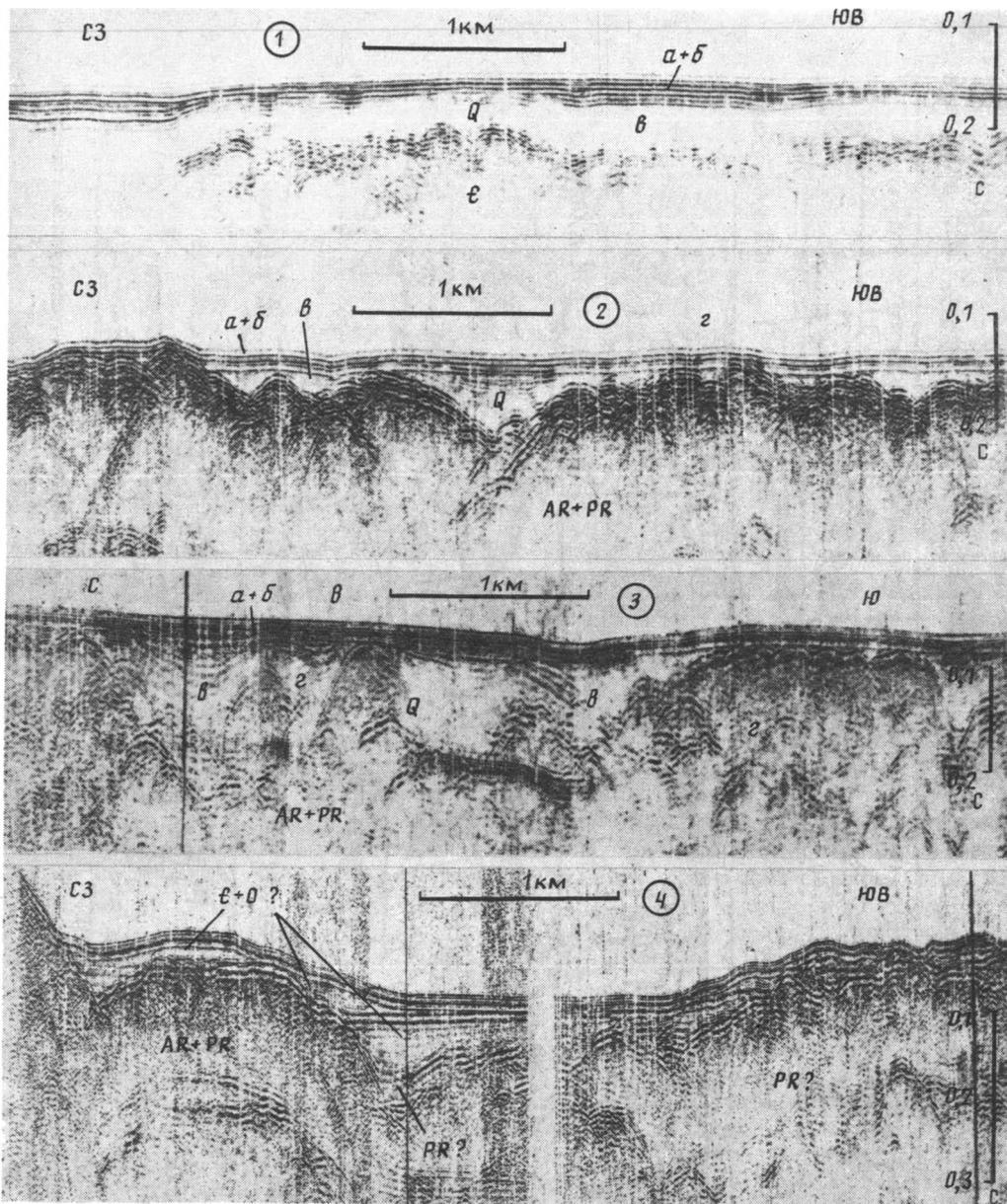
Фиг. 1. Схема геолого-геофизических работ

1 — эхолотные профили; 2 — геологическая станция и ее номер; 3 — участки профилей, указанных на фотокопиях (см. фиг. 3); VI-VI — профили НСП



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы (по данным НСП)

1 — разломы (а, б — соответственно ярко и слабо выраженные в рельефе дна и подчетвертичной поверхности); 2 — геологические станции (а — на профиле НСП, б — рядом с профилем); 3 — участки профилей, указанных на фотокопиях (фиг. 3)

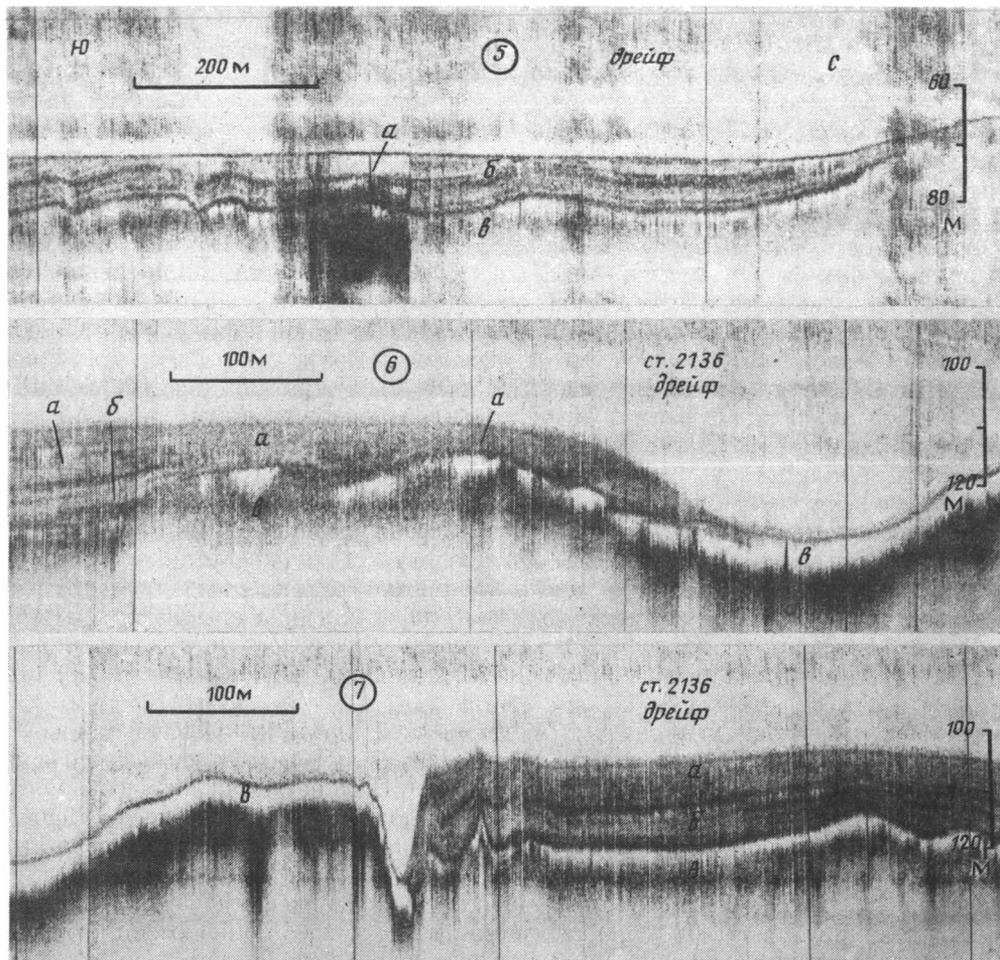


Фиг. 3 (см. полосы 36—39)

ческому строению. Естественной границей между ними служит серия уступов в нижнепалеозойских отложениях (фиг. 2).

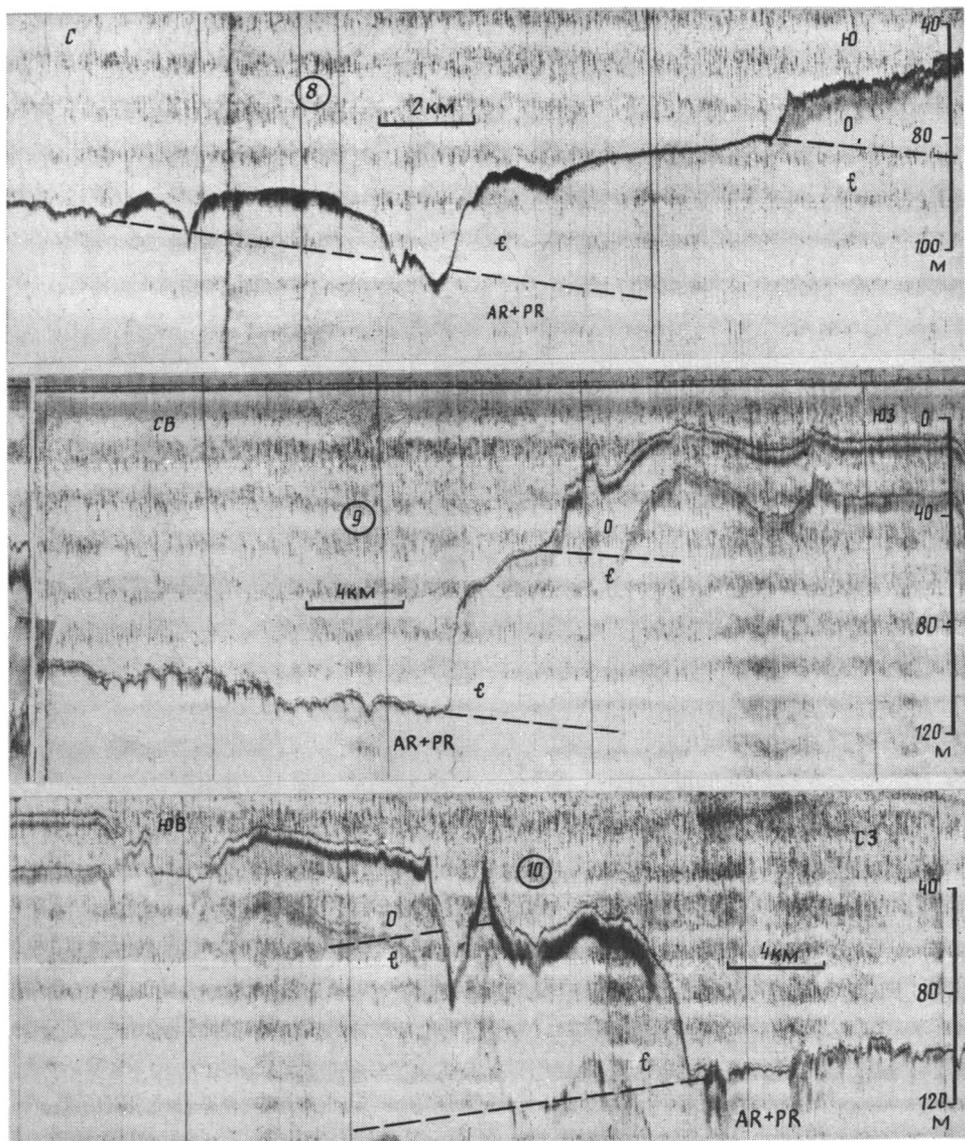
В северной провинции рельеф дна и поверхности дочетвертичных пород сильно изрезаны и представлены локальными возвышенностями высотой 4—50 м (преобладают 10—38 м), сопряженными с эрозионно-экзарационными долинами глубиной 4—60 м (чаще 8—16 м). Дочетвертичная поверхность сложена здесь архей-протерозойскими кристаллическими породами. В южной провинции поверхность дочетвертичных пород относительно сглажена, осложнена ступенями и врезами, выработанными в терригенно-карбонатных породах кембрия и ордовика.

Породы кристаллического фундамента образуют предельно расчлененную расшивающую поверхность, которая на записях НСП регистрируется прерывисто



в виде сильной отражающей границы, осложненной дифрагированными волнами (фиг. 3, разрезы 1—4). С погружением фундамента под осадочный чехол на разрезах НСП появляется слоистость. Поверхность осадочных пород (как и кристаллических) является сильной отражающей границей, однако дифрагированные волны от нее не регистрируются. Для нее характерны более сглаженные, иногда ступенчатые формы современного и дочетвертичного рельефа (см. фиг. 2, 3, профили 8—10).

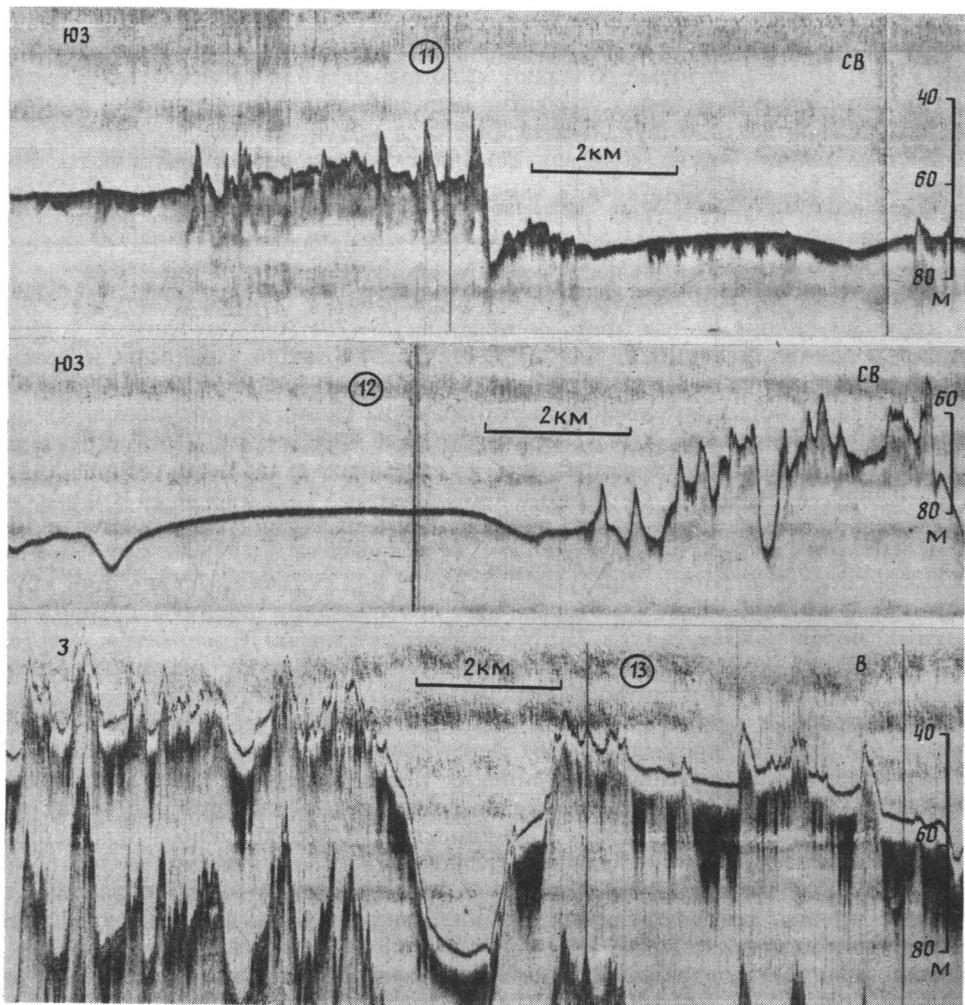
Петрографическая неоднородность кристаллических пород, представленных разнообразными гранитами, рапакиви, диоритами, габбро и в меньшей степени гнейсами, мигматитами, кварцитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и др. [3], благоприятствовала селективной ледниковой эскарации и последующей эрозии, которые с максимальной силой проявились вдоль не только разломов и зон тектонической трещиноватости, но и рассланцованных комплексов, а также контактов магматических и метаморфических пород. Поэтому положительные формы рельефа представлены здесь наиболее устойчивыми к механическому разрушению интрузивными телами (дайками), внедрившимися в рассланцованные или метаморфизованные комплексы. Различие в расчлененности поверхности кристаллических и осадочных пород можно объяснить тем, что при динамическом воздействии ледников в более прочных кристаллических породах преобладала глубинная эскарация, а в менее прочных осадочных породах — площадная, сглаживающая.



Выходы многих литолого-стратиграфических границ на поверхность дна или дочетвертичный срез (например, граница между кристаллическими и осадочными породами, между кембрийскими терригенными и ордовикскими карбонатными комплексами) нередко сопровождаются уступами и крутыми склонами, что позволяет уверенно трассировать эти границы между профилями по эхограммам и разрезам НСП (см. фиг. 3, профили 8—10).

На большей части эхограмм крутые склоны и уступы, где обнажаются кембро-ордовикские породы, имеют почти стандартный профиль (см. фиг. 3, профили 8—10). Его высота меняется от 50 до 100 м. Наиболее крутой и высокий уступ протягивается севернее о-ва Хийумаа и у побережья Эстонии, где он рассечен каньонами и сбросами.

Дочетвертичные отложения. В рассматриваемом регионе дочетвертичный осадочный чехол сложен верхнепротерозойскими (рифей — венд),



Фиг. 3. Образцы сейсмоакустических разрезов и эхограмм

1—4 — разрезы четвертичного и дочетвертичного осадочного чехла, полученные методом НСП; 5—7 — разрезы рыхлых осадков, полученные с помощью эхолота; 8—10 — профили дна в районе уступов; 11—13 — образцы сбросов, каньонов и следов придонных течений (в виде насыпных осадочных тел — прирусловых валов). Возраст отложений пород и осадков; Q — четвертичный (а — илы морского генезиса, б — гидротроилитовые глины переходной стадии, в — ленточные и гомогенные глины озерного генезиса, г — ледниковые отложения — морены); O — ордовикский, E — кембрийский, PZ — палеозойский, PR — протерозойский, AR — архейский

кембрийскими и ордовикскими образованиями, которые в виде отдельных пятен могут встречаться и за пределами основного поля (в каньонах и грабенах).

Рифейские отложения (субиотний, иотний) представлены конгломератами, гравелитами, кварцитовидными песчаниками и алевролитами общей мощностью в несколько сотен метров [4]. Они широко распространены в Северо-Западной Балтике, где заполняют грабены фундамента [2—4, 18, 21] и, судя по характеру волновой картины, могут присутствовать в глубоких каньонах (см. фиг. 2, профиль II, фиг. 3, разрез 4). *Вендские отложения* (валдайская серия) известны в южной части Финского залива, где к ним относятся терригенные толщи (гравелиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, глины) общей мощностью около 200 м [4, 16].

Для кембрийских отложений характерны в основном терригенные разрезы,

сложенные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, черными сланцами и глинами [3—5, 16, 18], которые обладают ярко выраженной слоистостью и высокой акустической проницаемостью, что позволяет изучать их внутреннюю структуру методом НСП вплоть до фундамента [4].

На сейсмоакустических разрезах кембрийские отложения выделяются почти однозначно — их подошва связана с неровной отражающей границей, а кровля сопровождается поверхностью размыва, лежащей под сильным рефлексором, связанным с терригенно-карбонатным контактом в ордовикской толще, сложенной кварцевыми песчаниками, известняками и мергелями [4].

Область распространения этих отложений нередко сопровождается уступами или крутыми склонами (см. фиг. 3, профили 8—10), образованными в сильно сцементированных песчаниках [4]. При отсутствии таковых граница их распространения намечается по изменению волновой картины, рельефа дна и поверхности дочетвертичных пород (смене неслоистого разреза слоистым, расчлененных форм рельефа — сглаженными).

Мощность кембрийских отложений в наземных скважинах (Филе-Хайдер, Готска-Сандё, Кингисепп) соответственно равна 80, 157, 113 м [4]. В рассматриваемом районе Северной Балтики, по данным НСП, она оценивается в 100—130 м.

Ордовикские отложения образуют в рельефе дна ступени, уступы или крутые склоны (20—30° и более), с которых при драгировании подняты образцы карбонатных пород — известняков (в том числе рифтовых), доломитов, мергелей [4, 5]. У оснований склонов и уступов обычно залегают песчано-глинистые породы (песчаники, аргиллиты, алевролиты, глины, черные сланцы) мощностью 20—30 м, которые слагают нижнюю часть ордовикских разрезов [4]. На эхиграммах (см. фиг. 3, профили 8—10) перегиб в рельефе дна (когда субгоризонтальная поверхность плотных кембрийских песчаников переходит в наклонную поверхность менее плотных песчано-глинистых пород нижнего ордовика) соответствует границе раздела между кембрийскими и ордовикскими отложениями.

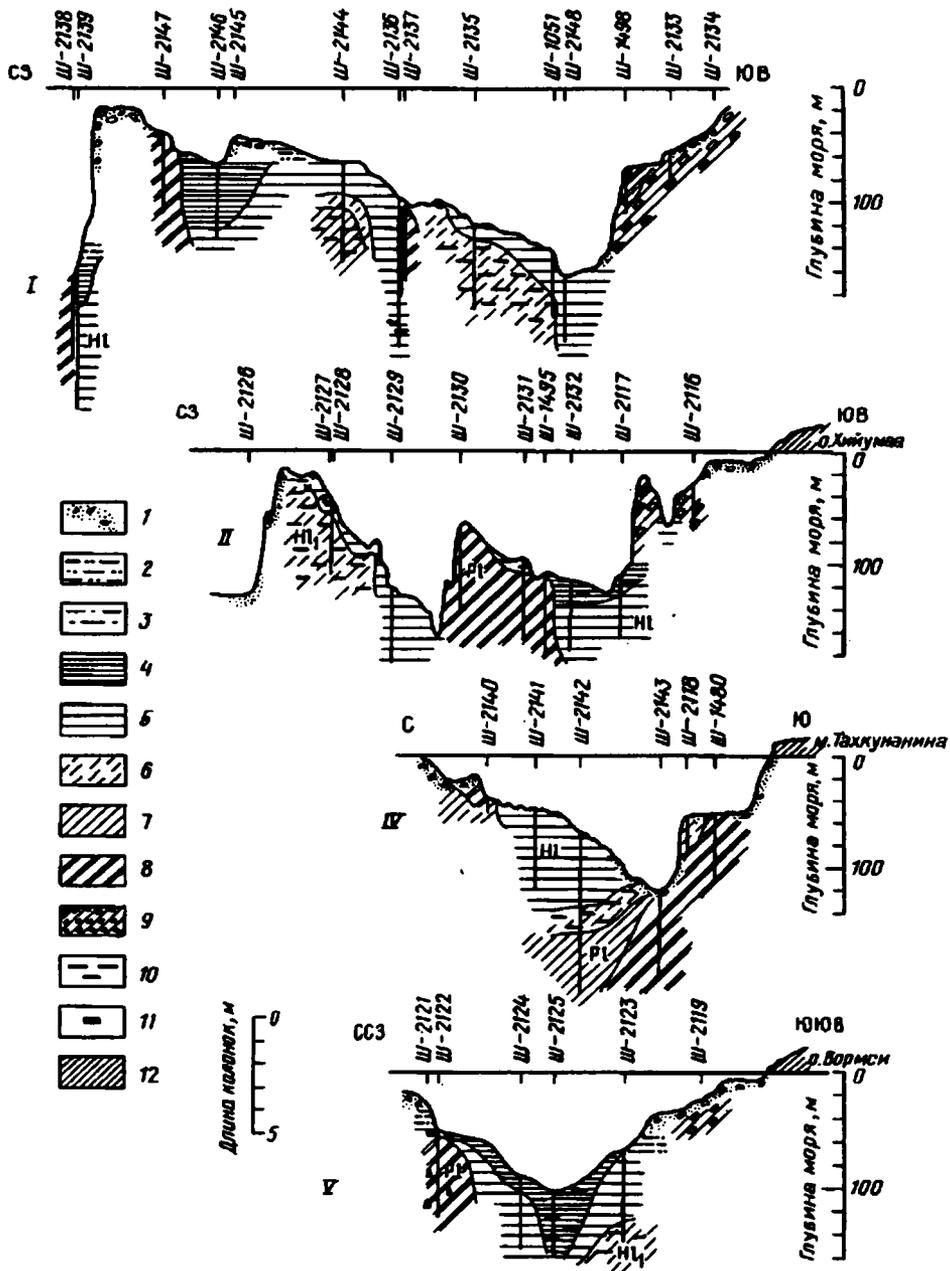
Карбонатные отложения ордовика (главным образом известняки и мергели) обладают слабой акустической проницаемостью, поэтому часто образуют акустические экраны, которые, снижая глубину зондирования, затрудняют изучение их внутренней структуры.

Общая мощность ордовикских отложений в вышеуказанных скважинах соответственно равна 74, 94 и 124 м, а в пределах Северной Балтики составляет 80—100 м [4, 18].

Четвертичные отложения. Выделяются в верхней части разрезов НСП (см. фиг. 3, разрезы 1—4) и перекрывают почти всю поверхность подстилающих пород, за исключением крутых склонов и отдельных возвышенностей. На дочетвертичном основании они залегают с угловым несогласием, заполняя углубления древнего рельефа и существенно сглаживая его.

Во впадинах Северо-Восточной Балтики и Финского залива четвертичные толщи сложены ледниковыми образованиями (моренами), перекрытыми рыхлыми осадками — глинами (грубо- и микроленточными, гомогенными, гидротроилитовыми) и терригенными илами (фиг. 4), которые на записях НСП вырисовываются в виде светлых, акустически прозрачных слоев (см. фиг. 3, разрезы 1—4). На возвышенных участках дна и южнее глинтов в четвертичном разрезе появляются песчано-гравийные и валунные образования, которые залегают на моренах или на дочетвертичных породах (см. фиг. 4).

Акустические параметры четвертичных осадков (скорость звука — 0,3—2,0 км/с и плотность — 1,06—2,30 г/см³) сильно отличаются от таковых в дочетвертичных породах (1,71—5,90 км/с и 1,84—2,93 г/см³) [8, 13, 18], поэтому подошва четвертичной толщи выделяется как интенсивная отражающая граница. Вместе с тем компоненты четвертичной толщи — морены, ленточные и гомогенные глины, терригенные и сапропелевидные илы, сами различаясь физическими свойствами [8, 13], порождают акустическую неоднородность как по вертикали



Фиг. 4. Схематические литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным пробоотбора (использованы также станции других экспедиций)

1 — песок, гравий; 2 — крупный алеврит; 3—5 — ил (3 — мелкоалевритовый, 4 — пелитовый, 5 — пелитовый микрослоистый); 6—8 — глина (6 — серая, 7 — коричневая, 8 — ленточная); 9 — моренный суглинок; 10 — гидротроилит; 11 — железистые корки; 12 — суша. Местоположение разрезов см. на фиг. 1

(в виде акустически стратифицированного разреза), так и по латерали. Контрастно выраженная акустическая стратификация (в виде тонких слоев) обычно регистрируется в верхней (0—30 м) части осадочных разрезов с помощью высокочастотных эхолотов (см. фиг. 3, разрезы 5—7). Методом НСП она не обнаруживается; на записях НСП просматриваются лишь основные сейсмостратиграфические комплексы и разделяющие их границы или поверхности несогласий.

Мощность четвертичных отложений меняется в очень широких пределах (0—90 м), достигая максимальных (30—90 м) значений в глубоких врезках. На большей части площади она составляет 0—20 м (с преобладанием 5—10 м).

Плейстоценовые ледниковые отложения представлены моренами, лежащими в основании четвертичной толщи. Это чаще всего коричневато-серые суглинки с гнездами мелкозернистого песка, обломками известняков и гранитоидных пород. По физическим свойствам и внутренней структуре (хаотичность отражений, линзовидно-чешуйчатая форма тел) они существенно отличаются от покрывающих глин и подстилающих пород.

Кровля и подошва морен образуют сильные и неровные отражающие границы, что позволяет почти однозначно выделять их в четвертичном осадочном разрезе. Лишь на участках, где подстилающая поверхность сильно изрезана, а мощность морен мала (на пределе разрешающих возможностей метода НСП), они выделяются неоднозначно, так как отражения от кровли и подошвы сливаются воедино. В местах размыва морен поверхность дна неровная, отражения от дна сильные. Для высокочастотного эхосигнала поверхность морен является акустическим экраном.

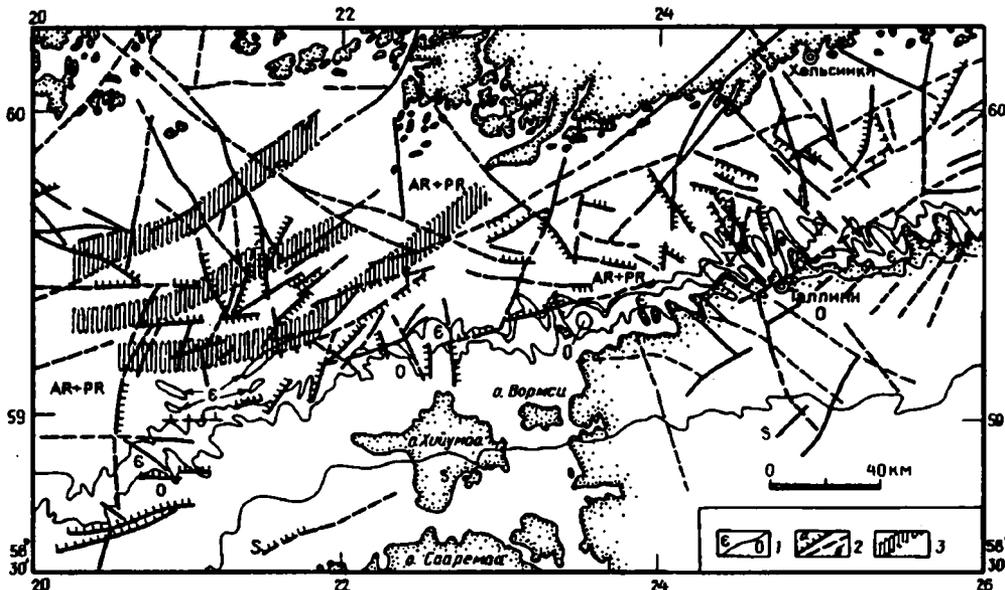
Судя по данным НСП, морены распространены не везде. Линзы морен мощностью 20—40 м обнаружены в предглинтовой полосе (западнее ст. 2133, вблизи ст. 2117, севернее ст. 2143, южнее ст. 2125) в глубоких врезках и на их склонах. Повышенные мощности морен (см. фиг. 3), коррелирующиеся между профилями, вероятнее всего, связаны с конечноморенными грядами. Три таких гряды, тяготеющие к разломам и узлам их пересечения, прослеживаются в северо-западной части исследуемого региона (фиг. 5), где совпадают с конечными моренами Сальпауселькя, выявленными здесь ранее [17, 20].

Признаки морен (в виде локальных возвышенностей) отмечены также западнее о-ва Хийумаа, где они размыты и прикрыты песком, галечником и валунами. Судя по данным литологических разрезов (см. фиг. 4), морены в виде тонкого слоя (мощностью в несколько метров), облекающего доледниковый рельеф, могут быть распространены гораздо шире, однако в силу ограниченной разрешающей возможности метода НСП установить это не удастся.

Плейстоценовые глины и голоценовые глины и илы представляют рыхлые осадки, которые по сравнению с моренами распространены почти на всей площади. Во впадинах моря на их долю приходится преобладающая часть четвертичного разреза или весь разрез (см. фиг. 3, разрез 1).

Ленточные и гомогенные глины (верхний плейстоцен — нижний голоцен), лежащие в основании рыхлых осадков, в силу эрозии нередко обнажаются на поверхности дна (см. 2130, 2131, 2143, 2147). Они обычно светло-коричневатосерые, пластичные и плотные. На низких и высоких частотах они записываются в виде акустически прозрачного слоя — осветленной полосы (см. фиг. 3, слой *в*), облекающей рельеф подстилающей поверхности. Кровля глин (в основном ленточных) обычно выделяется как сильная отражающая граница, которая нередко является поверхностью углового несогласия или размыва. Поэтому в районах обнажения глин отражения от дна становятся более контрастными по сравнению с покрытыми терригенными илами соседними участками.

Значительные различия в физических свойствах илов и глин [8, 13] приводят к тому, что поверхность ленточных глин (особенно груболенточных) для высокочастотного эхосигнала становится акустическим экраном. Этот экран, разделяющий верхнюю акустически сильно стратифицированную толщу (см. фиг. 3, слой *а + б*) и нижнюю нестратифицированную (слой *в*), регистрируется эхолотом



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта
 1 — стратиграфические границы; 2 — разломы (а, б — соответственно с установленными и не-
 установленными элементами смещения); 3 — зоны повышенной мощности морен

почти во всех впадинах Балтийского моря [10] и может быть связан с поверхностью карбонатных ленточных глин.

Общая мощность глин составляет 0—10 м, хотя во врезях и впадинах она может достигать 60 м. На возвышенностях и во врезях, где рыхлые осадки подвергаются размыву, ленточные глины нередко покрыты тонким (0—10 см) слоем кварц-полевошпатового песка (см. фиг. 4, ст. 1480, 2147 и др.). Следы размыва осадков и обнажений ленточных глин отмечаются в каньонах Северо-Западной Балтики (см. 2138 и 2143).

Во впадинах моря (на глубине 80—160 м) ленточные и однородные глины перекрыты голоценовыми гидротроилитовыми глинами и терригенными илами, заполняющими углубления подстилающей поверхности. В области распространения илов отмечается выровненное дно, слабые отражения от дна (без кратных волн). Самое обширное поле илов тяготеет к приглинтовой впадине (см. фиг. 4), которая служит одной из зон аккумуляции осадочного материала.

Во многих местах терригенные темно-серые (по черных) илы газонасыщены (ст. 2125, 2129, 2132, 2146 и др.), содержат гидротроилит (в виде сгустков, линз, прослоев), сильно поглощают и рассеивают акустическую энергию. Участки поглощения и рассеяния регистрируются на эхограммах в виде темных или светлых пятен [11, 19]. Светлые пятна обычно появляются ниже зоны поглощения и указывают на резкое затухание амплитуды сигнала и снижение глубины зондирования. Рассеяние акустической энергии на локальных неоднородностях (например, на газовых пузырьках или стяжениях гидротроилита) ведет к затемнению сейсмоакустического разреза под рассеивающим объектом, к образованию вертикального шлейфа — «бороды», поэтому темная запись с признаками рассеяния волн обычно характерна для газонасыщенных илов, а также глин с включениями гидротроилита.

Гидротроилитовые глины отделены от покрывающих терригенных илов слабой и прерывистой акустической границей (см. фиг. 3, разрезы 5—7); во многих случаях глины и илы сливаются в единую толщу, мощность которой оценивается в 0—20 м (чаще 3—4 м), достигая максимальных значений во впадинах.

Загазованность придонного слоя осадков усиливает отражения от дна и (в случае газовых потоков) ведет к образованию на дне воронки, лунки [11, 19]. Поскольку газ может иметь близповерхностное (диагенетическое) или глубинное происхождение, то темные и светлые пятна на сейсмоакустических разрезах могут служить косвенными индикаторами разломов или скоплений органического вещества в захороненных палеоврезах.

На мелководных участках дна (глубины менее 30 м) верхняя часть четвертичного разреза представлена голоценовыми и современными кварц-полевошпатовыми песками или крупными алевритами (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров), которые являются продуктами размыва морен, дочетвертичного ложа или привнесены течениями из других районов. От поверхности грубозернистых отложений регистрируются сильные многократные отражения.

К северу от глинтов на возвышенностях и в понижениях дна средне- и разнозернистые кварц-полевошпатовые пески в виде тонкого слоя (от 1 см до десятков сантиметров) иногда залегают непосредственно на илах (см. фиг. 4, ст. 2128) или ленточных глинах (ст. 2143, 2130, 2147). Южнее глинтов песчаные отложения покрывают почти все карбонатное плато, залегая на дочетвертичных породах, моренных суглинках (см. 2116, 2133) и ленточных глинах (см. 1480, 1498). Жесткое дно, кратные отражения от дна и пробы песка, взятые дночерпателем (к примеру, на ст. 2143) в пределах каньонов, свидетельствуют о том, что пески могут выстилать дно глубоких каньонов Северо-Восточной Балтики, а сами эти каньоны служить руслами придонных течений.

На существование придонных течений в Северной Балтике указывают не только глубокие эрозионные каналы (каньоны) с песчаным дном, но и выпуклая форма осадочных тел (напоминающих конусы выноса и прирусловые валы), сопряженных с соседними эрозионными ложбинами (см. фиг. 3, профили 6, 11 и 12). Данные НСП показывают, что под этими телами погребен сильно расчлененный рельеф подстилающей поверхности. Выпуклая форма осадочных тел обнаружена также на дне и бортах врезов, на склонах впадин, где дно сложено рыхлыми осадками, не дающими кратных отражений. Это может указывать на более тонкозернистый (илисто-алевритовый) материал, отложившийся здесь при малой скорости придонного потока.

Указанные осадочные тела выпуклой формы отмечены в предглинтовой полосе (на глубинах 120—160 м), в приосевой части Финского залива (60—80 м) и в каньонах Северо-Восточной Балтики (100—150 м). Наличие таких тел может свидетельствовать о контурных течениях [12] в Северной Балтике и Финском заливе, ориентированных вдоль побережий и осевой зоны этого залива.

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Исследуемый регион Северной Балтики находится в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты [2, 4, 9, 16], где фундамент разбит многочисленными нарушениями (см. фиг. 5), а его поверхность, перегибаясь, начинает круто погружаться к югу (см. фиг. 2, 5). Этот перегиб совпадает с осевой зоной Финского залива и ее западным продолжением. У границ палеозойского осадочного чехла поверхность фундамента достигает абсолютных отметок минус 120—250 м.

На большей части рассматриваемой площади фундамент перекрыт тонким (в среднем 5—10 м) слоем четвертичных отложений, поэтому все его тектонические элементы отражены в рельефе дна и подчетвертичной поверхности. Препарированные эрозионно-экзарационными процессами разломы фундамента проявляются здесь в виде сбросов, уступов (высотой 50—80 м) и каньонов (см. фиг. 2, 3, профили 11 и 13). Самые глубокие каньоны Северо-Восточной Балтики (глубиной 60—140 м) прорезались вдоль известных здесь тектонических зон (см. фиг. 3, район ст. 2126, 2138).

Среди сложной мозаики нарушений выделяются две системы разломов разной

ориентировки: диагональная (северо-восток — юго-запад и северо-запад — юго-восток) и широтно-меридиональная. Разломы диагональной системы выражены наиболее контрастно, распространены повсеместно и прослеживаются на многие десятки километров (в том числе на территории Финляндии и Эстонии).

Разломы северо-восток-юго-западной ориентировки закладывались в докембрийское время вместе с зарождением впадины Финского залива [2, 4, 6, 9] и в течение фанерозоя испытывали неоднократную активизацию. Они внесли основной вклад в развитие указанной впадины и юго-восточной окраины Балтийского щита, определив простирающие палеозойских осадочных комплексов. Неотектоническая и гляциоизостатическая их активизация выразилась в аналогичном простираении всего побережья Финского залива, уступов дна, а также изобат современных поднятий земной коры [3].

Разломы северо-запад-юго-восточной ориентировки также имеют докембрийское заложение и вместе с нарушениями иных простирающих испытали неотектоническую активизацию [6, 9]. Во многих местах они проявились в виде зон тектонической трещиноватости (широко распространенных в осадочном чехле Северной Эстонии [14]), по которым в результате интенсивной экзарации и эрозии были врезаны глубокие каньоны. Разломы этого простираения проявились главным образом в локальных формах рельефа дна и подчетвертичной поверхности, отрезков береговой линии Эстонии и соседних островов.

Разломы широтно-меридиональной системы сосредоточены преимущественно в западной части региона, где они контрастно выражены и достаточно протяженны; на других участках эти нарушения прослеживаются локально. С ними согласуется простираение в основном локальных форм береговой линии, границ распространения и изопакит палеозойских осадочных комплексов, что является показателем активности указанных разломов как во время каледонских, так и в период неотектонических и современных движений.

Неотектонические движения и последующее гляциоизостатическое поднятие Балтийского щита активизировали все тектонические зоны (особенно разломы северо-восток-юго-западной и субширотной ориентировок, обладающие наибольшим размахом амплитуд) и спровоцировали местные землетрясения [1, 7]. Опущенные северные крылья субширотных сбросов отражают лишь механизм растяжения земной коры на склоне поднимающегося Балтийского щита. Движения блоков фундамента по разломам в краевой зоне щита определили региональное простираение береговой линии и конечных моренных гряд в этом районе. Совпадение некоторых разломов с уступами свидетельствует о существенном вкладе тектонического фактора (наряду с эрозионно-экзарационным) в их образовании.

Неотектонические и современные движения земной коры, вызывая подъем или опускание блоков фундамента, создавали предпосылки для образования проливов или преград для стока балтийских вод. Благодаря проливам (способствовавшим проникновению в Балтийский водоем соленых североморских вод) Балтийский бассейн становился малосоленым морем; возникновение же преград на пути стока превращали его в замкнутое пресноводное озеро.

В истории развития Балтийского моря известно несколько таких превращений (стадий) [3]. Переход от одной стадии к другой сопровождался теми или иными геологическими событиями (колебаниями уровня моря, изменениями гидрохимического режима водоема и условий седиментации, вещественного состава и физических свойств осадков), которые оставили следы в осадочном чехле в виде отдельных структурно-литологических комплексов, сильных отражающих границ или поверхностей углового несогласия и размыва. По данным НСП, в разрезе рыхлых осадков вырисовываются три структурных комплекса, разделенных несогласиями. Они различаются внутренней структурой и соответствуют трем основным стадиям развития Балтийского водоема.

Нижний (акустически однородный по латерали) структурный комплекс, представленный главным образом ленточными глинами, облегающими неровности ложа, формировался в озерную стадию со слабым гидродинамическим режимом,

в то время как верхний сильно стратифицированный комплекс (терригенные гидрослюдистые и сапропелевидные илы), заполняющий углубления подстилающей поверхности, отражает морскую стадию седиментации с хорошо развитыми придонными течениями. В разделяющем их промежуточном комплексе (гидротроилитовые глины) намечается постепенный переход от облекающих структур к заполняющим, т. е. от озерной стадии к морской.



В заключение следует отметить, что геологическое строение Северо-Восточной Балтики существенно отличается от более южных районов. Кристаллический фундамент в северных районах выходит на дочетвертичный срез, поэтому его разломы непосредственно отражены в рельефе дна, в конфигурации береговой линии и могут изучаться как геофизическими, так и геоморфологическими методами, в то время как в южных районах фундамент опущен на многие километры. Большая часть его разломов затухает здесь в осадочном чехле, проявляясь в верхней части разреза лишь косвенно — в виде флексур, зон трещиноватости и унаследованных врезов, удаленных от магистральных разломов [9].

В Северо-Восточной Балтике движение блоков фундамента по разломам непосредственно отразилось на структуре четвертичных отложений (в виде структурных комплексов, смещения слоев, зон трещиноватости, унаследованных врезов). Над разломами здесь образовались многочисленные каналы потока газов, которые фиксируются в виде акустических аномалий [19]. В более южных районах, где энергия механических движений фундамента поглощается и рассеивается многокилометровой осадочной толщей, мы имеем лишь слабое опосредованное отражение разломов фундамента в четвертичных отложениях в виде косвенных следов — расплывчатых очертаний региональных форм рельефа дна и береговой линии.

Дочетвертичный осадочный чехол образует здесь зоны выклинивания мощностью в несколько сотен метров, в то время как в южных районах его мощность увеличивается почти на порядок, а карбонатные и песчаные компоненты в нижнепалеозойских разрезах замещаются к югу более глинистыми [3, 4]. Существенное различие есть и в строении четвертичных отложений. Так, мощность четвертичных отложений в Северной Балтике почти на порядок выше (в основном за счет рыхлых осадков), чем в Средней и Южной. Это объясняется более высокой скоростью осадконакопления в северных районах, где шло заполнение небольших, но глубоких впадин при интенсивном размыве морен и подледникового ложа на склоне поднимающегося Балтийского щита. Благодаря прямому воздействию движений блоков фундамента на процесс осадконакопления внутренняя структура четвертичной толщи на севере выражена более контрастно, чем на юге, а увеличенное число слоев в разрезе рыхлых осадков в северных районах (по сравнению с южными) свидетельствует о более частой смене режимов седиментации.

Выполненные исследования дают основание считать, что поздне- и послеледниковая эволюция Северо-Восточной Балтики в общих чертах оставалась такой же, как и в других районах. На это прямо указывает идентичность вещественного состава и внутренней структуры четвертичных разрезов. Однако в Северной Балтике литологические и структурные аналоги сформировались гораздо позже, чем в южных районах. Выявленные здесь мощные толщи морен, лежащие на продолжении конечноморенных гряд Сальпауселькя суши, являются более поздними образованиями (возникшими на стадии отступления и деградации ледника), чем в южных районах, где аналогичные краевые формы чаще всего связаны с наступающим ледником на ранних этапах оледенения [3].

Данные исследования подтвердили неоднократную тектоническую активизацию

древних разломов, которая усилилась в современный период в связи с изостатическим воздыманием Балтийского щита. На ранних этапах эта активизация отразилась в структуре нижнепалеозойского осадочного чехла, в простирации его литологических комплексов, а на стадии новейших движений — в структуре четвертичных отложений, в ориентировке линейных элементов рельефа дна и береговой линии. Тектонический фактор сыграл ведущую роль в заложении основных форм рельефа дна, в то время как сопутствующие ему эрозионно-экзарационные процессы (проявившиеся с наибольшей силой по тектонически ослабленным зонам) лишь усложнили эти формы, придав им современный вид.

Поздне- и послеледниковые движения земной коры нашли свое отражение в структуре четвертичных отложений в виде отдельных структурных комплексов и разделяющих их поверхностей углового несогласия и размыва, с которыми нередко связаны сильные отражающие границы. В четвертичном осадочном чехле как бы запечатлены отдельные стадии (озерная, морская) геологического развития Балтийского водоема. Современная морская стадия Балтийского бассейна, зафиксированная в верхнем структурном комплексе (в толще илов), благодаря интенсивным гидродинамическим процессам оставляет свои следы в виде эрозионно-аккумулятивных форм, которые являются главными признаками придонных течений, циркулирующих вдоль уступов северного побережья и осевой зоны Финского залива.

Список литературы

1. Ананьян И. В. Землетрясения Балтийского щита и особенности их проявления//Вопросы инженерной сейсмологии. 1987. № 28. С. 96—106.
2. Берзинь Л. Э., Клявиныш Я. Р., Озолинь Н. К. О тектонике фундамента акватории Средней Балтики//Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1973. С. 211—219.
3. Геология Балтийского моря/Под ред. Гуделиса В. К. и Емельянова Е. М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 25—116 и 187—220.
4. Геология и геоморфология Балтийского моря (сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1 : 500 000/Под ред. Григалиса А. А. Л.: Недра, 1991. 420 с.
5. Емельянов Е. М., Литвин В. М., Свиридов Н. И., Харин Г. С. Основные черты геологического строения северной части Центральной Балтики//Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975. С. 231—242.
6. Ковригин В. П. Новые представления о разломно-блоковой тектонике Балтийской синеклизы//Морская геология. Рига: ВНИИМОРГЕО, 1984. С. 42—48.
7. Никонов А. А. Землетрясения в Эстонии//Природа. 1977. № 3. С. 143—144.
8. Свиридов Н. И. Физические свойства коренных пород и осадков дна Балтийского моря//Сов. геология. 1980. № 3. С. 110—116.
9. Свиридов Н. И. Нарушения слоистой структуры осадочного чехла дна Балтийского моря//Геотектоника. 1981. № 4. С. 31—43.
10. Свиридов Н. И. Строение верхней части осадочного чехла Балтийского моря//Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1984. С. 86—98.
11. Свиридов Н. И. Геологическая и физическая природа геоакустических аномалий в верхней части осадочного чехла Балтийского моря//Геоакустические и газолитодинамические исследования в Балтийском море. Геологические особенности районов разгрузки флюидных потоков. М.: ИОАН СССР, 1990. С. 47—56.
12. Свиридов Н. И., Сивков В. В. Использование сейсмоакустических данных для изучения придонных течений Юго-Западной Балтики//Океанология. 1992. Т. 32. № 5. С. 941—947.
13. Слободяник В. М. Измерение плотности и магнитной восприимчивости донных осадков Балтийского моря//Современные проблемы морской геологии (тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии). М.: ИОАН СССР, 1980. Т. 3. С. 104.
14. Хейнсалу Ю., Вахер Р. Зоны трещиноватости карбонатной толщ Северной Эстонии//Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника. 1977. С. 60—64.

15. Эфендиева М. А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным//Сов. геология. 1977. № 4. С. 88—94.
16. Amanton A. V., Spiridonov M. A., Moskalenko P. E. Geology of pre-Quaternary formations along the margin of the Baltic Shield as an indicator of the evolution of the Gulf of Finland up to the most recent stage//The Baltic Sea/Ed. Winterhalter B. Geol. Sur. Finland. 1988. Spec. Paper 6. P. 11—18.
18. Floden T. Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic//Stockholm Contrib. in Geol. 1980. V. XXXV. 240 p.
19. Floden T., Söderbergh P. Pockmarks and related seabed structures in some areas of Precambrian bedrock in Sweden//The Baltic Sea/Ed. Winterhalter B. Geol. Sur. Finland. 1988. Spec. Paper 6. P. 163—169.
20. Söderberg P. Notes on the continuation of the Saipauselkä ice marginal zone in the northern Baltic Proper//The Baltic Sea/Ed. Winterhalter B. Geol. Surv. Finland. 1988. Spec. Paper 6. P. 69—72.
21. Winterhalter B., Floden T., Ignatius H. et al. Geology of the Baltic Sea/By ed. A. Voipio//The Baltic Sea (Oceanography ser. V. 30). Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 1—181.

Атлантическое отделение ИОРАН,
Калининград

Поступила в редакцию
24.V.1993

УДК 550.4 : 551.71/72(571.5)

© 1994 Виноградов В. И., Покровский Б. Г., Пустыльников А. М.,
Муравьев В. И., Шатский Г. В., Буякайте М. И., Луканин А. О.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

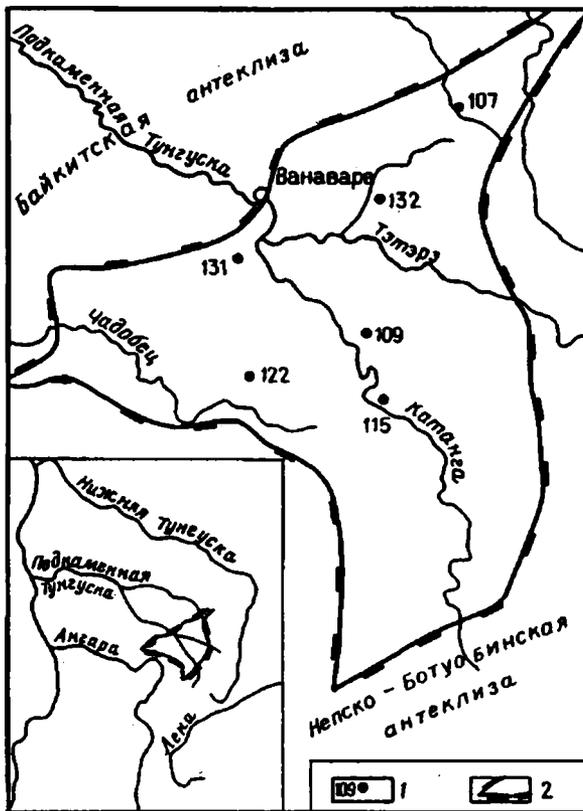
Проведены изотопные исследования верхнедокембрийских отложений Катангской седловины. Показано, что породы подверглись сильным вторичным (эпигенетическим) преобразованиям. Датировано два этапа вторичных преобразований — по глауконитам и алевролитам. Обнаружено серьезное несоответствие изотопного и стратиграфического возрастов.

Изучение изотопного состава элементов в породах карбонатных разрезов открывает принципиальные возможности судить об условиях карбонатакопления. Карбонаты отлагаются в равновесии с морской водой, и изотопный состав элементов в них либо прямо соответствует их изотопному составу в морской воде, либо смещен относительно него на величину, отвечающую коэффициенту изотопного фракционирования. Сказанное относится и к другому классу хемогенных осадков — эвапоритам, в частности ангидритам. В свою очередь изотопный состав элементов в морской воде функционально связан с геохимическими особенностями глобального круговорота вещества в системе «материк — океан». Поэтому изотопные данные являются важным показателем геохимических обстановок геологического прошлого. Особое значение они имеют для докембрийских отложений, где подчас оказываются единственным объективным показателем глобальных состояний атмо- и гидросферы и их изменений во времени.

Интерпретация изотопных данных, однако, усложняется несколькими обстоятельствами. Во-первых, все породы, а особенно такие легкорастворимые, как карбонаты и сульфаты, подвергаются вторичным эпигенетическим изменениям, которые могут исказить их исходный изотопный состав. Учет этих искажений чрезвычайно сложен, может быть, даже не всегда возможен и, во всяком случае, требует очень детальных исследований.

Другим затрудняющим фактором оказываются сложности временных корреляций изучаемых разрезов. В фанерозое используется биостратиграфический метод. В докембрии он если и работает, то с гораздо меньшей степенью разрешения, и в основе корреляции расчленения докембрийских осадков лежат методы изотопного датирования, которые в свою очередь плохо применимы к осадочным породам. Тем не менее изотопно-геохимическое изучение пород докембрийских разрезов в разных регионах мира привлекает внимание многих исследователей. Сибирская платформа представляет собой уникальный регион для исследований. Здесь развиты мощные толщи верхнедокембрийских карбонатных отложений, охватывающих все три эратемы рифея [2, 30, 38].

Проведенное ранее изучение верхнедокембрийских карбонатов Западного Прианбарья [22] выявило труднообъяснимые особенности в распределении изотопов кислорода, углерода и стронция в разрезе рифейских карбонатов на западном погружении Анабарского щита. Настоящее исследование явилось продолжением этих работ, которые ведутся в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии



Фиг. 1. Схема расположения изученных скважин на площади Катангской седловины на территории Сибирской платформы
 1 — положение скважины и ее номер; 2 — контур седловины

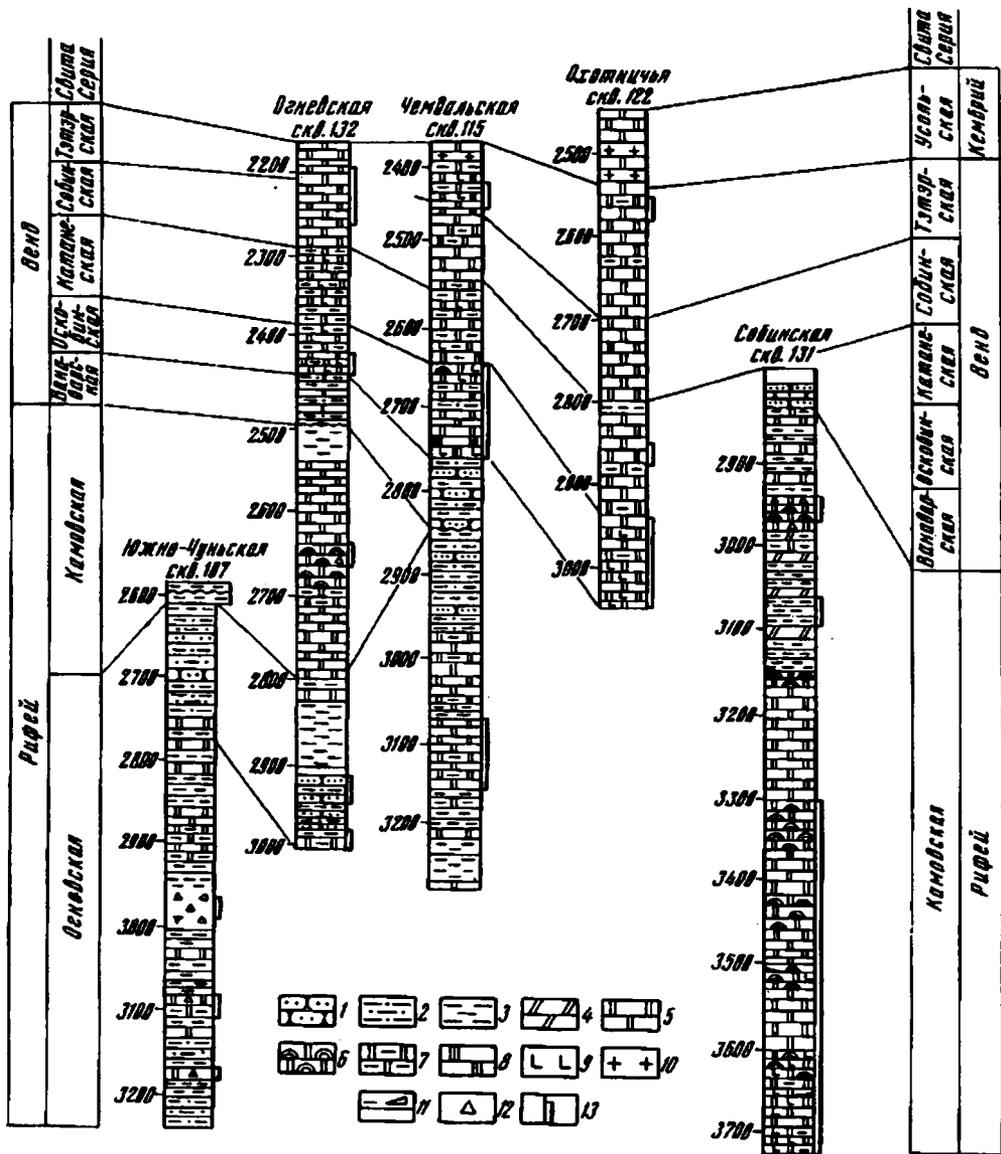
в рамках проблемы «Важнейшие биотические и абиотические события в геологической истории». Изучены разрезы главным образом рифейских отложений по нескольким разведочным (на нефть и газ) скважинам, пробуренным в пределах Катангской седловины. Выбор именно этого района определился тем обстоятельством, что одна из скважин здесь вскрыла в отложениях среднего рифея толщу ангидритоносных пород. Находка осадочных ангидритов на этом возрастном уровне и в настоящее время представляет большую редкость.

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Общее строение разреза. В структурно-тектоническом плане Катангская седловина располагается между Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизмами в юго-западной части Сибирской платформы (фиг. 1). Осадочный чехол в пределах седловины состоит из отложений рифея, венда и нижнего палеозоя. В последнее десятилетие здесь открыто Собинское нефтегазоносное месторождение, локализованное в терригенных отложениях венда. Признаки нефтегазоносности имеются также в отложениях рифея, венда и нижнего кембрия.

Фундамент платформы сложен глубокометаморфизованными отложениями нижнего протерозоя — архея. Породы фундамента обнажаются в пределах Алданского и Анабарского щитов. Возраст последних магматических и метаморфических событий, зафиксированный в них, составляет около 2 млрд. лет [9, 12, 13, 21, 40].

Общая мощность рифейских отложений седловины достигает 1700 м (фиг. 2).



Фиг. 2. Состав и строение рифейских и вендских отложений Катангской седловины

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — доломитовые мергели; 5 — доломиты иловые, обломочные, перекристаллизованные; 6—7 — доломиты (6 — фитогенные, 7 — глинистые); 8 — магнетиты; 9 — ангидриты; 10 — каменные соли; 11 — кремнистые породы; 12 — брекчии разного состава; 13 — интервалы опробования; цифры слева — глубина от поверхности, м

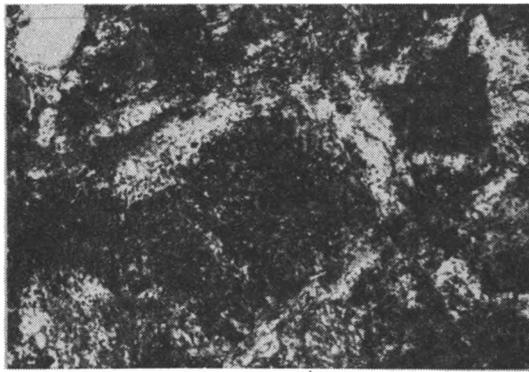
В разрезе рифея выделяются две крупные осадочные серии [17]: нижняя (огневская) — карбонатно-терригенная и верхняя — доломитовая и глинисто-доломитовая, сопоставляемая с камовской серией Байкитской антеклизы. Отложения нижнего комплекса развиты в восточной части Катангской седловины. Они датируются калий-аргоновым методом по глобулярному глаукониту, выделенному из глауконит-кварцевых песчаников верхней терригенной толщи огневской серии скв. 107, 132, 109 (см. фиг. 2) как средний рифей — 1230—1265 млн. лет [18]. По особенностям состава пород огневская серия подразделяется на три части.

Нижняя из них представлена зелеными аргиллитами с редкими прослоями доломитов и доломитовых брекчий и имеет мощность ~175 м. Средняя часть доломито-глинистая; в основании ее размещается мощный (50 м) горизонт седиментационных доломитовых брекчий, вышележащая часть разреза сложена чередованием пластов доломитов и аргиллитов. Мощность толщи 250 м. Верхняя (терригенная) толща представляет собой чередование темно-зеленых аргиллитов, кварцитовидных алевролитов и зеленых глауконит-кварцевых песчаников с линзами и прослоями сидерита. Ее неполная мощность до размытой верхней границы составляет 100—200 м.

Отложения камовской серии относятся к верхнему рифею, о чем свидетельствуют многочисленные определения микрофоссилий [25, 26]. Калий-аргоновые датировки по глаукониту, выполненные для камовской серии на территории Байкитской антеклизы, в верхнем рифее входившей в единую с Катангской седловинной структурно-формационную зону, лежат в пределах 1060—1080 млн. лет [17]. Камовская серия расчленяется на четыре литофациальных комплекса (снизу вверх): сульфатсодержащий доломитовый мощностью свыше 100 м с многочисленными пластами, линзами и гнездами ангидрита; кремнисто-доломитовый с обильными слоями и линзами силицилитов и кремнистых строматолитов мощностью ~450 м; глинистый, в значительной мере сложенный черными глинистыми сланцами с прослоями доломитовых мергелей, мощность комплекса 130 м; глинисто-доломитовый мощностью 150 м, в основании которого располагается пачка доломитовых брекчий. Средневзвешенные концентрации органического углерода в рифейских доломитовых породах составляют в целом ~0,15%. В верхней части разреза камовской серии довольно широко распространены буроватые перекристаллизованные слабобитуминозные доломиты. Повышенные (до 1,3%) содержания органического углерода приурочены к глинистому литофациальному комплексу и прослоям темных глинистых сланцев и доломитовых мергелей в глинисто-доломитовом комплексе. Если учесть, что черные глинистые сланцы обогащены диагенетическим пиритом до 5—6%, то первичные (исходные) концентрации органического вещества в глинах могли достигать 10%. На различных горизонтах рифейских отложений с размывом залегает вендский комплекс, который по вещественному составу отчетливо разделяется на три части: нижнюю терригенную, среднюю переходную сульфатно-терригенно-карбонатную и верхнюю, преимущественно карбонатную. Вендские отложения на изученной территории расчленяются на пять свит, каждая из которых имеет мощность в пределах 6—150 м [19, 27]. Терригенные отложения выделяются в ванаварскую свиту, которая сложена переслаивающимися кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварцевыми алевролитами и аргиллитами. Цементы обломочных пород обычно поровые, смешанные по составу: железисто-глинистый, сульфатно-доломитовый, сульфатный и кварцевый. Переходная сульфатно-терригенно-карбонатная толща (оскобинская свита) сложена неравномерно переслаивающимися терригенными, глинистыми и более мощными слоями и пачками карбонатных и сульфатно-карбонатных пород [24]. Формирование этого литологического комплекса в значительной мере близкого отложениям современной сабхи происходило в очень мелководном бассейне при периодическом осушении осадков. Содержание органического вещества в породах колеблется в пределах 0,05—0,5%, в пластах темных аргиллитов — до 1,0—1,5%. Нередко скопления черного углистого вещества и повышенная битуминозность приурочены к нижнему горизонту оскобинской свиты, который выступает в качестве флюидоупора для газовых и нефтяных скоплений продуктивной ванаварской свиты. Битумы часто приурочены к гнездам ангидрита.

Верхняя карбонатная часть вендского разреза в составе катангской, собинской и тэтэрской свит сложена переслаивающимися доломитами, ангидрит-доломитами и глинистыми доломитами с прослоями глинисто-сульфатно-доломитовых мергелей и аргиллитов с линзами ангидритов и кремней.

Минералого-петрографическая характеристика терри-



Фиг. 3. Зерно глауконита, окруженное тангенциально ориентированными пленками слюдистых минералов. Структура типична для пород, претерпевших уплотнение в гидростатическом режиме (скв. 132, гл. 2925 м, увел. 300)

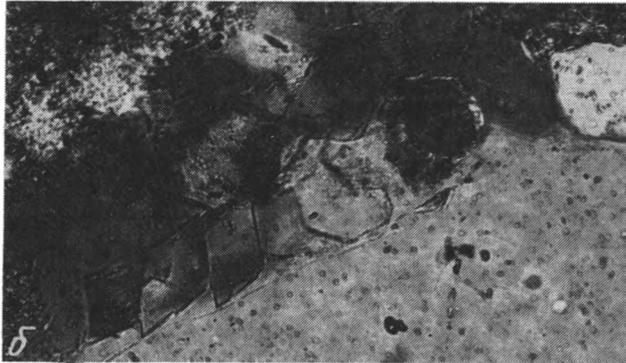
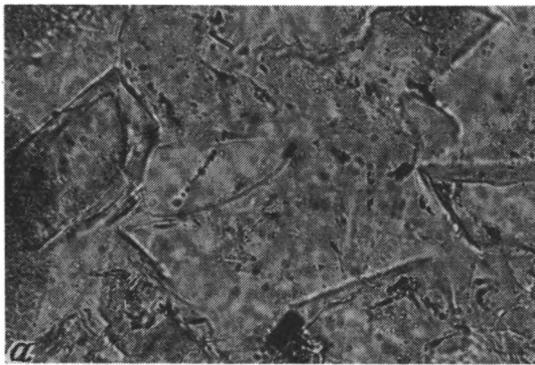
генных отложений огневской серии. Поскольку именно терригенные породы огневской серии использовались для обоснования Rb-Sr-возраста, они изучены подробнее.

Содержащие глауконит породы образованы чередованием слоев мелкозернистых полевошпатов-кварцевых песков, алевролитов и аргиллитов. Мощности слоев варьируют от миллиметров до 1—1,5 см. В каждой петрографической разновидности пород, образующих слоистую серию, присутствуют переменные количества зерен глауконита, размеры которых многократно превышают размеры обломочных зерен. В отдельных песчаных прослоях глауконит становится доминирующим минералом. В алевролитах и аргиллитах он присутствует лишь в виде примеси.

Аргиллиты имеют смешанный состав и включают небольшое количество седиментационно-обломочной примеси чешуек мусковита, хлорита и измененных триоктаэдрических слюд. Черный цвет аргиллитов и обилие мельчайших кристалликов и агрегатных зерен аутигенного пирита могут свидетельствовать об их исходном обогащении органическим веществом. В алевролитах примесь органического вещества и слоистых силикатов значительно меньше. Признаки постседиментационного уплотнения алевролитов видны в образовании одноориентированных пленок глинистых минералов по периферии каждого изометричного зерна, и в том числе зерен аутигенного глауконита (фиг. 3).

Главным аутигенным эпигенетическим минералом алевролитов является анатаз, образующий как единичные кристаллики, так и сростки мельчайших кристаллов, сгруппированные в виде сплошных масс или в виде сближенных агрегатных комочков. Кристаллики и агрегаты анатаза обрамлены пленками лейкоксена. Можно предположить высокую степень аградации слюд, хотя и в аргиллитах, и в алевролитах основная масса слоистых силикатов имеет субмикроскопические размеры.

Прослой песчаников содержат обломочный кварц, как окатанный, так и остроугольный. Среди полевых шпатов доминирует ортоклаз и микроклин. В небольшом количестве отмечается альбит. Повсеместно видны конформное сочленение обломков, обрастание зерен кварца аутигенными каемками, регенерация калиевых полевых шпатов (фиг. 4, а), появление беззародышевых аутигенных кристаллов ортоклаза (см. фиг. 4, б). Первичные поры залечены полностью. Идиоморфизм аутигенного ортоклаза выражен очень четко, в то время как аутигенный кварц ксеноморфен (см. фиг. 4, а, б). Таким образом, формирование современной мозаичной структуры и заполнение порового пространства происходили сначала в результате формирования кварца и ортоклаза, и в дальнейшем остаточные пустоты выполнялись только кварцем.



Фиг. 4. Примеры образования аутигенных калиевых полевых шпатов в песчаниках огневской серии:

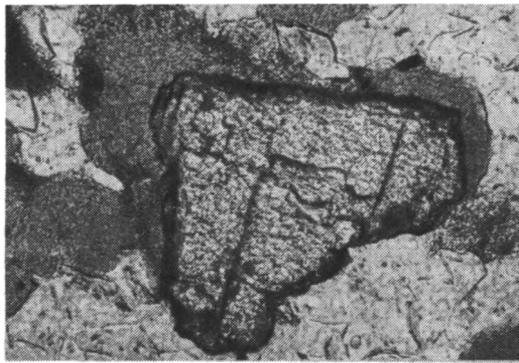
a — ромбовидные аутигенные кристаллы ортоклаза, беззародышевые в правой части фото, с регенерационной каймой КПШ по обломочному зерну — в левой; *б* — крупное обломочное зерно кварца, окруженное регенерационной каймой. В кайме аутигенного кварца хорошо видны идиоморфные беззародышевые кристаллы аутигенного ортоклаза; аутигенный регенерационный кварц ксеноморфен (скв. 132, гл. 2925 м, увел. 300)

Зерна глауконита сохраняют глобулярную форму и не текстурированы во всех разностях пород слоистой серии. Только в тончайших песчаных присыпках между слойками алевролитов глауконит оказывается раздавленным и как бы растекается в слойке с образованием вытянутых текстурированных зерен, в которых расположение слюдястых частиц субпараллельно слою.

В песках и алевролитах отмечается аутигенный сидерит. Он развивается внутри глауконитовых глобул, замещая их и вмещающую массу обломочных и аутигенных силикатных зерен (фиг. 5). Таким образом, формирование сидерита происходило на позднейшем этапе уже после образования мозаичной структуры породы.

Конформное сочленение зерен в песчаных слойках свидетельствует о том, что аутигенное разрастание кварца и полевых шпатов началось после накопления достаточно мощной перекрывающей толщи осадков. По имеющимся оценкам [16, 39, 54], для возникновения конформации зерен в песках и дальнейшего формирования мозаичных структур необходимы мощности перекрывающих слоев более 1,5 км. Поэтому формирование аутигенного ортоклаза могло начаться только после накопления по крайней мере 1,5-километровой толщи перекрывающих пород.

Рассматривая всю совокупность алло- и аутигенных калийсодержащих минералов, которые наиболее интересны в контексте данной статьи, можно отметить



Фиг. 5. Зерно сидерита, заместившего значительную часть глауконитовой глобулы и часть кварцевых и ортоклазовых зерен окружения (скв. 132, гл. 2925 м, увел. 300)

следующие важные особенности. Основная масса калий- и, следовательно, рубидийсодержащих минералов представлена ортоклазом и микроклином. В подавляющем большинстве случаев они аутигенны, т. е. образовались в уже существующей породе на стадии ее эпигенетических преобразований. В крупных зернах калиевого полевого шпата сохраняются реликтовые ядра обломочных минералов. Большая часть слюд также имеет аутигенную природу. Количество их невелико, и обычно они также несут признаки деградации и последующей аградации. Микроскопические наблюдения показывают, что возникновение новообразованных калиевых полевых шпатов существенно отделено по времени от образования глауконита, который в свою очередь испытал частичную или полную перекристаллизацию и реградацию.

ОПРОВАБОВАНИЕ И АНАЛИТИЧЕСКАЯ ТЕХНИКА

Положение скважин, на которых проводилось опробование, показано на фиг. 1, литологические разрезы и интервалы по скважинам — на фиг. 2. Пробы на Rb—Sr-определения отбирали в виде небольших (толщиной до 1 см) послонных сколов.

Образцы массой ~1 г дробили до размерной фракции 1—2 мм и промывали водой в ультразвуковой ванне. Высушенный образец распудривали и навеску около 200 мг подвергали химической обработке. Из трех образцов глауконитового песчаника были выделены сначала магнитной сепарацией, а затем вручную чистые фракции глауконита (глобулы). Отдельно анализировались немагнитные фракции этих образцов, состоящие из зерен кварца и калиевого полевого шпата. Два образца тонких алевролитов с редкими зернами глауконита были обработаны в течение нескольких часов при кипении 10N HCl и проанализированы раствор и остаток от растворения. Предполагалось, что при такой обработке произойдет разложение глауконита и, может быть, других глинистых минералов и останутся незатронутыми кластические силикатные частицы.

Определения концентраций Rb, Sr и изотопного состава стронция вели методом изотопного разбавления на приборе MAT-260 по методикам, описанным в работах [6, 8]. В настоящее время в лаборатории используется смешанный трасер ^{84}Sr — ^{87}Rb с изотопным отношением $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 16,390$ и $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 0,008316$ и концентрациями $[^{84}\text{Sr}] = 0,04376$ мкг/г и $[^{87}\text{Rb}] = 21,485$ мкг/г. В пробы глинистых пород трасер добавляли до их разложения, которое проводили смесью кислот HF и HNO₃ при комнатной температуре в течение 1 сут. Затем пробы упаривали с хлорной кислотой и растворяли в 2N соляной кислоте. Разделение рубидия и стронция проводили в хроматографических колонках с внутренним диаметром

12—14 мм при элюировании 2,66N соляной кислотой. Затем выделенные фракции рубидия и стронция доочищали на маленьких колонках диаметром 4—6 мм и объемом смолы ~8 см³. Стронций элюировали 2N HCl, а рубидий — 0,6N HCl. Навески известняков, доломитов и ангидритов растворяли в 10%-ной HCl, нерастворимый остаток взвешивали для расчета концентраций в растворимой части.

При измерениях изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr нормировали по величине ⁸⁶Sr/⁸⁶Sr, равной 8,37521, и приводили к значению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равному 0,70801, в эталоне ВНИИМ [7]. Реально измеренное в эталоне изотопное отношение в период работы с этим материалом составило 0,70811 ± 1 по девяти независимым измерениям. Ошибки измерений по образцам, рассчитанные из параллельных опытов за много лет работы, составляют ~1% для ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и лучше 0,00005 для ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Проверку изохронных зависимостей проводили по методу X² [34]. Только при задании ошибки измерения величины ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 1,5% зависимость переходит в изохронную. Приводимые погрешности (2σ) рассчитывали по Д. Йорку [78].

Разложение проб для изотопного анализа углерода и кислорода проводили с помощью H₂PO₄ в два этапа: при 25° С (1 ч) и при 100° С (1 ч). Предполагалось, что на первом этапе разлагался кальцит, на втором — доломит и магнезит [68]. Величина фракционирования изотопов кислорода при разложении кальцита, доломита и магнезита принята равной 10,2‰. Значения δ ¹³C даны в промилле относительно стандарта PDB, δ ¹⁸O — стандарта SMOW. Для привязки к PDB использованы стандарты NBS-19 и KH-2 [56]. Значения δ ¹⁸O пересчитаны относительно SMOW по уравнению [52]:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03086_{\text{PDB}} + 30,86.$$

Сульфаты для изотопного анализа серы растворяли в 10%-ной HCl и затем осаждали в виде BaSO₄. Разложение BaSO₄ осуществляли с помощью V₂O₅ в присутствии меди при температуре 1100° С. Значения δ ³⁴S даны в промилле относительно метеоритного стандарта.

Измерения изотопного состава углерода, кислорода и серы проводили на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибка определения δ ¹³C не превышает ± 0,1‰; δ ¹⁸O — ± 0,2‰ и δ ³⁴S — ± 0,3‰.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

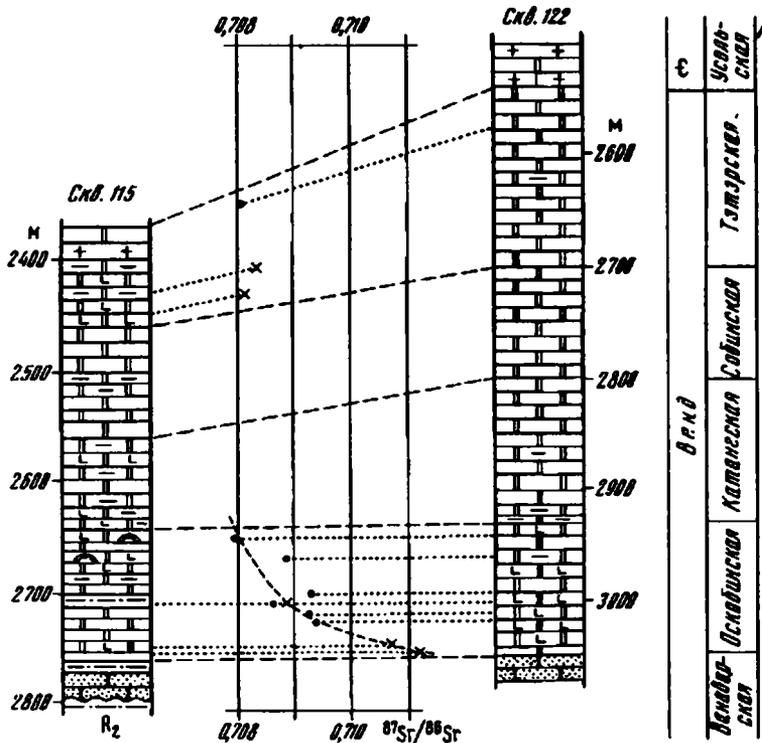
Стронций. Данные по изотопному составу стронция в ангидритах и доломитах приведены в табл. 1 и на фиг. 6 и 7. Первичные изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr имеют большой разброс в пределах свит как по отдельным скважинам, так и по площади. В вендских отложениях изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изменяются в пределах 0,7080—0,7112, в рифейских — 0,7044—0,7107. По скв. 115 и 122 (см. фиг. 6) в пределах 100-метрового интервала в нижней части разреза венда (оскобинская свита) видно закономерное увеличение изотопного отношения стронция от 0,7081 до 0,7112. Его легко было бы объяснить изменением во времени изотопного состава стронция морской воды. Такое объяснение казалось бы тем более вероятным, что на кривой эволюции изотопного состава стронция морской воды именно на середину вендского времени приходятся характерные изменения значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (фиг. 8). Обратим внимание, однако, что преимущественно сульфатно-карбонатные отложения оскобинской свиты подстилаются терригенными кварц-полевошпатовыми песчаниками и аргиллитами, которые в свою очередь залегают с разрывом на терригенных отложениях верхнего рифея. Высокие содержания радиогенного стронция в терригенных породах могут быть причиной постседиментационного (эпигенетического) заражения радиогенным стронцием сульфатно-карбонатных пород оскобинской свиты.

Видимо, таким же образом можно объяснить изменения изотопного состава

Таблица 1

Rb—Sr-характеристики верхнедокембрийских сульфатных и карбонатных пород

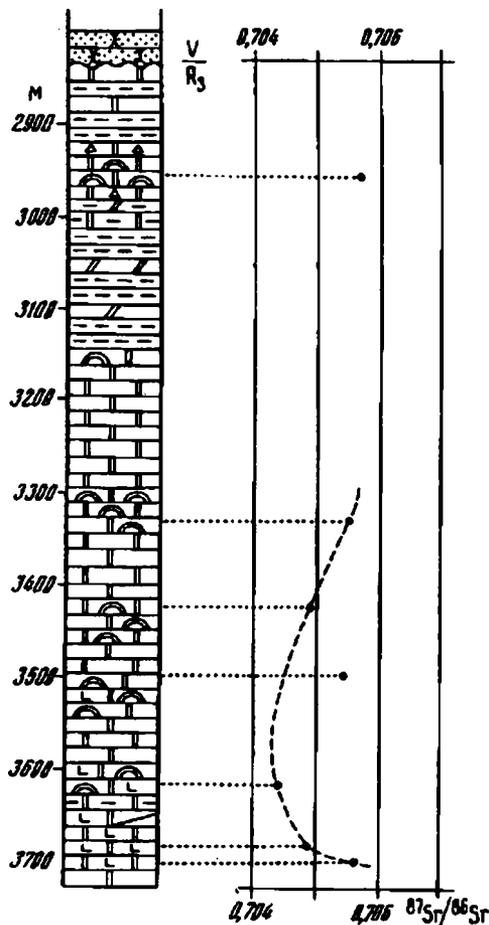
Номер			Глубина, м	Свита	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
лабораторный	полевой	скважины								
<i>Вендские отложения</i>										
3940	94	115	2430	Тэтэрская	Ангидрит	1,62	82,4	0,057	0,71180	0,71069
3884	90	115	2450	»	Доломит	0,67	291,0	0,0066	0,70815	0,70809
3939	85	115	2670	Оскобинская	Ангидрит	0,13	943,2	0,0004	0,70892	0,70892
3938	82	115	2708	»	»	0,43	1222,0	0,001	0,70930	0,70930
3885	80	115	2710	»	Доломит	1,12	586,3	0,0055	0,70897	0,70892
3924	79	115	2750	»	Ангидрит	0,35	632,4	0,0016	0,71076	0,71075
3922	78	115	2760	»	»	0,10	404,9	0,0007	0,71120	0,71119
3887	48	122	2576	Тэтэрская	Доломит	6,60	1558,0	0,0122	0,70817	0,70807
3920	42	122	2946	Оскобинская	Ангидрит	0,19	527,0	0,0010	0,70800	0,70799
3933	39	122	3005	»	»	0,095	1003,0	0,0002	0,70867	0,70867
3994	37	122	3010	»	»	0,090	635,5	0,0004	0,70934	0,70934
3935	32	122	3033	»	»	0,106	378,0	0,0008	0,70940	0,70939
<i>Довендские отложения</i>										
3881	28	131	2954	Камовская	»	0,364	35,5	0,0296	0,70631	0,70574
3943	21	131	2330	»	Доломит	0,364	20,0	0,0526	0,70684	0,70557
3942	18	131	3430	»	»	0,36	26,8	0,039	0,70565	0,70487
3941	17	131	3506	»	»	0,155	32,4	0,0138	0,70568	0,70540
3918	12	131	3619	»	Ангидрит	0,101	776,0	0,0003	0,70439	0,70438
3914	7	131	3680	»	»	0,511	623,0	0,0023	0,70493	0,70488
3912	3	131	3707	»	»	17,34	768,0	0,0653	0,70684	0,70557



Фиг. 6. Изменения изотопного состава стронция в карбонатных и сульфатных породах венда (скв. 115 и 122). Условные обозначения см. на фиг. 2

стронция в сульфатно-карбонатных породах камовской серии верхнего рифея по скв. 131. Здесь самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,704$ приходятся на интервал 3500—3600 м (см. фиг. 7). Вверх и вниз от этого интервала изотопные отношения стронция растут до значений $\sim 0,706$. Сульфатно-карбонатная толща камовской серии вверх по разрезу примерно с уровня 3510 м по скв. 131 сменяется карбонатно-терригенной толщей. Вниз по разрезу примерно с уровня 3750 м должна располагаться кровля преимущественно терригенной серии среднего рифея. Тонкие прослои алевролитов встречаются уже вблизи забоя скв. 131. Наиболее высокие (0,7105 и 0,7107) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаруживаются ближе к контактам с терригенными толщами и особенно в тонких прослоях доломитов среди терригенных пород основной серии (см. табл. 1).

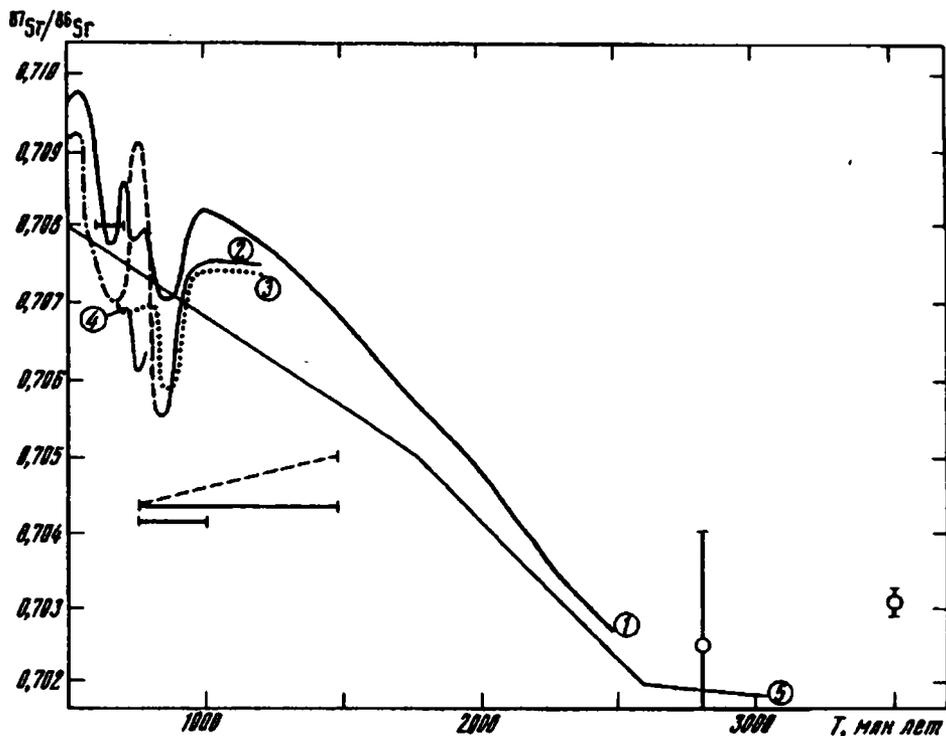
Таким образом, изотопный состав стронция сульфатных и карбонатных пород подвержен эпигенетическим изменениям. В вендской части разреза таким изменениям подверглась 100-метровая толща пород, а в камовской свите рифея — 500-метровая. Это утверждение отнюдь не является новым. При построении эволюционных кривых изотопного состава стронция морской воды во времени, о которых подробнее говорится ниже, обычно используются нижние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах из числа измеренных, так как предполагается вероятность заражения пород радиогенным стронцием. В литературе существуют и конкретные примеры, которые демонстрируют реальность этого процесса. Было показано, например, что юрские карбонаты на юго-западе штата Арканзас (США) подверглись эпигенетической перекристаллизации за счет расколов, которые контактировали с терригенными породами более глубоких частей разреза. В результате изотопный состав стронция изменялся от значений 0,7068 первичного карбонатного



Фиг. 7. Изменения изотопного состава стронция в карбонатных и сульфатных породах камовской серии верхнего рифея по разрезу скв. 131. Условные обозначения см. на фиг. 2

вещества до 0,7096 — перекристаллизованного [63, 76]. Яркий пример эпигенетических преобразований девонских доломитов Западной граувакковой зоны в Восточных Альпах продемонстрирован на примере пластовых месторождений барита [53]. Изотопный состав стронция во вмещающих доломитах, в барите и других эпигенетических минералах был исследован на площади $2 \times 1,5$ км и в 600-метровом интервале доломитовой толщи.

Практически весь объем обследованных пород имел смещенный изотопный состав стронция. Наибольшее число значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежало в пределах 0,710—0,713 при значении 0,708 для неизмененных пород [43]. Обширные исследования изотопного состава стронция были проведены в девонских доломитах Западной Канады [64]. Ранние доломиты, сформированные под влиянием девонской морской воды, содержат стронций с изотопными отношениями 0,7080—0,7083. Доломиты, образованные или преобразованные на стадии эпигенеза, содержат более радиогенный стронций с изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вплоть до 716. В их число входят и доломиты известного месторождения Пайн-Поинт. Предвлагается, что поздняя доломитизация связана с позднемеловым — раннетретичным временем, на которое приходится наибольшее погружение района и вероятный подъем горячих рассолов из глубоких частей разреза. Современные формационные рассолы



Фиг. 8. Графики изменения изотопного состава стронция морской воды в докембрии
 Кривые приведены по данным: 1 — [49]; 2 — [72]; 3 — [41]; 4 — [47]; 5 — [73]. Положение точек с возрастом 2,8 и 3,5 млрд. лет дано по [74]. Горизонтальными отрезками показано положение проб из отложений камовской серии и венда Катангской седловины, наклонной пунктирной линией — из котуйканского разреза по данным [22], а горизонтальной сплошной линией — наиболее вероятный изотопный состав стронция в неизмененных карбонатах катуйканского разреза

в палеозойских отложениях региона содержат существенно радиогенный стронций с изотопным составом в большинстве случаев выше 0,7095 и вплоть до 0,7128. Свою радиогенную составляющую они получают из терригенных пород нижних частей разреза или из фундамента [64].

Часто для оценки эпигенетических изменений карбонатных пород и отбора наименее измененных проб при интерпретации стронциевых изотопных отношений используются элементные отношения Rb/Sr, Mn/Sr, Ca/Sr, а также изотопные отношения кислорода и углерода [48, 55]. Иногда отмечаются корреляционные зависимости этих отношений с изотопным составом стронция, что позволяет экстраполировать их к начальным, наименее измененным отношениям.

Следует еще раз подчеркнуть, что в подавляющем большинстве случаев эпигенетические изменения хемогенных (карбонатных и сульфатных) пород приводят к обогащению стронция радиогенным изотопом, т. е. к повышению изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это вполне естественно, так как обычно в разрезах континентальных осадочных пород хемогенные осадки чередуются с терригенными и вулканогенными породами «континентального» облика. Повышенные значения Rb/Sr в них приводят к избыточному относительно хемогенных пород накоплению радиогенного стронция. Рассмотрение возможных механизмов его перераспределения находится за пределами интересов данной работы. Мы только констатируем здесь, что такого рода механизмы существуют и изученные нами породы подверглись серьезным вещественным преобразованиям с перераспределением стронция между терригенными и хемогенными компонентами разреза. Тем не менее удается, как нам кажется, установить изотопный состав стронция в исходных

неизменных породах или близко подойти к нему и тем самым определить изотопный состав стронция в морях соответствующего времени.

Эволюция изотопного состава стронция в водах Мирового океана. В водах современных океанов и морей изотопное отношение стронция постоянно и составляет 0,7092. Это постоянство определяется довольно большим временем пребывания стронция в морской воде. Оно составляет около 10^8 лет, что на три порядка превышает время перемешивания океанических вод [69]. Питание океанических резервуаров стронцием происходит за счет двух принципиально различных по изотопному составу этого элемента категорий пород — континентальной и океанической коры. Породы континентальной коры характеризуются высокими и очень различными изотопными отношениями стронция. Его усредненный состав определяется речным стоком, но и в реках в зависимости от того, какие области ими дренируются, изотопный состав стронция колеблется в больших пределах (0,7045—0,950). Однако основные, крупные реки выносят стронций с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7095 до 0,7123, и среднее значение этого отношения в речном стоке составляет 0,7119 [57, 65, 71]. Главным источником стронция континентального стока оказываются карбонатные породы и эвапориты.

Из пород океанической коры главными носителями стронция являются базальты со средним изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$, причем оно лишь незначительно изменялось в сторону увеличения за всю геологическую историю Земли в связи с низким значением Rb/Sr в базальтах. Следовательно, ~75% стронция в современных океанах поступает с речным стоком и только примерно 25% — из базальтов океанического дна. Таким образом, изотопный состав стронция морской воды служит важным геохимическим индикатором геологической активности планеты, и поэтому столь важно проследить его эволюцию во времени.

Это можно сделать по хемогенным осадочным породам, которые отлагались в равновесии с морской водой и унаследовали изотопный состав стронция бассейна осадконакопления. К таким породам относятся прежде всего карбонаты, сульфаты и фосфаты, которые содержат высокие количества стронция и, следовательно, обладают буферными свойствами в отношении сохранности стронциевой системы. Тем не менее, как было показано выше, при постседиментационных изменениях пород возможны смещения изотопных соотношений, что следует учитывать при интерпретации данных. Другое осложнение при построении глобальных кривых эволюции отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во времени связано с трудностями возрастной корреляции изучаемых пород. Естественно, что они меньше для фанерозойских, особенно мезозойских отложений, и для этого отрезка времени проведены детальные работы [50, 58, 59, 61]. Показано, что пики максимальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствуют моментам повышенной тектонической активности и, как следствие, усилению эрозии континентальных блоков. Очень выразителен пример возрастания значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ за последние 40 млн. лет — от 0,7075 до 0,7092, которое связано с коллизией Индостанского и Азиатского континентов и подъемом Тибета и Гималаев [67].

Естественно, что подобной детальности невозможно достичь для докембрийских отложений. На фиг. 8 сведены построения различных авторов, начиная с одной из первых работ Дж. Вейзера и В. Компстона, опубликованной в 1976 г. [73], и кончая работами последних лет. Видно принципиальное подобие этих кривых, хотя в деталях различия оказываются довольно большими. Обращает на себя внимание сложность кривых в интервале 0,5—1 млрд. лет и их относительная монотонность для более древних отрезков времени. Связано это, конечно, прежде всего с ограничениями в детальности опробования, и со временем все кривые приобретут такой же сложный характер. К сожалению, остается вопрос, отражает ли эта сложность реальные колебания изотопного состава стронция морской воды соответствующего времени или является следствием эпигенетических, постседиментационных преобразований пород. Предлагаемые сегодня критерии не позволяют получать определенные решения [72]. В лучшем случае удастся отбросить

заведомо измененные образцы или вызвать настороженность к результатам. Представляется, что в нашем случае подбор для исследования мощных толщ хемогенных пород и контроль влияния на изотопный состав стронция в них терригенных пород позволили с большой степенью вероятности оценить состав стронция в исходных породах.

Результаты этой оценки показаны на фиг. 8. Полученное нами значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7080$ для вендского времени в общем согласуется с известными ранее данными, хотя и не подтверждает наличие отрицательного пика, который на кривых эволюции (см. фиг. 8) приходится как раз на вендское время. Может быть, это связано с неполнотой разреза вендских отложений Сибири. Расхождение это не кажется принципиальным, хотя и требует, конечно, дальнейшей проверки. Данные по рифейским отложениям коренным образом не соответствуют кривым эволюции, причем это относится как к отложениям Катангской котловины, так и к изученным ранее [22] отложениям западного склона Анабарского щита.

На фиг. 8 пунктирная линия проведена по фактическим измерениям. Ее наклон связан с постепенным нарастанием значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вниз по разрезу от 0,704 в юмстахской свите верхнего рифея до 0,705 в усть-ильинской свите нижнего рифея. В настоящее время, опираясь на обсуждаемые здесь данные по Катангской седловине, мы склонны приписывать это возрастание изотопных отношений стронция влиянию терригенных пород, залегающих в нижней части разреза. Поэтому наиболее вероятно, как нам кажется, изотопное отношение стронция в карбонатах Котуйканского разреза показано сплошной горизонтальной линией. Как бы то ни было, полученные нами данные лежат на графике (см. фиг. 5) существенно ниже кривых эволюции.

Можно предполагать три возможные причины такого несоответствия. Во-первых, это может быть следствием провинциальных особенностей изученных нами разрезов. Вероятность такого объяснения кажется очень малой. Оба разреза (Котуйканский и Ванаварский) отстоят друг от друга на 1000 км. Котуйканский разрез считается одним из опорных для рифея Сибирской платформы [30]. Во-вторых, рассматриваемое несоответствие может быть следствием несовершенства наших знаний об эволюции изотопного состава стронция морской воды во времени, и эволюционные кривые должны быть существенно подправлены. Такое предположение тоже кажется маловероятным. Прежде всего это касается временного отрезка верхнего рифея, для которого изучены практически все представительные разрезы мира, положение которых на шкале времени наиболее определено среди докембрийских образований. Поэтому новые данные по верхнему рифею могут только уточнить сложившуюся картину, но не изменить ее принципиально. Остается, наконец, третье предположение. Оно состоит в том, что стратиграфическое положение изученных нами разрезов не соответствует принятому, и так называемые верхне- и среднерифейские отложения являются в действительности нижнерифейскими или даже более древними. Такое предположение уже было высказано ранее для Котуйканского разреза [22] и теперь подтверждается на Ванаварском разрезе. Более того, попытка определить Rb-Sr-возраст «рифейских» отложений Катангской седловины также приводит к выводу о его несоответствии принятому стратиграфическому делению.

Rb—S r—d a t i r o v a n i e. Результаты Rb—Sr-измерений приведены в табл. 2 и на фиг. 9 и 10. Из вендских отложений выполнено только одно определение по валовой пробе аргиллита. Модельный расчет на начальное изотопное отношение стронция 0,708 дает заниженное (460 млн. лет) значение возраста. Обсуждение этого единственного результата вряд ли имеет смысл. Отметим только, что занижение изотопного возраста глинистых пород — явление частое и связывается обычно с их вторичными преобразованиями.

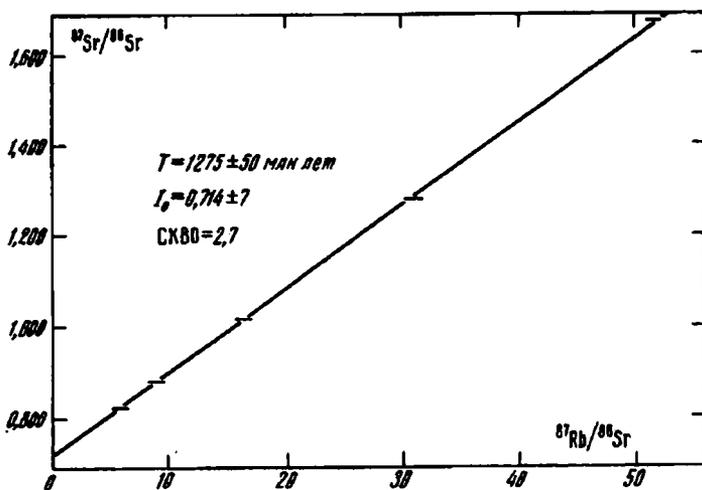
В довендских отложениях основной материал был отобран из столбика керна высотой ~10 см с глубины 2925 м, скв. 132. Порода представляет собой тонкое чередование содержащих глауконит и без него слоек песчаника, алевролитов и черных филлитовидных сланцев. Из трех образцов отобраны чистые глобулы

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и концентрации Rb и Sr в породах Катангской седловины

Номер		Глубина, м	Характеристика образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
лабораторный	скважины						
<i>Оскобинская свита, венд</i>							
3880	115	2670	Аргиллит	96,5	66,15	4,233	0,73534
<i>Огневская серия</i>							
4017	107	2960	Глауконит из песчаника	266,6	25,42	32,05	1,28183
4019	132	2928	»	330,0	20,18	51,77	1,66890
4022	132	2925	»	306,3	55,64	16,42	1,02223
4004	132	2925	Глауконитовый песчаник, HCl вытяжка	255,5	121,0	6,178	0,82673
4005	132	2925	»	471,2	153,4	9,040	0,88132
3872	132	2925	Алевролит	288,2	287,1	2,923	0,77165
3876	132	2925	»	290,0	280,7	3,009	0,77177
3877	132	2920	Аргиллит	219,8	179,8	3,563	0,78317
4016	132	2925	»	238,3	177,6	3,913	0,79369
3875	132	2925	Алевролит	145,6	76,51	5,239	0,82018
2878	115	3160	Аргиллит	167,0	109,0	4,474	0,80606
4006	132	2925	Песчаник, остаток после растворения	282,0	350,7	2,340	0,76797
4005	132	2925	HCl вытяжка из песчаника (4006)	212,1	226,8	2,723	0,77238
4020	132	2928	Глауконитовый песчаник, немагнитная фракция (глауконит 4019)	104,2	87,05	3,496	0,80146
4023	132	2925	Глауконитовый песчаник, остаток от растворения в HCl (4005)	154,1	36,11	4,378	0,81170
4003	132	2925	То же (4004)	90,94	60,40	4,401	0,81351
4018	107	2960	Глауконитовый песчаник, немагнитная фракция (глауконит 4017)	109,3	89,94	3,589	0,79662

глауконита, а два глауконитсодержащих образца обработаны крепкой соляной кислотой и кислотные вытяжки проанализированы. Все эти пять образцов образуют изохронную зависимость (см. фиг. 9), которая отвечает возрасту 1275 млн. лет и начальному значению 0,714. Большая ошибка начального отношения объясняется значительным разбросом точек около прямой и отсутствием точек с малыми значениями Rb/Sr. Справедливое возражение может вызвать использование приема кислотного растворения, при котором могут быть затронуты и другие минеральные компоненты породы. Однако, как видно из положения точек на прямой фиг. 9, основной растворенной компонентой оказался глауконит или другие парагенные с ним глинистые минералы, а вероятная терригенная компонента была практически не затронута. Исключение этих двух точек из расчета практически не меняет наклона изохроны. Полученное по глауконитам значение возраста отвечает среднему рифею и близко к имеющимся результатам K—Ar датирования глауконитов.

Другая серия измерений проведена по валовым пробам тонкозернистых пород, условно разделенных по макро- и микроскопическим признакам на алевролиты

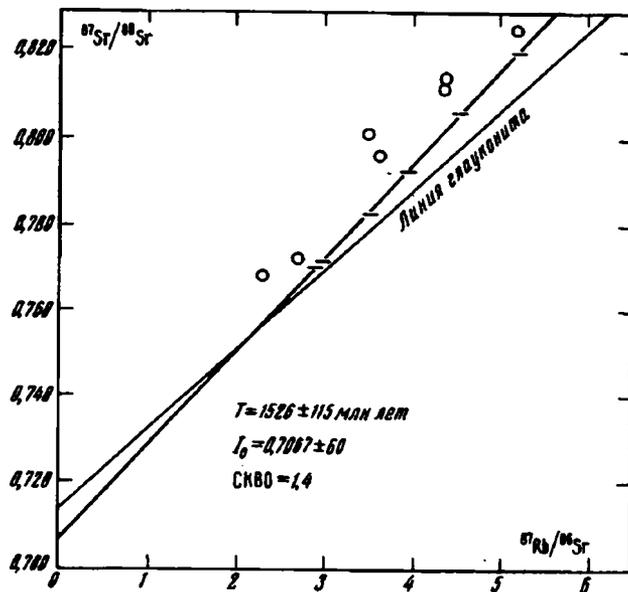


Фиг. 9. Rb—Sr-диаграмма по глауконитам из отложений огневской серии Катангской седловины и солянокислым вытяжкам из содержащих глауконит пород. Длина штрихов на графике отвечает 1,5%-ной ошибке в измерениях величин $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Толщина штрихов превышает аналитическую погрешность величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

и аргиллиты. Общая их петрографическая характеристика была дана выше. Пять из этих проб отобраны из различных слоев 10-сантиметрового куска керна из скв. 132, шестая также взята из огневской серии в скв. 115. Расстояние между этими двумя скважинами ~300 км. Все шесть проб образуют изохронную зависимость с возрастом 1526 млн. лет и начальным отношением 0,7067 (см. фиг. 10).

Мировой опыт работы по датированию осадочных пород, обобщенный, в частности, в работах [10, 16, 28, 45, 46], показывает, что глинистые, а тем более алевритовые фракции могут содержать терригенную компоненту, которая либо нарушает, либо дает ложную изохронную зависимость. Используются различные способы контроля этой опасности. Обычно выделяются размерные фракции глинистых частиц, производится их структурно-минералогический и другие виды анализа. Часто забывается при этом, что подобные работы нужны прежде всего для доказательства аутигенности минералов, поскольку само расположение точек на прямой линии в изохронных координатах — явление, столь строго обусловленное, что возрастной смысл прямолинейной зависимости редко может вызывать сомнение. Очевидно, что в нашем случае полученный возраст отражает не этап диагенеза, а фиксирует какой-то момент эпигенетических преобразований пород, например момент формирования вторичных калиевых полевых шпатов и слюдистых минералов, столь для них характерных.

Сказанное подтверждается анализом третьей группы проб (см. табл. 2) песчанистой размерности. Часть из них представляет собой немагнитную фракцию глауколитовых песчаников, которая состоит из зерен кварца и калиевого полевого шпата. Две пробы — остаток от растворения крепкой соляной кислотой, одна — солянокислая вытяжка. Все эти пробы лежат выше изохроны по мелкозернистым породам (см. фиг. 10) и, естественно, не образуют прямолинейной зависимости, формальный расчет возраста по их совокупности дает значение ~1600 млн. лет. Как уже говорилось выше, зерна калиевых полевых шпатов в крупнозернистой фракции не полностью замещены новообразованным КПШ и сохранили ядра исходной обломочной компоненты. Наиболее вероятным источником сноса терригенных осадков были метаморфические породы фундамента платформ, аналогичные тем, которые выступают на Алданском и Анабарском щитах. Они имеют разный возраст, но наиболее часто встречающийся изотопный возраст



Фиг. 10. Rb—Sr-диаграмма по мелкозернистым кластическим породам огневской серии. Для сравнения показана изохронная линия для глауконитов; кружками — результаты измерений кварц-микроклиновой фракции из этих же пород. Длина штрихов соответствует 1,5%-ной ошибке в измерении $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, толщина штрихов превышает аналитическую погрешность величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

пород фундамента близок к 2 млрд. лет [9, 13, 21, 40], и именно этот средний возраст должен был бы фиксироваться обломочными частицами. Эпигенетические преобразования нарушили Rb—Sr-систему и в грубой фракции терригенных пород, но не настолько, чтобы привести радиоактивные часы на нулевую отметку, что и объясняет положение точек на фиг. 10. Подобные примеры по литературным данным были суммированы в работе [10].

Наибольшие сомнения может вызывать полученная нами изохрона по валовым пробам мелкозернистых пород. Нередко в подобных случаях прибегают к простому, казалось бы, объяснению прямолинейной зависимости как линии смешения. Следует учитывать, однако, что прямолинейная зависимость в изохронных координатах получается при смешении двух компонент, лежащих выше и ниже реальных точек на аппроксимирующей прямой. В нашем случае наиболее вероятными компонентами смешения могли быть глинистые минералы, с одной стороны, и обломочные калиевые полевые шпаты — с другой. Но достаточно взглянуть на фиг. 9 и 10, чтобы убедиться, что таких компонент с фиксированными значениями Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не существует. И глинистые минералы, и калиевые полевые шпаты обнаруживают очень большой спектр этих соотношений, и мало вероятно, чтобы их случайная природная комбинация давала прямолинейную зависимость в рамках модели смешения. Следует заключить, что изученные нами породы испытали несколько этапов вторичного преобразования. Один из них зафиксирован Rb—Sr-системами в глауконитах и отвечает возрасту среднего рифея. Другой в этих же самых породах зафиксирован Rb—Sr-системами тонкозернистых отложений. Он отвечает возрасту нижнего рифея¹. Соответственно возраст осадочных толщ оказывается нижнерифейским или дорифейским. Нижний возрастной их предел ограничен, по всей видимости, временем последнего этапа метаморфизма пород фундамента платформы, т. е. примерно 2000 млн. лет.

¹ По последней сводке [31], верхний, средний и нижний рифей охватывают временные интервалы 650—1000, 1000—1350 и 1350—1650 млн. лет соответственно.

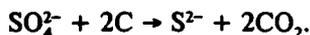
Именно такой возраст хорошо согласуется с рассмотренными выше изотопными отношениями стронция карбонатов.

По глауконитам из усть-ильинской свиты нижнего рифея Котуйканского разреза получена изохрона с возрастом ~1500 млн. лет, и ее авторы [11] интерпретируют это значение как возраст осадконакопления или раннего диagenеза. Нам кажется, что среди рассматриваемых ими в пользу такой интерпретации доводов определяющим оказалось убеждение в согласии полученного возраста стратиграфическому положению пород. Наши данные показывают, что породы и Котуйканского, и Ванаварского разрезов действительно являются близкими стратиграфическими аналогами, но заставляют усомниться в правильности принятого для них стратиграфического положения. В этой связи следует отметить, что существуют противоречия между традиционными схемами стратиграфического расчленения на территории Сибири и новыми микропалеонтологическими данными. По мнению А. Ф. Вейса и Н. Г. Воробьевой, которые изучали органостенные микрофоссилии, котуйканский разрез, возможно, не содержит резких возрастных рубежей и полностью мог бы быть отнесен к верхнему рифею, т. е. соответствовать возрасту, принимаемому для камовской серии Катангской котловины. Верхнерифейский возраст котуйканского разреза следует из обнаруженных в нем микробиот, сходных с микробиотами верхнерифейских отложений Урала и Учуро-Майского района — стратотипа и гипостратотипа рифея [30]. Вместе с тем в работе [3] указывается на сходство анабарских микрофоссилий с микрофоссилиями серии Ропер (Северная Австралия), для которой минимальный возраст оценивается в 1430 млн. лет [66].

Сер а. Изотопный состав серы ангидритов изучен по разрезу трех скважин (табл. 3). По скв. 115 и 122 опробованы вендские отложения, а по скв. 131 — нижняя часть камовской серии. Все пробы отличаются утяжеленным относительно современного океанического сульфата изотопным составом и содержат $\delta^{34}\text{S}$ от +29 до +39‰, хотя временной разрыв между отложениями пород венда и камовской серии достигает 10^9 лет.

Интересен здесь сам факт находки эвапоритов на относительно древнем временном уровне. Еще на памяти активного ныне поколения исследователей времена, когда считалось, что эвапоритовые отложения в докембрии не возникали. Вместе с тем приводились доказательства былого существования эвапоритов в докембрии [4, 5, 32, 33, 44]. Отсутствие прямых находок эвапоритов определялось их неустойчивостью и удалением из разрезов в ходе вторичных преобразований пород. В настоящее время эти споры принадлежат истории, и сомнений в былой солености докембрия уже нет. Тем не менее каждая прямая находка древних эвапоритов расширяет наши сведения и об их распространенности, и об условиях осадконакопления, особенно на базе изучения изотопного состава серы.

Самой неустойчивой частью эвапоритового разреза оказываются хлористые соли. Они выдавливаются из разреза, легко растворяются, а при повышенных температурах подвергаются химическому разложению. Поэтому прямые находки галита в докембрийских осадочных и метаморфических породах практически не известны. Сульфаты более устойчивы по физическим свойствам, но легко подвергаются химическому разложению. В контакте с органическим веществом и другими восстановителями они разлагаются с образованием сероводорода и углекислоты по схеме:



При низких температурах идет бактериальное восстановление сульфатов, при высоких — абиогенное.

Все крупные скопления сероводородных газов в осадочной оболочке Земли образовались в результате редукции сульфатов. Процесс этот имеет глобальное

Изотопный состав серы в верхнедокембрийских ангидритах Катангской седловины

Номер		Глубина, м	Свита	$\delta^{34}\text{S}$
образца	скважины			
94	115	2430	Тэтэрская	35,3
91	115	2440	»	33,5
90	115	2450	»	34,8
89	115	2558	Катангская	35,7
85	115	2640	Оскобинская	34,9
81	115	2705	»	32,9
82	115	2708	»	32,8
80	115	2710	»	33,6
79	115	2750	»	33,4
78	115	2760	Ванаварская	28,8
43	122	2868	Катангская	35,7
42	122	2945	Оскобинская	38,8
41	122	2949	»	34,6
40	122	2956	»	35,7
39	122	3005	»	34,0
37	122	3010	»	32,5
30	122	3035	»	30,7
32	122	3037	»	30,9
20	131	3360	Камовская	35,5
15	131	3594	»	37,0
12	131	3619	»	31,0
11	131	3619	»	32,5
98	131	3664	»	29,1
89	131	3664	»	30,9
7	131	3680	»	31,7
4	131	3696	»	28,7
3	131	3707	»	29,2

геохимическое значение, и приходится удивляться, что прямые находки ангидритов еще обнаруживаются в древних отложениях даже в нефтегазоносных районах.

При восстановлении сульфатов в сероводород преимущественно переходит легкий изотоп серы и в сульфатном остатке постепенно накапливается ее тяжелый изотоп. Чем больше сульфата восстановлено, чем тяжелее оказывается сера сульфатного остатка.

Ранее один из авторов этой статьи неоднократно пытался показать, что утяжеленный изотопный состав серы кембрийских эвапоритов связан с вторичными процессами сульфатредукции, а не унаследован со времени осадконакопления. Исходное значение $\delta^{34}\text{S}$ кембрийских эвапоритов и морского сульфата кембрийского времени, видимо, был близок к современному (+20‰) [5, 65, 77]. Не исключено, что обнаруженные высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ вендских (скв. 115) и довендских (скв. 131) отложений Сибирской платформы также связаны с таким процессом. Если считать, что исходные значения $\delta^{34}\text{S}$ докембрийских ангидритов были близки к +20‰, то утяжеление их серы в среднем до 35‰ означало бы, что по крайней мере половина исходного количества сульфатов в разрезе была уничтожена при восстановлении. Эта доля возрастает еще больше, если принять более низкие исходные значения $\delta^{34}\text{S}$ ангидритов.

Изотопный состав углерода и кислорода в верхнедокембрийских карбонатах Катангского прогиба

Номер		Глубина, м	Свита	Порода	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
образца	скважины					
68	107	2790	Огневская	Доломит	1,1	19,8
70	107	3100	»	»	1,2	24,0
94	115	2430	Тэтэрская	»	0,9	25,5
90	115	2450	»	»	-1,4	25,1
86	115	2569	Катангская	»	-3,2	25,5
84	115	2702	Оскобинская	»	-4,5	25,0
81	115	2705	»	»	-9,3	25,8
80	115	2710	»	»	-9,0	24,9
78	115	2760	Ванаварская	»	-2,6	26,1
76	115	3095	Огневская	»	-1,4	25,0
75	115	3140	»	»	-1,3	23,8
96	122	2476	Усольская	Известняк	1,2	21,5
48	122	2576	Тэтэрская	Доломит	0,7	25,8
44	122	2863	Катангская	»	-6,3	24,6
42	122	2945	Оскобинская	»	-5,5	22,3
41	122	2949	»	»	-8,1	25,7
38	122	3010	»	»	-2,1	27,2
35	122	3021	»	Магнезит	-1,3	27,6
34	122	3028	»	»	-1,0	26,9
31	122	3034	»	»	-1,0	28,6
49	132	2225	Собинская	Доломит	-0,2	25,0
50	132	2232	»	»	0,1	25,5
51	132	2240	»	»	0,5	25,4
52	132	2245	»	»	-1,6	25,7
53	132	2253	»	»	-2,3	24,9
54	132	2470	Оскобинская	»	-1,5	23,6
56	132	2650	Камовская	»	0,6	26,1
61	132	2812	Огневская	»	0,1	24,7
64	132	3000	»	»	0,7	24,3
28	131	2954	Камовская	»	1,2	26,0
21	131	3330	»	»	1,6	27,8
20	131	3360	»	»	1,4	24,1
18	131	3430	»	»	1,4	23,8
17	131	3506	»	»	-0,7	25,5
14	131	3596	»	»	1,6	26,5
4	131	3696	»	»	1,3	26,4

Единственный известный авторам пример достоверных эвапоритовых отложений верхнего докембрия, в которых изучен изотопный состав серы, — гренвильская серия Канады. Возраст отложений оценивается в 1200 млн. лет. Значения $\delta^{34}\text{S}$ пластовых ангидритов гренвильской серии лежат в пределах 14,5—26,1, при среднем значении +20 [42]. Большой разброс и наличие довольно низких значений $\delta^{34}\text{S}$ показывает, что сульфаты этих пород в меньшей степени затронуты эпигенетической переработкой, чем сульфаты катангской серии Сибири. Поэтому в

них сохранились, видимо, участки с изотопными отношениями серы, близкими к исходным.

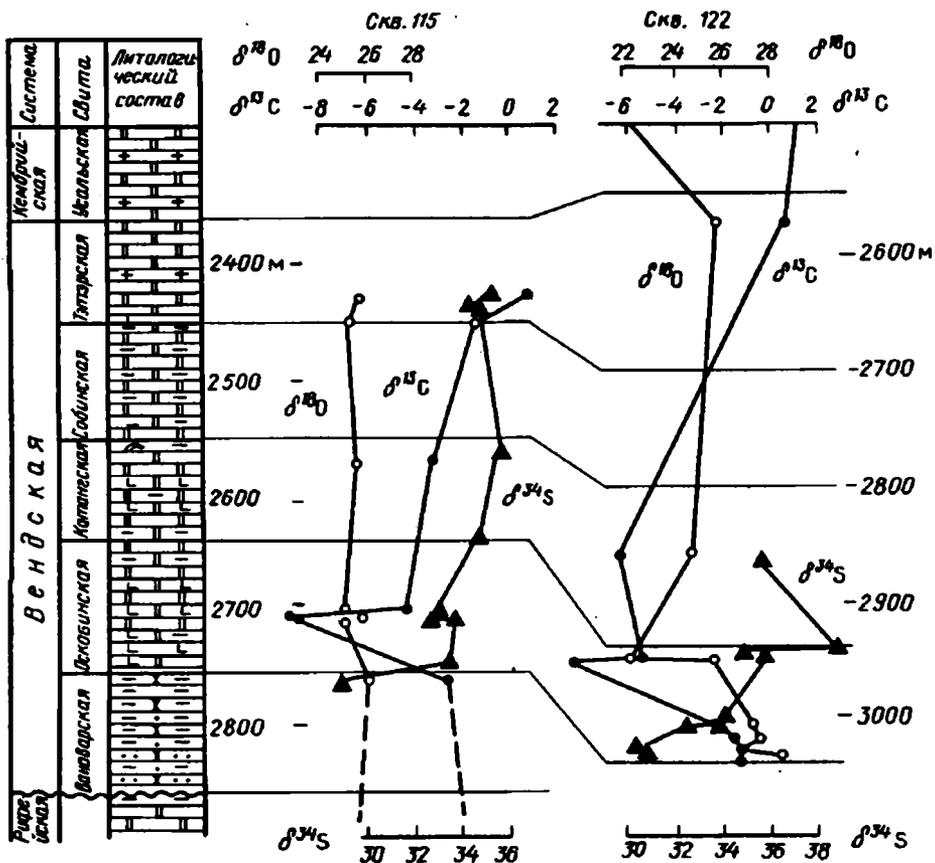
На одну молекулу сероводорода, которая образуется при восстановлении сульфата, возникает две молекулы CO_2 , как результат окисления органического углерода кислородом сульфата. Этот углерод отличается низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (около -25%), и в случае взаимодействия его с углеродом карбонатов ($\delta^{13}\text{C} \approx 0$) последний может обогатиться легким углеродом. Казалось бы, что в окрестностях зон сульфатредукции карбонатные породы должны перекристаллизоваться под влиянием генерируемой углекислоты и изменить свой изотопный состав. Реально так часто и происходит в современных или молодых зонах сульфатредукции, модельным примером которых служат месторождения самородной серы. Однако в породах довендской сульфатоносной пачки скв. 131 никаких признаков смещения изотопного состава углерода вмещающих карбонатов не отмечается (табл. 4). Возможны два объяснения этого факта. Первое, что именно такой изотопный состав серы был характерен для бассейна седиментации. Второе (которое авторам кажется более вероятным), что в ходе последующих эпигенетических преобразований изотопный состав углерода карбонатных пород усреднился и общий изотопный эффект оказался полностью стертым. Соотношения стабильных изотопов в вендской части разреза обсуждаются в специальном разделе.

Углерод и кислород. Данные по изотопному составу углерода и кислорода в карбонатных породах приведены в табл. 4. Изотопный состав кислорода в карбонатах по всем опробованным скважинам и интервалам довольно однороден и находится в большинстве случаев в пределах $25 \pm 2\%$, что характерно для нормальных осадочных карбонатов. Изотопный состав углерода в карбонатах довендских отложений тоже очень однороден. Обычно значения $\delta^{13}\text{C}$ не выходят за пределы $0-2\%$, что тоже отвечает изотопному составу углерода осадочных карбонатов. Эти данные находятся как будто бы в противоречии с обсужденными выше результатами, которые указывают на мощную эпигенетическую переработку пород. Приходится признать, что кислородная и углеродная системы в карбонатах более консервативны при вторичной переработке пород, чем стронциевая. Подобная выраженность изотопных эффектов стронция по сравнению с углеродом и кислородом была продемонстрирована на примере целого ряда разрезов верхнедокембрийских отложений [49] и в раннепалеозойских доломитах Восточных Альп [53].

Это обстоятельство открывает принципиальную возможность использовать изотопные данные по кислороду и углероду карбонатов для выяснения режимов осадконакопления и корреляции разрезов, над чем в последнее время увлеченно работают многие исследователи.

Вендская аномалия изотопного состава углерода. Равномерное распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ в верхнедокембрийских отложениях Катангской седловины имеет одно исключение. Оно приходится на карбонаты оскобинской свиты, которые были опробованы по скважинам 115 и 122 (табл. 4). В разрезе обеих скважин в верхах ванаварской и в нижней части оскобинской свит величины $\delta^{13}\text{C}$ близки к нулю, т. е. отвечают «нормальным» условиям образования карбонатов. В верхней части оскобинской свиты наблюдается резкий пик отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ вплоть до $-9,3$. Далее вверх по разрезу в пределах катангской и собинской свит они вновь приближаются к нормальным и остаются таковыми вплоть до усольской свиты нижнего кембрия.

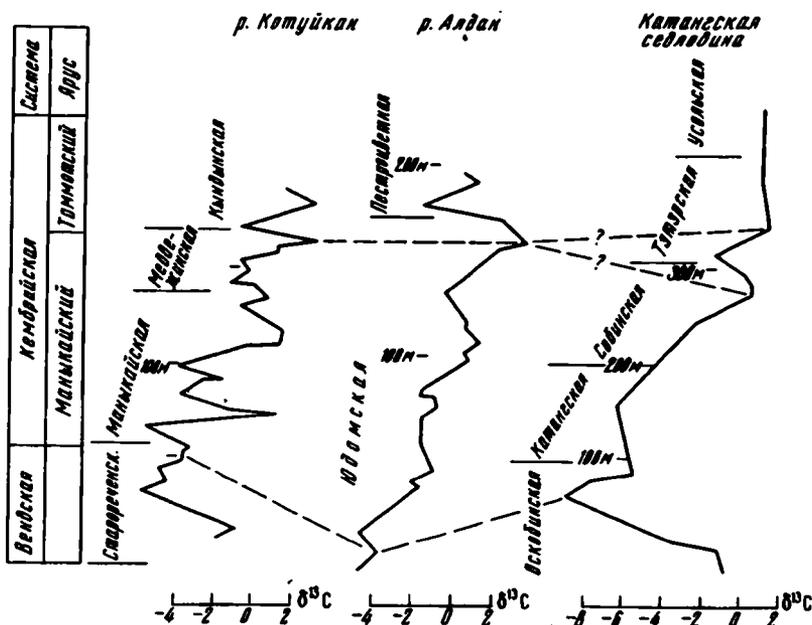
Изотопно-углеродная аномалия, приходящаяся на вендское время, отмечена на Сибирской платформе, в Восточной Гренландии, на о-ве Шпицберген [23, 60, 62] и, видимо, имеет глобальное значение. В табл. 3, 4 и на фиг. 11 видна обратная зависимость в изменениях изотопного состава углерода и серы в сульфатно-карбонатных отложениях оскобинской свиты. Это обстоятельство имеет, возможно, решающее значение для понимания природы изотопно-углеродной



Фиг. 11. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах и серы ангидридах в венд-нижекембрийских отложениях Катангской седловины. Условные обозначения см. на фиг. 2

аномалии. Как уже обсуждалось выше, утяжеление изотопного состава сульфатной серы может быть связано с процессами сульфатредукции, которые приводят к освобождению соответствующих количеств углекислоты, обогащенной легким изотопом углерода. Верхневендское — нижекембрийское время характеризовалось необычным в истории Земли накоплением эвапорита [14]. По-видимому, в этот же период геологической истории возникли крупные скопления органического вещества [51, 70]. Все это могло привести еще на стадии осадконакопления или позже к вспышке процессов сульфатредукции и выделению огромных количеств легкой углекислоты — продукта окисления органического вещества. Процесс этот мог в свою очередь привести к повышению концентрации углекислоты в атмосфере и, как следствие, к серьезным экологическим перестройкам.

Характерные изменения изотопного состава углерода на границе кембрия и докембрия могут быть использованы для межрегиональных стратиграфических корреляций. На фиг. 12 данные по Катангской седловине сопоставлены с другими разрезами Сибирской платформы — котуйканскому [22, 23] и алданскому [62], которые отстоят от катангского на 1000 и 1500 м на северо- и юго-восток соответственно. Точное сопоставление столь удаленных разрезов, конечно, затруднительно. Считается [37], что верхняя часть собинской свиты Катангской седловины сопоставляется с юрским подгоризонтом внутренних районов Сибири. Изотопные данные согласуются с таким предположением. По отрицательным



Фиг. 12. Сопоставление кривых изменения изотопного состава углерода в венд-нижнекембрийских разрезах Западного Прианбарья [23], р. Алдан [61] и Катангской седловины. Схема стратиграфического расчленения переходных толщ дана по [20]

аномалиям $\delta^{13}\text{C}$ оскобинская свита катангского разреза может быть сопоставлена со старореченской свитой западного склона Анабарского поднятия, возможно, с низами юдомской свиты в разрезе «Дворцы» на р. Алдане.

Верхи собинской и низы тэтэрской свит — уровень, на котором наблюдаются относительно устойчивые «нормальные», т. е. близкие к нулю, значения $\delta^{13}\text{C}$, — могут быть сопоставлены с верхами манькайской — медвежинской свитой в котуйканском разрезе и верхней третью юдомской свиты в алданском разрезе. Нижняя граница томмотского яруса, которая трассируется в котуйканском и алданском разрезах положительной изотопной аномалией, в Катангской седловине не охарактеризована кероновым материалом.

В определении нижней границы кембрия между различными исследователями существуют, как известно, серьезные разногласия, которые нашли отражение на фиг. 11 и 12. Согласно схеме, утвержденной МСК [27], граница между вендом и кембрием проводится по подошве томмотского яруса, как это показано на схеме (см. фиг. 11). На схеме фиг. 12 использована корректная, на наш взгляд, схема В. В. Миссаржевского, который предложил включить в состав нижнего кембрия еще один — манькайский ярус, характеризующийся древнейшим комплексом скелетных окаменелостей [20]. На севере Сибирской платформы, где расположены типовые разрезы манькайского яруса, появление первых скелетных окаменелостей практически совпадает с отрицательной изотопно-углеродной аномалией [23].

* * *

Рассмотренные материалы поднимают несколько принципиально важных вопросов. Первый из них касается возраста «рифейских» отложений Катангской седловины и, может быть, даже всей Сибирской платформы. Можно определенно сказать, что в настоящее время этот возраст изотопными методами не установлен.

В лучшем случае можно говорить о минимальном возрастном пределе, т. е. о времени существенных метаморфических или эпигенетических изменений пород. Хорошо известно, что изотопное датирование древних осадочных пород — дело чрезвычайно сложное, трудоемкое и ненадежное. Связано это с двумя главными обстоятельствами. Во-первых, всегда есть опасность заражения датируемых глинистых минералов терригенной примесью, следствием чего может быть получение удивительных дат. Во-вторых, датируемые породы могли быть изменены вторичными, эпигенетическими процессами, что обычно приводит к получению заниженных значений возраста. Наконец, действие и того и другого фактора может просто не дать возможности получить возрастную информацию. Разработаны специальные приемы предварительной обработки анализируемого материала [11, 29, 44, 45], но ни один из них в конечном счете не гарантирует, что полученные цифры отражают время осадконакопления или раннего диагенеза осадков.

Полученные нами изохронные зависимости отвечают двум этапам эпигенетического преобразования пород — 1300—1500 млн. лет. Естественно полагать, что образование осадков произошло ранее 1500 млн. лет и, следовательно, их стратиграфическое положение нуждается в коренном пересмотре. Другой важный вопрос касается масштабов вторичных химических преобразований пород. Следует полагать, что существуют или существовали природные процессы, которые вовлекают в химические преобразования огромные объемы пород. Преимущественно карбонатный состав мощных толщ довендских отложений Сибири делает эти породы чрезвычайно консервативными в отношении их химического и изотопного состава. С этим связана, возможно, однородность изотопного состава кислорода и углерода исследованных карбонатов. Только в изотопном составе стронция четко фиксируется миграция вещества из терригенных пород в карбонатные, которая привела к зараженности карбонатов радиогенным стронцием.

Широкомасштабная вторичная переработка пород проявилась ~1,5 млрд. лет назад. Она охватила, вероятно, всю толщу «рифейских» отложений. Высокие исходные концентрации стронция в карбонатах и огромные мощности последних в какой-то степени обеспечили сохранение участков разреза с изотопными отношениями стронция, близкими к исходным. Эти отношения оказались очень низкими (~0,704) и сходными с таковыми в породах того же стратиграфического уровня в котуйканском разрезе. Столь низкие изотопные отношения стронция невозможно согласовать с принимаемым для этих пород рифейским возрастом. К сожалению, точно определить их возраст не удастся, и можно указать только его вероятные пределы — 1500—2000 млн. лет. Судя по начальным изотопным отношениям стронция, их истинный возраст ближе к нижнему (2-миллиардному) пределу. На Алданском щите таким возрастом обладают метаосадочные породы Ханинского грабена [12] и удоканской серии [1, 35, 36, неопубликованные данные лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН]. Поэтому возникает вопрос, не являются ли так называемые «рифейские» отложения Сибирской платформы стратиграфическим аналогом нижнепротерозойских отложений Алданского щита. Если это так, то повсеместно отмечаемый на Сибирской платформе перерыв в подошве вендских отложений может достигать по времени 1 млрд. лет или более.

Мы осознаем, что входим здесь в труднопреодолимое противоречие с результатами стратиграфических исследований. Разрешение его потребует, очевидно, большой работы как с той, так и с другой стороны.

Еще один важный вопрос касается проблемы корреляции венд-нижнекембрийских отложений. Известный вблизи границы «протерозой — палеозой» резкий пик отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ обнаруживается и в разрезе Катангской седловины. Он может быть назван предманькайским [23] и является перспективным межрегиональным стратиграфическим репером. Мы полагаем, что на этот момент времени приходится выброс в атмосферу дополнительных количеств углекислоты — продукта окисления органического вещества. Эта важная проблема нуждается, конечно, в дальнейшем изучении.

Список литературы

1. *Бережная Н. Г., Бибикова Е. В., Сочава А. В. и др.* Изотопный возраст Чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 5. С. 1209—1219.
2. *Верхний докембрий/Под ред. Б. М. Келлера.* М.: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с.
3. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива//Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114—130.
4. *Виноградов В. И.* Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы//Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 244—274.
5. *Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
6. *Виноградов В. И., Буякайте М. И., Горощенко Г. Л. и др.* Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке//Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 930—936.
7. *Виноградов В. И., Чернышев Н. В.* Стандартные образцы и сверочные пробы для изотопно-геохронологических исследований//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 71—78.
8. *Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала.* М.: Наука, 1983. 183 с.
9. *Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока/Под ред. Л. Н. Овчинникова.* М.: Наука, 1980. 183 с.
10. *Горохов И. М., Семихатов М. А.* Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 87—109.
11. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Друбецкой Е. Р. и др.* Rb—Sr- и K—Ar-возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17—32.
12. *Горохов И. М., Тимофеев В. Ф., Бизунок М. Б. и др.* Rb—Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская зеленокаменная область)//Изотопная геохронология докембрия. М.: Наука, 1989. С. 110—126.
13. *Дук В. Л., Горохов И. М., Кицул В. И. и др.* Rb—Sr-возраст и генезис чарнокитов Усть-Иджекского массива (центральная часть Алданского щита)//Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 126—135.
14. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
15. *Клауэр Н.* Новый подход к Rb—Sr-датированию осадочных пород//Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 40—62 (перевод с издания 1979 г.).
16. *Копелювич А. В.* Особенности эпигенеза песчаников Могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 11. С. 28—43.
17. *Краевский Б. Г., Пустыльников А. М., Кринин В. А. и др.* Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Байкитской антеклизы//Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 103—110.
18. *Краевский Б. Г., Пустыльников А. М.* Строение и условия образования рифейских отложений Катангской седловины//Методика поисков и условий формирования нефтегазоносных отложений Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 95—105.
19. *Мельников Н. В.* Корреляции подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы//Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 29—41.
20. *Миссаржевский В. В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия//Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 443. 237 с.
21. *Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолов Е. С. и др.* Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона//Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 87—110.
22. *Покровский Б. Г., Виноградов В. И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Ахабарского поднятия (р. Котуйкан)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245—1250.
23. *Покровский Б. Г., Миссаржевский В. В.* Изотопная корреляция переходных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы//Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 6. С. 768—771.

24. Пустыльников А. М., Богданова В. Н., Вакуленко Л. Г. Литология и условия формирования карбонатов оскобинской свиты//Сб. науч. тр. СО АН СССР. Ин-т геол. и геофиз. 1989. С. 105—117.
25. Пятилетов В. Г. Микрофоссилии из позднедокембрийских отложений, вскрытых ванаварской скважиной (Западная часть Сибирской платформы)//Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Западной Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1980. С. 71—76.
26. Пятилетов В. Г. Микрофоссилии позднего докембрия Катангской седловины и сопредельных территорий (Западная часть Сибирской платформы)//Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: Изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1986. С. 129—164.
27. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
28. Семихатов М. А., Горохов И. М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение I. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 3—26.
29. 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.
30. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирской гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
31. Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов Е. М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3—13.
32. Сердюченко Д. П. О происхождении апатитовых месторождений//Рудные элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 11—29.
33. Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитосодержащие метаморфические производные//Геология докембрия. Докл. сов. геологов на XXIV сес. МГК. Пробл. 1. Л.: Наука, 1972. С. 31—41.
34. Соколов Д. Д., Булкайте М. И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронологии//Эволюция системы «кора — мантия». М.: Наука, 1986. С. 207—217.
35. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
36. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
37. Хаментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Пятилетов В. Г. Основные проблемы стратиграфии доусольских отложений внутренних районов Сибирской платформы//Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 3—11.
38. Шенфиль В. Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
39. Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области//Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. 1962. Вып. 12. № 310. С. 147—160.
40. Щербак Н. П., Бибикова Е. В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР//Геология докембрия. 27-й МГК. Секция С.05. Наука, 1984. Т. 5. С. 3—14.
41. Asmerom Y., Jacobsen S. B., Knoll A. H. et al. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: Implications for crustal evolution//Geochim. et cosmochim. acta. 1991. V. 55. P. 2883—2894.
42. Brown J. S. Sulfur isotopes of Precambrian sulfates and sulfides in the Grenville Series of New York and Ontario//Econ. Geol. 1973. V. 68. № 3. P. 362—370.
43. Burke W. H., Denison R. E., Hetherington E. A. et al. Variation seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time//Geology. 1982. № 10. P. 516—519.
44. Chukhrov F. V., Vinogradov V. I., Ermilova L. P. On the isotopic sulfur composition of some Precambrian strata//Mineral Deposita. 1970. № 5. P. 202—222.
45. Clauer N. Rb—Sr and K—Ar dating of Precambrian clays and glauconites//Precamb. Res. 1981. V. 15. № 3—4. P. 333—352.
46. Clauer N. The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties//Mineral dating in Stratigraphy, Chichester etr. Wiley and Sons, 1982. P. 245—276.
47. Derry L. A., Kaufman A. J., Jacobsen S. B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes//Geochim. et cosmochim. acta. 1992. V. 56. P. 1317—1329.

48. Derry L. A., Keto L. S., Jacobson S. B. et al. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1989. V. 53. № 9. P. 2331—2339.
49. Derry L. A., Jacobsen S. B. The Nd and Sr isotopic evolution of Proterozoic seawater//*Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. № 4. P. 397—400.
50. DePaolo D. J., Ihgram B. L. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes//*Science.* 1985. V. 227. P. 938—941.
51. Edgell H. S. Proterozoic salt basins of the Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation//*Proterozoic Petroleum. Precamb. Res.* 1991. V. 54. № 1. P. 1—14.
52. Friedman J., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest//*Data of Geochemistry.* Washington: Printing Office, 1977. P. 1—11.
53. Frimmel H. E., Papesch W. Sr, O and C isotope study of the Brixlegg Barite deposit, Tyrol (Austria)//*Econ. Geol.* 1990. V. 85. P. 1162—1171.
54. Fuchtbauer H. Clastic sediments — lithification and diagenesis//*The Encyclopedia of sedimentology.* Strasbourg, 1978. P. 132—136.
55. Gao G., Land L. S. Geochemistry of Cambro-Ordovician Arbuckle limestone, Oklahoma: implications for diagenetic ^{18}O alteration and secular ^{13}C and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1991. V. 55. P. 2911—2920.
56. Gerstenberger H., Herrmann M. Report on the Intercomparison for the Isotope Standards Limestone KH-2 and Polyethylene Foil PEF1//*Preprint ZFI-25.* Leipzig, 1982. 19 p.
57. Goldstein S. J., Jacobsen S. B. The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implication on the sources of Nd and Sr in seawater//*Chem. Geol.* 1987. V. 66. № 3/4. P. 245—272.
58. Hess J., Bender M. L., Schilling J. G. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Grotaceous to Present//*Science.* 1986. V. 231. № 4741. P. 979—984.
59. Hodell D. A., Mead G. A., Mueller P. A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to Present): Implication for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans//*Chem. Geol.* 1990. V. 80. № 4. P. 291—307.
60. Knoll A. H., Hayes J. M., Kaufman A. J. et al. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland//*Nature.* 1986. V. 321. № 6073. P. 832—838.
61. Koepnick R. B., Denison R. E., Burke W. H. et al. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ //*Chem. Geol.* 1990. V. 80. № 4. P. 327—349.
62. Magaritz M., Holser W. T., Kirschvink J. L. Carbon-isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform//*Nature.* 1986. V. 320. P. 258—259.
63. Moldovanyi E. P., Walter L. M., Brannon J. C., Podosek F. A. New constraints on carbonate diagenesis from integrated Sr and S isotopic and rare earth element data, Jurassic Smackover Formation, US. Gulf. Coast: a reply//*Appl. Geochem.* 1992. V. 7. P. 93—97.
64. Mountjoy E. W., Qing H. Strontium isotopic composition of Devonian dolomites, Western Canada Sedimentary Basin: significance of source of dolomitizing fluids//*Appl. Geochem.* 1992. V. 7. P. 59—75.
65. Palmer M. R., Edmond J. H. The strontium isotope budget of the modern ocean//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. № 1. P. 11—26.
66. Peat C. J., Muir M. D., Plumb K. A. et al. Proterozoic microfossils from the Roper Group, Northern Territory, Australia//*B. M. R. J. Austral. Geol. Geophys.* 1978. V. 3. № 1. P. 1—17.
67. Richter F. M., Rowley D. B., DePaolo D. J. Sr isotopic evolution of seawater: the role of tectonics//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. № 1/2. P. 11—24.
68. Rosenbaum J., Sheppard S. M. F. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. V. 5. P. 1147—1150.
69. Show H. F., Wasserburg G. J. Sm—Nd in marine carbonates and phosphates: Implication for Nd isotopes in seawater and crustal ages//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. V. 49. P. 508—518.
70. Surkov V. S., Grishin M. P., Larichev A. I. et al. The Riphean sedimentary basins of the Eastern Siberia Province and their petroleum potential//*Proterozoic Petroleum. Precamb. Res.* 1992. V. 54. P. 37—44.
71. Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time//*Annual Rev. Earth. and Planet. Sci.* 1989. V. 17. P. 141—167.
72. Veizer J., Compston M., Clauer N., Schidlowski M. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic Carbonates: evidence for a «mantle» event at 900 m. a. ago//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. V. 47. № 2. P. 295—302.

73. *Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. V. 40. № 8. P. 905—914.
74. *Veizer J., Hoefs J., Lowe D. R., Thurston P. C.* Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean seawater//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1989. V. 53. P. 859—871.
75. *Vinogradov V. I.* The isotopic composition of sulphur as a factor indicating constancy of its cycling circulation in time//*Chem. Geol.* 1972. V. 10. P. 99—106.
76. *Wade W. J., Moore Ja. C. H., Sassen R.* New constraints on carbonate diagenesis from integrated Sr and S isotopic and rare earth element data, Jurassic Smackover Formation, U. S. Gulf Coast//*Appl. Geochem.* 1992. V. 7. P. 87—91.
77. *Winogradov W. I., Schanin L. L.* Zur Frage der Variation der Schwefelisotopen Zusammensetzung in den alten Ozeanen//*Z. Angew. Geol.* 1969. Bd. 15. Hft. 1. S. 33—36.
78. *York D.* Least squares fitting of a straight line//*Canad. J. Phys.* 1966. V. 44. P. 1079—1086. ✓

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
12.III.1993

УДК 551.351:551.762(479)

© 1994 Гаврилов Ю. О.

НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЙ ДЕЛЬТОВЫЙ ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА.

СООБЩЕНИЕ 1. СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Рассмотрены условия осадконакопления при формировании мощной терригенной толщи дельтового осадочного комплекса, образованного крупной палеореккой в северо-восточной части ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа. Показано, что для дельтовых отложений характерна циклическая структура; крупные циклы возникали в результате влияния на осадочный процесс периодических трансгрессий, которые сменялись эпизодами выдвижения дельты в водоем. Обсуждены условия образования различных структурных и текстурных особенностей отложений.

Изучение строения и эволюции дельтовых осадочных комплексов имеет важное значение как для установления общих закономерностей их формирования, так и для выяснения истории геологического развития конкретных регионов, к которым эти комплексы приурочены. В этом отношении мощная (многокилометровая) толща дельтовых отложений Северо-Восточного Кавказа представляет большой интерес, так как отражает динамику смены осадочных обстановок на протяжении достаточно длительного времени, происходившей на фоне развития крупного осадочного бассейна Большого Кавказа на раннеальпийском этапе его существования.

Различные аспекты строения ниже- и среднеюрских толщ Дагестана, и прежде всего угленосных, рассматривались многими геологами [1, 4, 9, 11, 13, 16, 19 и др.], но наиболее детальные и комплексные исследования верхнетюрских-ааленских отложений были проведены В. Т. Фроловым [17, 18], который реконструировал условия их формирования, показав большую роль древней дельты в образовании некоторых осадочных интервалов.

Литолого-фациальные исследования более древних лейасовых отложений до недавнего времени не проводились, что в значительной мере было обусловлено отсутствием для них надежной стратиграфической схемы. Вместе с тем эта часть толщи также формировалась под влиянием дельты палеореки, определявшей характер осадконакопления на всей территории Дагестана и сопредельных областей. Проведение литолого-фациальных исследований стало возможным после разработки в 80-х годах детальной стратиграфической схемы для J_{1-2} Северо-Восточного Кавказа [10, 14], используемой нами в настоящей работе.

При осуществлении литолого-фациальных реконструкций помимо изучения вертикальных разрезов требуются наблюдения за поведением тех или иных осадочных единиц на более или менее широкой территории. В этом отношении анализ отдельных частей разреза мог быть проведен с различной степенью достоверности: нижнетюрские отложения вскрываются только в глубоком ущелье р. Аварское Койсу и небольшая их часть — в ущелье р. Андийское Койсу, в то время как верхнетюрские и более молодые отложения прослеживаются на значительной площади.

Основным районом проведения детальных литологических исследований были

бассейны р. Аварское Койсу, где развит наиболее полный разрез J_{1-2} , и р. Каракойсу (средний тоар — аален); в других районах изучались разрезы отдельных свит (реки Самур, Рубас-чай, Курах-чай, хр. Сала-тау, р. Андийское Койсу и др.).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ В КОНЦЕ ТОАРА — НАЧАЛЕ ААЛЕНА

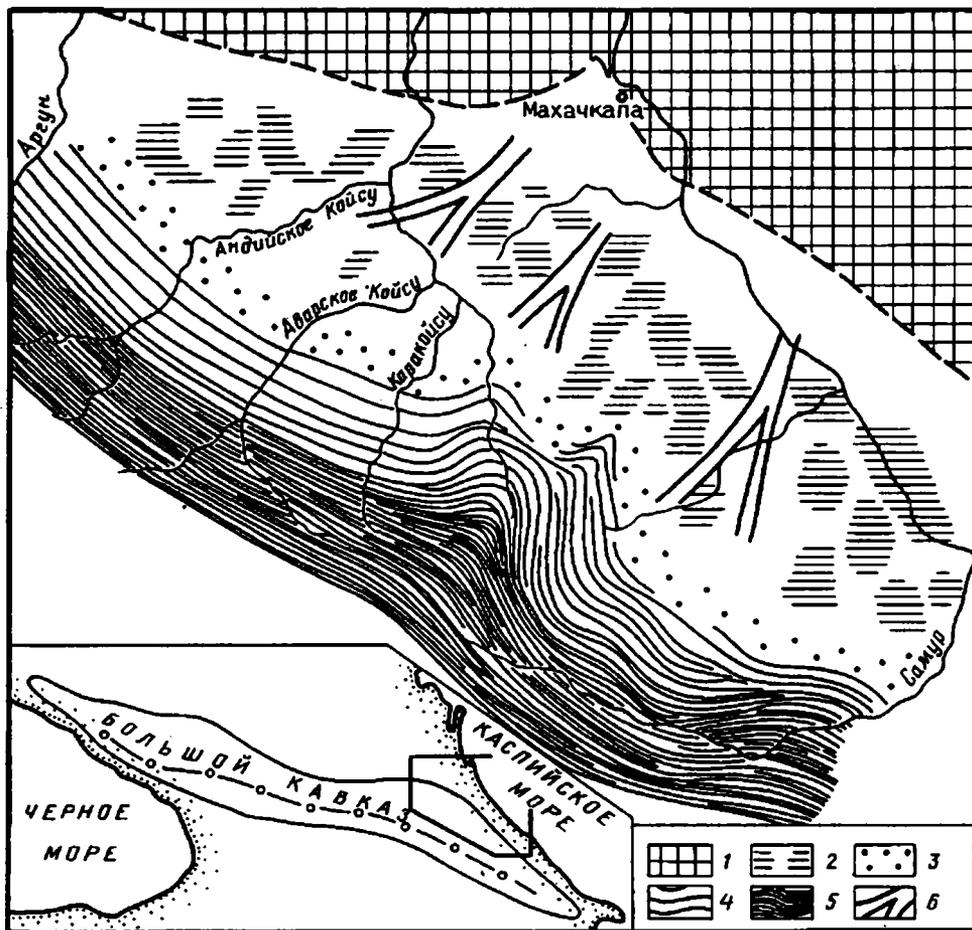
Целесообразно предварить изложение наших исследований краткой характеристикой дельты для периода ее наибольшего выдвижения в сторону моря в конце позднего тоара — раннем аалене (фиг. 1) [17]. Для этого времени отмечено максимальное развитие на территории дельты площадей угленакопления. По оценкам В. Т. Фролова, площадь угленосных отложений составляет не менее 20 000 км² (ныне обнажена только треть ее), что сопоставимо с площадью дельты современной Волги. Угленосные отложения накапливались в обстановке надводной дельты и приморской равнины. Причем область дельтового осадконакопления как бы разделялась на две части крупным морским заливом (Хосрексским), на что указывает резкий перегиб фациальных границ в районе бассейна реки Казикумухское Койсу. Важно отметить, что вблизи юго-западной границы области распространения угленосных горизонтов развиты песчаные отложения (песчанистость до 90—95%), которые относительно узкой полосой (5—20 км) протягиваются с юго-востока на северо-запад через весь Дагестан (см. фиг. 1). Они слагали прибрежный песчаный барьер. Положение барьера на фациальном профиле и совокупность многочисленных литологических свидетельств позволяют определить условия его формирования как обстановку сильных прибрежных течений, баров, пересыпей, кос, отмелей, пляжей, а также низовий дельтовых протоков [17]. Осадки накапливались преимущественно в субаквальной обстановке, но в мелководных условиях. К юго-западу эти отложения сменяются уже типичными морскими.

Обратим внимание на то, что осадки прибрежного песчаного барьера образовывались под влиянием, с одной стороны, мощных потоков, обусловленных стоком речных вод, а с другой — волн и вдольбереговых течений. Взаимодействие этих процессов, каждый из которых играл существенную роль в поставке и переработке осадочного материала, обусловило как общую конфигурацию дельты, так и внутреннее строение образованной толщи. В соответствии с классификацией дельт [8, 20], основанной на соотношении различных гидродинамических процессов, дагестанскую дельту можно отнести к дельтам областей взаимодействия флювиальных и волновых процессов. Несмотря на то что со временем характер дельты мог в некоторых отношениях меняться, в общих чертах ее тип был, видимо, тем же на протяжении большей части лейаса.

Накопление осадков наземной дельты и ее подводной части (авандельты) происходило на фоне интенсивного и неравномерного погружения ложа водоема, а также короткопериодных эвстатических колебаний уровня моря. Соотношение этих факторов влияло на положение дельты на площади, обуславливая ее отступление или выдвижение в сторону моря, что определяло характер осадконакопления в регионе.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ТОАР-ААЛЕНСКОЙ ТОЛЩИ

Для тоар-ааленской толщи характерна цикличность строения (фиг. 2, 3) — выделены циклы не менее трех порядков. Наиболее крупные циклы (1-го порядка), достигающие мощности в несколько сотен метров (см. фиг. 3, а — в) (а в некоторых случаях превышающие 1 км) и прослеживающиеся на широкой площади, служат естественной основой для расчленения толщи на свиты или подсвиты. Эти циклы построены сходным образом: в нижней части в основном преобладают глинистые отложения, которые содержат относительно редкие и маломощные

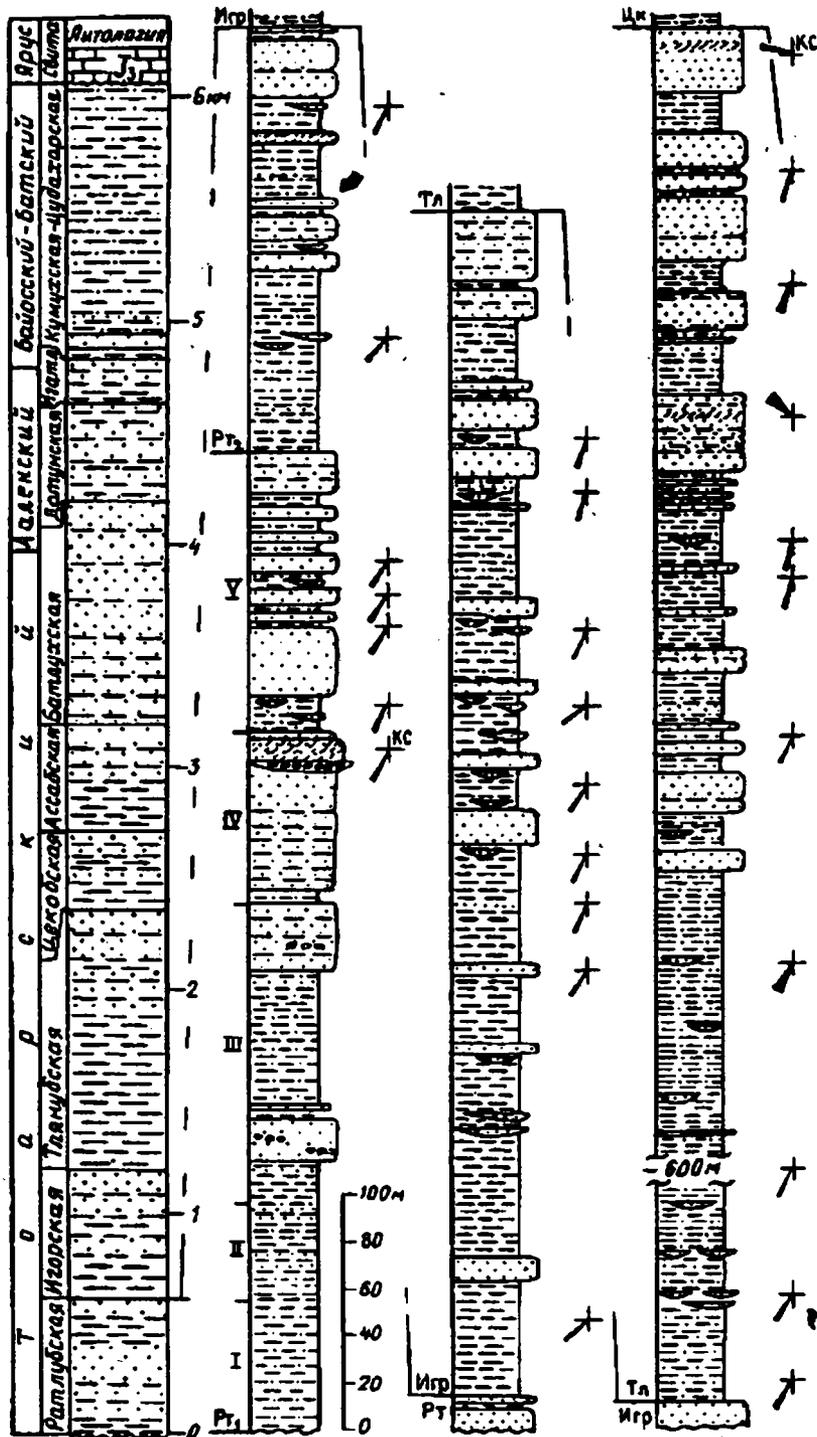


Фиг. 1. Палеогеографическая схема дагестанской дельты позднеоарского — раннеааленского времени (по [17] с изменениями автора) и местонахождение отложений дельтового комплекса в современной структуре Большого Кавказа

1 — суша; 2 — дельтовая равнина; 3 — зона песчаного бара; 4 — область подводной части дельты (авандельта); 5 — глубоководная часть бассейна; 6 — предполагаемое положение рукавов дельты

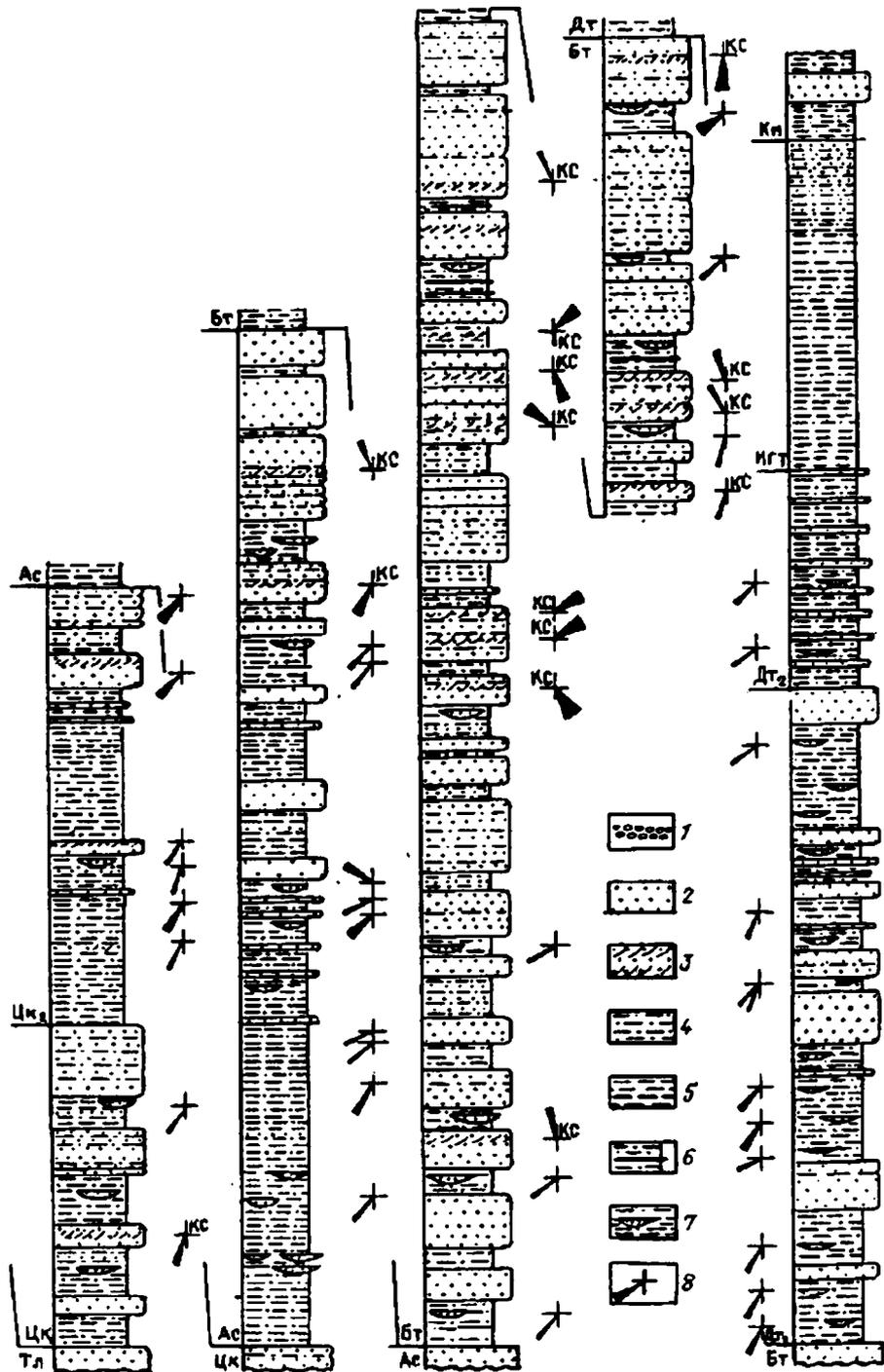
горизонты песчаников; выше по разрезу число песчаных горизонтов увеличивается и возрастает их мощность при одновременном сокращении доли глинистых отложений, т. е. верхние части циклов существенно опесчаниваются. Таким образом, для циклов характерен более или менее отчетливо выраженный регрессивный тип строения. Образование циклов 1-го порядка связано с периодическими проявлениями интенсивного прогибания ложа водоема и компенсационным заполнением возникавших объемов осадками дельты и преимущественно ее подводной части — авандельты.

Внутри этих циклов обычно достаточно отчетливо выделяются циклы 2-го порядка, мощность которых колеблется от 10 м до нескольких десятков метров. Для них также характерен регрессивный тип строения (см. фиг. 3, г — е). Начинаются циклы преимущественно глинистыми и глинисто-алевритовыми отложениями, которые выше по разрезу сменяются пачками переслаивания глинисто-алевритовых и песчаных пластов и линз, иногда приобретающих флишеидный облик. Как правило, песчаные тела залегают на подстилающих отложениях со следами размыва, т. е. их подошва обычно имеет отчетливо эрозионный

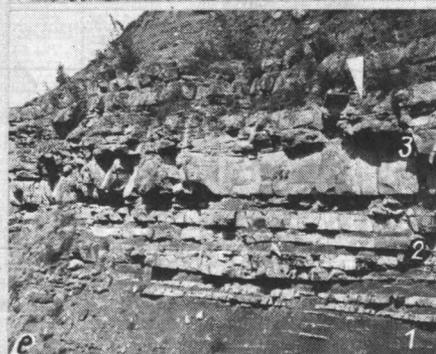
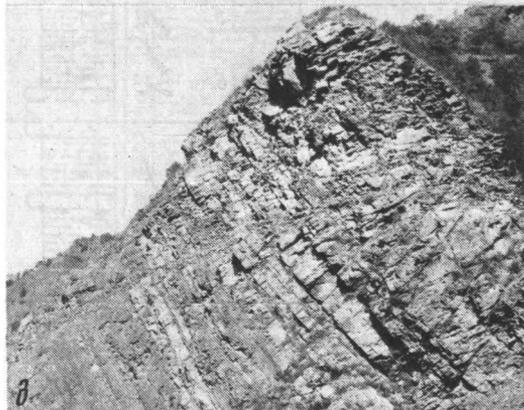
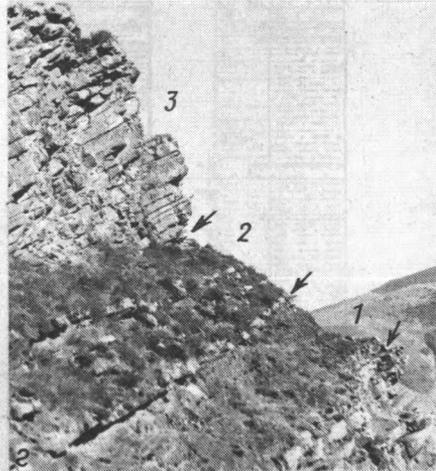
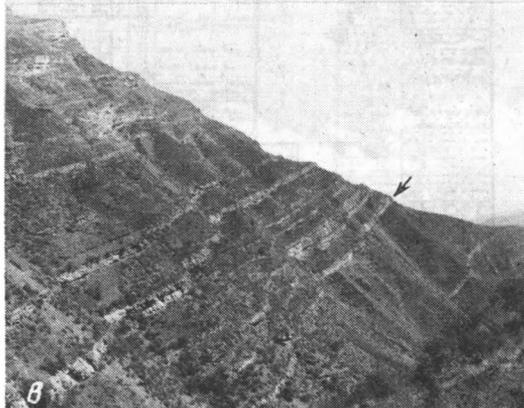
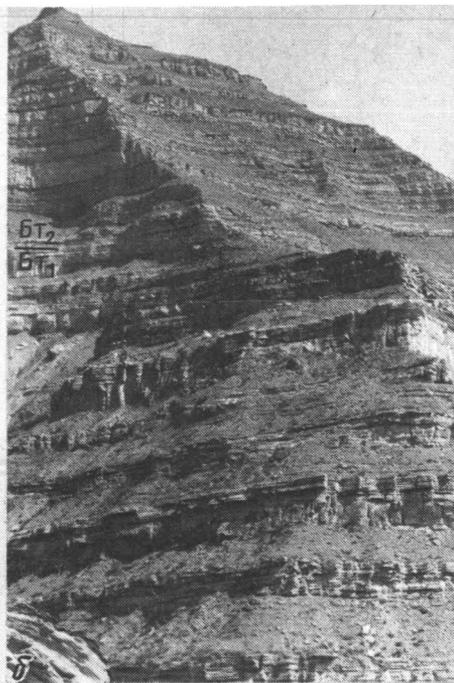


Фиг. 2. Общее строение верхнекавказской—среднекавказской толщи Центрального Дагестана (р. Аварское Койсу) и структура тоар-ааленских свит

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — песчаники с однонаправленной косою слоистостью; 4 — преимущественно алевритовые породы; 5 — преимущественно глинистые породы; 6 — гласты углей



и углистых аргиллитов; 7 — желобообразные песчаные тела, залегающие в глинисто-алевролитовых отложениях; 8 — направление палеопотоков, измеренные по ориентации желобообразных песчаных тел; замеры, полученные по направлению наклона косых слоев в горизонтах с однонаправленной кривой слоистостью, обозначены индексом КС. Свиты: Рт — ратлубская, Игр — игорская, Тл — тля-лубская, Цк — цекобская, Ас — ассабская, Бт — батлубская, Дт — датунская, Игт — игатлинская, Км — кумухская

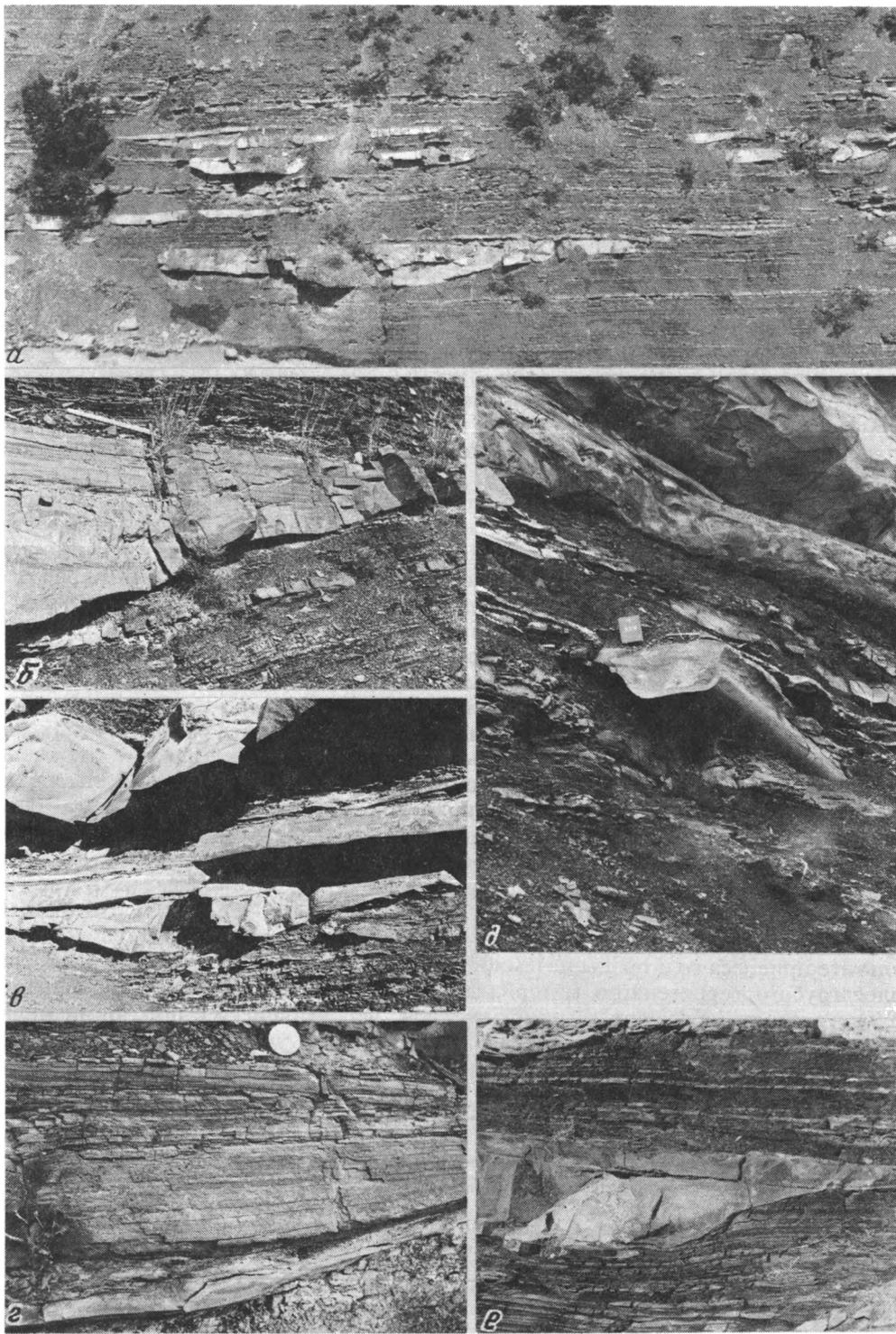


характер. К интервалам переслаивания часто бывают приурочены имеющие желобообразную форму песчаные тела (фиг. 4), ось которых ориентирована в юго-западном направлении, т. е. примерно вкост простирания склона палеоводоёма. По строению и характеру залегания песчаных пластов и линз можно судить об осадконакоплении в условиях довольно активной гидродинамики и об их образовании в результате неоднократных импульсов поставки песчаного материала, сопровождавшихся, как правило, частичным размывом ранее отложенного осадка. Венчают циклы горизонты песчаников, в которых могут выделяться интервалы как массивных разностей, так и распадающихся на отдельные пласты. Слоистость в них преимущественно горизонтальная или пологая косая, но встречаются также пачки пластов с однонаправленной косой слоистостью (см. фиг. 3, *е*). Эти песчаники образовывались также в условиях активной гидродинамики [3, 15]. Соотношение нижней, средней и верхней частей цикла в конкретных случаях могут существенно варьировать; возможно также иногда выпадение из разреза отдельных элементов циклов. Вместе с тем общая их структура устойчиво сохраняется по всему разрезу тоар-ааленской толщи. Образование циклов этого типа связано с выдвиганием в более мористые участки водоёма зон песчаного осадконакопления, в частности с проградацией или латеральной миграцией песчаных лопастей.

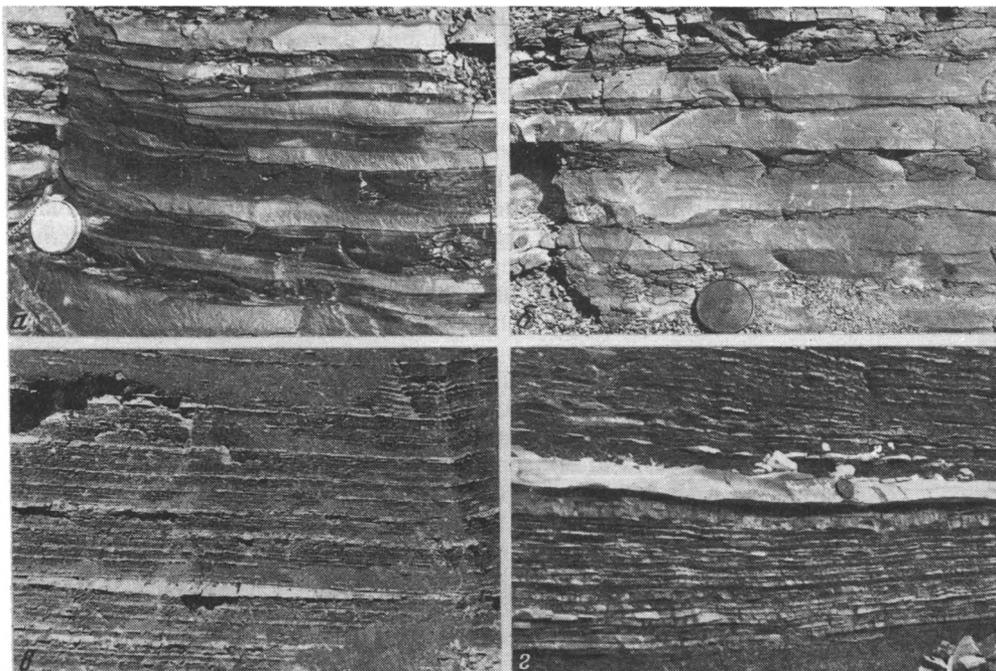
Наконец, наиболее мелким седиментационным проявлением цикличности является тонкий и частый переслой алевритовых и глинистых слоёв мощностью от долей до нескольких сантиметров (фиг. 5). Внутри этих элементарных циклов часто наблюдается градационная структура — относительно плавный переход от залегающих в основании цикла алевритовых слоёв к глинистым; в то же время алевритовые слоёв налегают на глинистые предыдущего цикла по резкой, иногда отчетливо эрозионной границе. Соотношение мощности глинистых и алевритовых слоёв в переслое может меняться. Цикличность этого рода характерна для большей части тоар-ааленской толщи Северо-Восточного Кавказа. На ее фоне более мелкие циклиты не выделяются. Вне области развития отложений дагестанской дельты (в более западных частях Северного Кавказа) отложения этого типа либо отсутствуют, либо слагают относительно небольшие интервалы. Учитывая приуроченность подобных циклитов к области авандельты, а также отсутствие более мелкой цикличности, нам представляется возможным связывать ее образование с периодическими годовыми сезонными (паводковыми) изменениями в составе взвеси, выносившейся дагестанской рекой в водоём, т. е. эти отложения можно рассматривать как ритмиты [3, 12]. Они являются как бы фоновыми отложениями, на которые накладываются слои, образующиеся в результате привноса со стороны наземной дельты сравнительно активными потоками более грубого терригенного материала (см. фиг. 5, *в*). В пачках флюидного облика ритмиты образуют «глинистые» слои, чередующиеся с прослоями мелкозернистых песчаников. В относительно мелководных участках авандельты, приближенных к наземной части дельты, алевритовый материал часто преобладал, а в результате переработки волнением и вдольбереговыми течениями алевритовые слои приобретали линзовидный облик (см. фиг. 5, *з*).

Фиг. 3. Осадочные циклы, выделяемые в ниже- и среднеюрской толще Дагестана

а — в — циклы 1-го порядка: *а* — строение игорской (Игр) свиты, внизу песчаниковый горизонт в кровле ратлубской (Рт) свиты; *б* — строение батлукской (Бт) свиты; *в* — строение тлянубской свиты — верхи нижней глинистой толщи, переходная часть (граница между ними отмечена стрелкой) и низы верхней песчаниковой толщи; *г — е* — строение циклов 2-го порядка: *г* — цикл из верхней части игорской свиты (на фиг. *а* его положение отмечено стрелкой); *1—3* — части цикла (*1* — нижняя глинистая, налегающая на песчаники в кровле предыдущего цикла, *2* — средняя — переслаивание песчаных и глинисто-алеваитовых пластов и линз, *3* — песчаники в кровле цикла, мощность цикла ~20 м (стрелками отмечены границы между частями цикла); *д* — цикл в кровле ратлубской свиты (р. Темир-ор); *е* — цикл из нижней части цекобской свиты: *1* — нижняя глинистая часть, *2* — переслаивание пластов глинистых и песчаных пород, *3* — песчаники верхней части цикла; стрелкой отмечен пласт с однонаправленной косой слоистостью



Фиг. 4



Фиг. 5. Строение глинисто-алевритовых отложений из разных частей лейас-ааленской толщи
 а — ратлубская свита; б, в — цекобская свита; г — датунская свита; глинисто-алевритовые отложения, накопившиеся в относительной близости к наземной части дельты

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Наиболее древним членом тоарского разреза ¹ является *ратлубская свита*, возраст которой по редким находкам аммонитов определяется как нижнетоарский и примерно соответствует зоне *H. falcifer* [14]. Свита состоит из двух циклов первого порядка (соответствуют двум подсвитам), мощностью в стратотипическом разрезе 380—400 и 190—200 м. Особого внимания заслуживает нижнератлубская подсвита, так как для нее характерен наиболее полный набор отложений, образовывавшихся в разнообразных обстановках осадконакопления. В разрезе подсвиты можно выделить несколько частей (снизу вверх), существенно отличающихся друг от друга по строению (см. фиг. 2).

I. В основании разреза залегает толща (видимая мощность ~60 м), представленная переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных слоев. Для песчаников характерна пологая косая слоистость, на кровле пластов нередко следы ряби, встречаются включения мелкой гальки кварца и продуктов размыва местных осадочных пород, отпечатки листьев и стеблей наземных растений; мощность

Фиг. 4. Желобообразные песчаные тела из разных частей лейас-ааленской толщи

а, б — тлянубская свита (а — горизонт с песчаными линзами, которому в области, более приближенной к наземной части дельты, соответствует горизонт песчаников; б — одиночная линза, длина молотка 0,6 м); в — цекобская свита, мощность линзы 0,45 м; г — игорская свита, линза состоит из серии индивидуальных слоев (~30), диаметр крышечки объектива 4 см; д, е — датунская свита (размер полевого дневника 10×15 см)

¹ Контакт ратлубской свиты с более древними верхнеплинсбахскими отложениями тектонический; достоверных стратиграфических контактов пока не установлено.

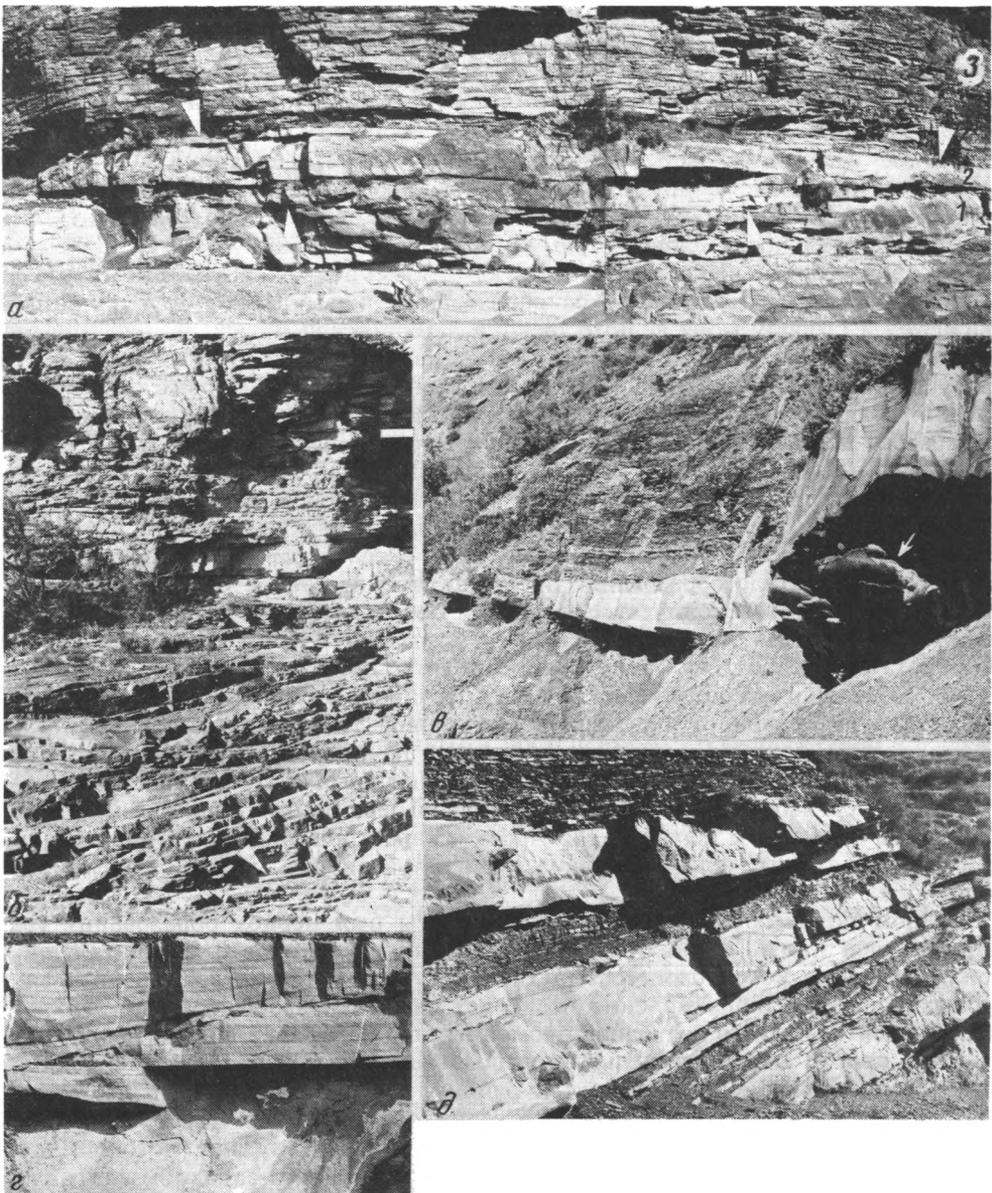
песчаных пластов (от нескольких сантиметров до 0,5 м) по простиранию может изменяться. В этой толще широко распространены следы активной биотурбации осадков.

II. Толща (мощность 35—40 м) состоит из двух неполных циклов 2-го порядка, в которых отсутствуют верхние песчаные горизонты: в основании циклов аргиллиты с тонкими (несколько миллиметров) линзочками алевроитового материала сменяют подстилающие отложения по резкой границе; выше они переходят в переслой аргиллитов и алевролитов (по несколько сантиметров), и венчается цикл пачкой переслаивания в свою очередь по резкой границе перекрываются основанием следующего цикла, построенного аналогично. Слоистость в песчаниках в основном горизонтальная, на кровле пластов иногда встречаются следы ряби, отмечены ходы илоедов.

III. Отложения этого интервала образуют два полных цикла 2-го порядка: в основании — пачки глинисто-алевритового переслоя, в средней части — линзовидные прослои и пласты песчаников часто с эрозионной подошвой, и наконец, венчаются они мощными (25—30 м) горизонтами песчаников, мелко- и среднезернистых, обычно хорошо отсортированных; слоистость пологая косая или горизонтальная. Выделяются как интервалы массивных песчаников, так и распадающиеся на пласты (до 1—1,5 м), которые иногда разделяются прослойками глинисто-алевритового материала. В песчаниках часто встречаются линзовидные прослои (до 10—20 см) мелкогалечниковых конгломератов, залегающих на разных уровнях, а также включения гальки в песчаниках вне этих линз. Галька в основном представлена кварцем, кварцитами, эффузивными породами, реже кристаллическими сланцами. Аналогичные песчаники характерны и для остальной части свиты.

IV. В верхней, преимущественно песчаниковой части подсвиты особое место занимает крупный цикл, выделяющийся по своему строению среди остальных. Начинается он пачкой (11 м) глинисто-алевритового переслоя, который в верхней части сменяется чередованием глинисто-алевритовых и песчаных пластов. Выше залегают пачка (~35 м) преимущественно песчаных отложений, содержащая на нескольких уровнях прослои глинисто-алевритовых пород; перекрывается она песчаниками хорошо отсортированными, без глинистых прослоев (~15 м) (фиг. 6, а, 1). На эти песчаники по резкой эрозионной границе налегает крупная линза мощностью до 5 м, прослеживающаяся по простиранию не менее чем на 100 м (см. фиг. 6, а, 2), и сложенная гравелитами, мелкогалечниковыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Внутри линзы выделяется несколько уровней с однонаправленной косой слоистостью, с наклоном слоев в юго-западном направлении. Над этой линзой — пачка крупнозернистых песчаников (10 м), для которых характерна многоэтажная однонаправленная косая слоистость (см. фиг. 6, а, 3; б); направление наклона косых слоев 230° Ю-З; мощность отдельных пластов с однонаправленной косой слоистостью достигает 1,2 м, но в верхней части интервала она сокращается до первых дециметров. Завершается этот цикл пачкой (~4 м) горизонтально-слоистых песчаников, налегающих на подстилающие отложения по отчетливой эрозионной границе. В свою очередь они сменяются глинисто-алевритовыми отложениями основания следующего цикла.

V. В верхней части нижнератлубской подсвиты (100—110 м) выделяется около семи циклов, в которых мощность песчаниковых горизонтов варьирует от 5 до 30 м и в целом уменьшается вверх по разрезу; в этом же направлении усиливается их расщепление на отдельные пласты, разделяемые глинистыми прослойками. Для песчаников характерна горизонтальная или пологая косая слоистость, в гранулометрическом отношении они мелко- или среднезернистые. Кровля нижнератлубской подсвиты резкая: на песчаники верхнего горизонта налегают глинисто-алевритовые отложения основания верхнератлубской подсвиты со следами интенсивной биотурбации осадков.



Фиг. 6. Строение фрагментов авандельтовой толщи

а — гравелитово-конгломератовая линза, отмеченная стрелками (2), налегающая на полого- и горизонтальнослоистые песчаники (1) и перекрываемая пачкой крупнозернистых песчаников с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью (3); *б* — песчаник с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью; граница с вышележащей пачкой горизонтально- и пологокосослоистых песчаников отмечена риской; длина молотка (отмечен стрелкой) 0,6 м; *в* — пласт песчаника с изменяющейся по простиранию мощностью, образованный зерновым потоком; на подошве — текстуры внедрения в подстилающие глинистые осадки (отмечены стрелкой); под пластом — отложения гомогенизированные, над ним — сохранили отчетливую осадочную слоистую структуру; *г* — пласт песчаника, образованный в результате нескольких импульсов поставки песчаного материала, со следами размыва ранее накопленных осадков; *д* — расщепляющиеся по простиранию песчаниковые пласты, образованные вследствие нескольких импульсов поставки песчаного материала

Верхнератлубская подсвета по строению в целом аналогична нижней части нижнератлубской подсветы и соответствует пачкам I—III (см. фиг. 2).

В более южных разрезах ратлубской свиты, т. е. отложения которых образовались в более мористых частях бассейна, структура свиты сохраняется, возрастает мощность глинистых интервалов, разделяющих песчаниковые горизонты; последние становятся менее монолитными, часто распадаются на отдельные пласты, разделяемые глинисто-алевритовыми прослоями; в песчаниках сокращается число линзовидных прослоев конгломератов; отсутствуют горизонты с однонаправленной косою слоистостью.

Строение свиты, вещественный состав отложений, их структурно-текстурные особенности свидетельствуют о ее образовании в результате постепенного выдвигания в сторону моря дельты древней дагестанской реки. Нижние горизонты нижнератлубской свиты (пачка I) накапливались в обстановке сравнительно неглубокого водоема, очевидно его шельфовой части [15]. Первые свидетельства начала выдвигания дельты связаны с образованием нижних редуцированных циклов без песчаниковых горизонтов в их верхней части (пачка II). Появление в разрезе первого цикла с мощным песчаниковым горизонтом указывает на существенное продвижение в сторону моря песчаной лопасти или даже всего фронта дельты. После этого мощного импульса поставки песчаного материала в водоем накопление песчаных отложений резко сократилось и в течение некоторого времени происходило образование преимущественно глинисто-алевритовых осадков, при подчиненном количестве песчаных. Изменение условий осадконакопления могло быть связано либо с временным отступлением зоны дельтовой песчаной седиментации, либо (если выдвигание дельты происходило отдельными лопастями) со смещением области накопления песчаного материала в смежные районы вследствие латерального перемещения песчаной лопасти. В дальнейшем, когда фронт дельты заметно выдвинулся вперед, начался этап преимущественного песчаного осадконакопления (пачки IV и V). Песчаный материал, поставлявшийся в водоем, перерабатывался волнением и вдольбереговыми течениями, что обусловило его в основном хорошую сортировку, характер слоистости (горизонтальная или пологая косоя), наличие знаков ряби, линзовидные прослои конгломератов и др.

Этапом максимального выдвигания дельты был период образования гравелит-галечной линзы и пачки крупнозернистых песчаников с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью (пачка IV). Отсутствие достоверных следов субаэрального осадконакопления позволяет связывать формирование этих отложений с деятельностью подводной промоины, продолжавшей в область авандельты одну из проток наземной дельты, располагавшейся сравнительно близко (возможно, в нескольких километрах) к району, где проводились наблюдения. Накопившиеся в это время отложения в гранулометрическом отношении наиболее грубозернистые из всего разреза ратлубской свиты. Движение потоков, приносивших грубый терригенный материал, происходило в юго-западном направлении (~230° Ю-З), о чем свидетельствует наклон косых слойков. После окончания действия потока верхняя часть образованных им отложений была размыва волнением и течениями, восстановился прежний режим осадконакопления, в результате чего мелко- и среднезернистые пологокосослоистые пески по эрозионной границе перекрыли отложения с однонаправленной косою слоистостью. Этот режим седиментации в целом сохранялся до конца раннератлубского времени: превалировала переработка осадочного материала в песчаных горизонтах морскими вдольбереговыми течениями и волнением [3]; существенных же накоплений осадков, связанных с деятельностью крупной потоковой системы со стороны берега не происходило. Наиболее вероятной причиной установления такого характера осадконакопления, очевидно, было некоторое отступление дельты к северо-востоку; вместе с тем нельзя исключить вероятность латеральной миграции передовых частей речной системы в смежные области водоема.

Обращает на себя внимание следующая тенденция: если в более или менее

мощных песчаных горизонтах отсутствуют прямые свидетельства однонаправленных потоков со стороны суши, то в глинисто-алевритовых пачках по эрозионной подошве песчаных линзовидных прослоев и желобообразных песчаных тел можно судить о существовании потоков, направленных к юго-западу (см. фиг. 2). Это связано с тем, что этапы накопления глинистых и песчаных пачек существенно различались в отношении гидродинамики среды: сравнительно спокойная во время образования нижних частей ритмов (глинистые пачки) и гораздо более интенсивная (волнение, течение) во время накопления песчаных горизонтов, когда неоднократное переотложение осадочного материала приводило к уничтожению следов потоков со стороны наземной части дельты.

По мере выдвижения дельты, очевидно, происходили изменения в гидрохимическом составе вод водоема — наибольшее опреснение следует связывать со временем образования песчаников с многоэтажной однонаправленной косо́й слоистостью и ассоциирующих с ними осадков. Эти изменения оказывали влияние на аутигенное минералообразование: с отложениями, накопившимися в условиях относительного опреснения, совпадает максимальная сидеритизация отложений, в то время как в породах нижней и самой верхней части нижнератлубской толщи отмечаются довольно многочисленные мелкие пиритовые стяжения.

Переход от ниже- к верхнератлубским отложениям ознаменовался резкой сменой условий седиментации — от преимущественно песчаного осадконакопления к глинисто-алевритовому, что сопровождалось падением скоростей накопления отложений, развитию интенсивных процессов биотурбации осадков. Такая резкая смена могла произойти вследствие кратковременной, но быстрой трансгрессии, существенно повлиявшей на положение и режим деятельности дельты, которая, очевидно, переместилась к северо-востоку. В дальнейшем (по мере прекращения трансгрессии) возобновившийся вынос рекой большого количества песчаного материала привел к наращиванию дельты и постепенному ее выдвижению в водоем. Причем в позднератлубское время направленность изменения характера осадконакопления в целом повторяет изменения, установленные для первой половины раннератлубского времени: от преимущественно глинистых циклов с незначительным обогащением в их кровле песчаным материалом (аналог пачки II) к циклам с мощными песчаными горизонтами (аналог пачки III) (см. фиг. 3, д). Однако здесь отсутствуют песчаники с многоэтажной косо́й слоистостью, хотя отмечены отдельные пласты с однонаправленной слоистостью. Таким образом, позднератлубский этап осадконакопления, так же как и предыдущий, характеризовал собой образование отложений в условиях выдвижения дельты в более мористые участки водоема. Однако на этот раз дельта не продвинулась так же далеко в море, как на предыдущем этапе.

Сходство строения ниже- и верхнератлубской толщ свидетельствует о близких условиях их образования. Но если верхнератлубскую подсвету мы можем наблюдать в полном объеме, то у нижнератлубской видимый контакт с нижележащей толщей отсутствует. Тем не менее по аналогии с верхнератлубской подсветой можно достаточно обоснованно предполагать, что начало накопления нижнератлубских осадков произошло также на фоне трансгрессии, которая в дальнейшем прекратилась и сменилась обратным процессом — выдвижением дельты в водоем и образованием песчаниковой части разреза. Как будет показано в дальнейшем, большинство свит лейас-ааленского разреза построено сходным образом с ниже- и верхнератлубской толщами, поэтому для них, очевидно, также справедлива подобная трансгрессивно-регрессивная схема формирования.

Игорская свита, возраст которой определяется как зона *H. bifrons* нижнего тоара [14], в стратотипическом разрезе в долине р. Аварское Койсу достигает мощности 550 м. По строению и объему свита соответствует циклу 1-го порядка (см. фиг. 2, фиг. 3, а). Глинистые отложения основания свиты по резкой границе налегают на верхнератлубские песчаники. Нижняя часть свиты (250 м) более глинистая по сравнению с верхней. В 50 м от подошвы свиты залегает единственный относительно мощный (11 м) для этой части разреза горизонт песчаников,

остальные горизонты не более нескольких метров. В верхней части свиты мощность песчаных горизонтов увеличивается, а разделяющих их глинистых интервалов — сокращается, что наиболее рельефно выражено в верхней 150-метровой толще. Для песчаников характерна горизонтальная или пологая косая слоистость; пласты с однонаправленной косой слоистостью нами не отмечены. Практически все песчаные горизонты венчают циклично построенные интервалы слоев, характерные для разрезов проградирующих песчаных лопастей (см. фиг. 3, з). Тонкозернистые отложения представлены ритмитами — переслаиванием глинистых и алевроитовых слоек, но по сравнению с ратлубской свитой, здесь возрастает доля глинистой составляющей переслоя.

Образование игорской свиты, как и в предшествующем случае, началось с трансгрессивного импульса, связанного, прежде всего, с прогибанием дна водоема. Несмотря на то, что в результате трансгрессии произошло явное перемещение дельты, видимо, к северо-востоку, ее влияние на осадконакопление продолжало отчетливо проявляться: на протяжении всего времени формирования свиты периодически (не менее 10—12 раз) происходило выдвигание в водоем песчаных лопастей. Однако активная морская гидродинамика обуславливала переработку и перераспределение выносимого песчаного материала, в результате чего в песчаных горизонтах не сохранились пласты с однонаправленной косой слоистостью. Увеличение мощности песчаных горизонтов и общее возрастание песчаности отложений свидетельствуют о происходившем постепенном выдвигании дельты в сторону моря. Но если в ниже- и верхнератлубской подсвитях различия между глинистыми отложениями основания циклов и песчаниками их верхних частей выражены контрастно, то в игорской свите подобные различия проявлены менее рельефно, что, видимо, обусловлено менее значительным выдвиганием дельты в это время по сравнению с предыдущим этапом.

Сопоставление в разных разрезах свиты синхронно образовавшихся горизонтов позволяет установить изменения, которые они претерпевали в направлении от берега в более мористые части водоема. Так, некоторые песчаные горизонты относительно небольшой мощности (несколько метров) уже на удалении в 3—4 км замещались глинистыми отложениями, содержащими линзовидные или желобообразные песчаные тела. Подобные изменения происходят по мере перехода от области, приближенной к источникам поставки песчаного материала и активной его переработки волнениями и течениями, в результате чего образовывались непрерывные песчаные покровы, к зоне преимущественно глинисто-алевритового осадконакопления, где потоки, приносившие песчаный материал, распадались на отдельные струи, вырабатывавшие в глинистых илах желоба, по которым они стекали, унося осадочный материал еще дальше вниз по склону. Ориентировка подобных желобообразных песчаных тел, часто встречающихся в разрезе свиты, указывает на юго-западное направление потоков (см. фиг. 2, фиг. 4, з), т. е. такое же, какое было установлено для ратлубской свиты. Интенсивное прогибание дна водоема увеличивало его уклон к юго-западу, что в совокупности с высокими темпами накопления осадков [7] и периодическими землетрясениями, сопровождавшими прогибание, обуславливало неустойчивое положение осадочных масс на поверхности конуса выноса. Это приводило к развитию процесса гравитационного перемещения вниз по склону крупных песчаных пластин, под которыми возникали горизонты срыва и гомогенизации отложений [6]; причем сами пластины в основном сохраняли свою первоначальную осадочную структуру. В других случаях те же обстоятельства могли приводить к срыву вниз по склону несцементированных песчаных масс, что обуславливало возникновение зерновых потоков. Перенос ими песчаного материала и его переотложение на более низких участках склона приводили к образованию пластов неслоистых песчаников с меняющейся по простиранию мощностью, со знаками внедрения песчаного материала в подстилающие глинисто-алевритовые осадки (см. фиг. 6, в). Такого рода песчаные накопления образовывались практически мгновенно и ложились на обводненный нелитифицированный глинистый осадок, что в свою очередь

могло вызвать их неустойчивость на поверхности конуса выноса. Иногда образовавшийся таким путем песчаный слой перемещался на некоторое расстояние вниз по склону, а осадки под ним перемешивались, гомогенизировались (см. фиг. 6, в). Следует отметить, что когда пласты песчаников (~до 1,5 м) формировались вследствие привноса песчаного материала более или менее постоянными и относительно долговременными потоками, которые активно эродировали верхнюю наиболее обводненную часть осадка и песчаный материал ложился на отчасти уже уплотнившиеся отложения, положение песчаного пласта в дальнейшем было более устойчивым и его перемещения по склону, как правило, не происходило.

Сравнение условий образования отложений ратлубской и игорской свит показывает, что в ряду нижнератлубская → верхнератлубская подсвиты → игорская свита каждая последующая толща накапливалась в обстановке все более удаленной от наземной части дельты.

Глянубская свита по фауне аммонитов датируется как верхи зоны *H. bifrons* нижнего тоара и зоны *H. variabilis* и *Gr. thouarsense* верхнего тоара [14]. Отложения свиты по резкой границе налегают на песчаники в кровле игорской свиты. Мощность стратотипического разреза на левобережье р. Аварское Койсу достигает 1150 м. В разрезе J_{1-2} отложения глянубской свиты представляют собой наиболее отчетливо выраженный цикл 1-го порядка (см. фиг. 2, 3, в), который распадается на две существенно различающиеся по строению части. Нижняя часть (мощностью ~750 м) сложена преимущественно глинистыми породами. Основным (фоновым) типом отложений, как и в более древних свитах, является ритмичный переслой алевритовых и глинистых слоев (обычно от 15 до 25 таких мелких ритмов на 1 м мощности отложений). В толще залегают только четыре маломощных (не более 3 м), но относительно выдержанных по простираению песчаниковых горизонтов. Наиболее характерными для разреза толщи являются песчаные желобообразные тела с эрозионной подошвой, врезающиеся в подстилающие отложения (см. фиг. 4, а, б); они сохраняют прежнюю пространственную ориентацию в юго-западном направлении. Эти желобообразные тела обычно приурочены к некоторым уровням и образуют своего рода цепочки; расстояние между ними в пределах слоя может измеряться от первых до десятков метров. В тех случаях, когда несколько слоев с линзами расположены близко друг к другу (первые метры и менее), можно проследить достаточно отчетливую тенденцию: линзы из разных слоев группируются таким образом, что одна залегает над другой (см. фиг. 4, а); иногда отмечается некоторое смещение вышележащих линз в западном направлении. Форма песчаных тел этого типа разнообразна — от уплощенных линз, длина которых в десятки раз превышает их высоту, до более или менее изометричных в поперечном сечении и приобретающих в этом случае трубообразный облик; желобообразные тела с резким и глубоким врезом в подстилающие породы часто асимметричны. В пределах одного слоя залегают преимущественно близкие по форме образования. Глубина эрозионного врезания песчаных желобов в значительной степени зависела от литологического состава подстилающих отложений, в частности от наличия в них песчаных и конкреционных прослоев, которые могли препятствовать углублению промоины. Слоистость в желобообразных песчаниках разнообразна: горизонтальное или пологонаклонное положение слоев, согласное с линией подошвы (см. фиг. 4), косое (наклонное) притыкание слоев к стенке желоба и др., часто отмечается многократное взаимное срезание одной системы слоев другой. Практически во всех случаях, когда в песчаниках этого типа сохраняется слоистая структура, можно судить о заполнении эрозионных желобов в результате действия многократно повторявшихся импульсов поставки песчаного материала. В некоторых маломощных (несколько дециметров) песчаниковых пластах характер слоистости также свидетельствует о неоднократном врезании линз в предшествующие накопления песчаных осадков, в результате чего некоторые пласты представляют собой как бы единую систему сопряженных песчаных линз (см. фиг. 6, з).

Редкие песчаные горизонты нижней части глянубской свиты вместе с подстилающими их глинистыми пачками с песчаными линзами и прослоями образуют небольшие (10—20 м) проградационные циклы.

Для верхней части глянубской свиты (~400 м), в отличие от нижней, характерно появление большого количества песчаных горизонтов. Однако в этой части разреза свиты в свою очередь выделяются две толщи. Нижняя, которую можно рассматривать как переходную (около 200 м), представляет собой чередование глинисто-алевритовых пачек и горизонтов песчаников мощностью 3—10 м. Песчаники горизонтально- или пологокосослоистые, часто содержат прослои с включениями фрагментов размытых местных пород (обычно диагенетические сидеритовые конкреции, вымытые из глинистых осадков); кроме того, в них залегают многочисленные аутигенные железисто-карбонатные стяжения, образовавшиеся непосредственно в песчаниках. Глинистые пачки представлены обычным для всего разреза переслоем слойков аргиллитов и алевролитов; в отличие от нижней части свиты здесь уменьшается количество желобообразных песчаников, но их ориентация сохраняется прежней — 210—230° Ю-З.

Венчает разрез свиты толща (200 м), состоящая из четырех крупных песчаных горизонтов, разделяющихся местами глинисто-алевритовыми прослоями на несколько песчаных пачек. Песчаные горизонты вместе с подстилающими их песчано-глинистыми пачками образуют крупные (40—80 м) проградационные циклы. Во многих отношениях эти песчаники схожи с песчаниками нижележащей игорской свиты, но отличается их появление здесь пластов с однонаправленной косою слоистостью; наклон слойков в разных пластах и горизонтах варьирует от юго- до северо-западного. В песчаниках на плоскостях напластования часто отмечаются скопления фрагментов наземных растений.

Отложения глянубской свиты прослеживаются на значительной территории, в связи с чем можно оценить изменения, претерпеваемые свитой на площади.

Сравнение разрезов по Аварскому Койсу, удаленных друг от друга на 5—6 км, показывает, что к северо-востоку при большом сходстве структуры разрезов наблюдается заметное уменьшение мощности свиты (с 1100 до 720 м), причем в большей степени сокращается мощность верхней песчаниковой части. Наблюдаемые вариации мощности происходят практически точно вкострости простирания склона палеоводоема.

Разрез глянубской свиты по р. Каракойсу, расположенной в 25 км к юго-востоку от разреза по р. Аварское Койсу, демонстрирует также значительное сходство их строения; различие состоит только в некотором увеличении мощности свиты по Каракойсу за счет глинисто-алевритовых интервалов между песчаниками. В одном из песчаных горизонтов здесь залегает характерная пачка с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью и наклоном слойков в юго-западном направлении (~220°). Однако в отдельных пластах с однонаправленной косою слоистостью из того же горизонта направление наклона слойков меняется от юг-юго-востока до запад-северо-запада. В разрезе верхней части свиты по р. Каракойсу залегает гораздо больше желобообразных песчаников, чем в аналогичных отложениях по р. Аварское Койсу. К глинистым пачкам здесь бывают приурочены многочисленные сидеритовые конкреции.

Анализ строения глянубской свиты показывает, что в целом направленность развития осадочного процесса была схожей с предыдущим (игорским) циклом, но в глянубское время проявилась гораздо большая контрастность разных этапов формирования свиты. Начало ее образования было ознаменовано мощным трансгрессивным импульсом, в результате которого дагестанская дельта переместилась к северо-востоку, что существенно и надолго изменило режим ее деятельности. В осадконакоплении это выразилось в резкой смене типов отложений — песчаников верхов игорской свиты на преимущественно глинисто-алевритовые отложения мощной нижней части глянубской свиты. Замедление темпов седиментации на начальной стадии накопления свиты благоприятствовало расцвету ихнофауны и биотурбации осадков. В дальнейшем скорости осадконакопления возросли и

оставались более или менее стабильными на протяжении раннетлянубского времени. Периодическая импульсная сезонная поставка в водоем глинисто-алевритового материала обуславливала образование фоновых мелкоритмичных отложений переслаивающихся алевритовых и глинистых слойков. Учитывая, что толщина ритмов в среднем составляет 2—5 см, скорость накопления подобных отложений оценивается в 20—50 м/тыс. лет, а с учетом постседиментационного уплотнения эти цифры возрастают в 1,5—2 раза.

Поступление песчаного материала в водоем в раннетлянубское время было ограничено, но некоторое его количество постоянно приносилось в водоем, на что указывают многочисленные песчаные желобообразные тела. Поверхность конуса выноса дагестанской авандельты, как и в аналогичных областях современного осадконакопления [20], была покрыта множеством мелких каналов, по которым происходил сток вод, переносивших терригенный материал. Песчаный материал поставлялся также преимущественно импульсно, о чем свидетельствует характер заполнения песчаных желобов в виде серии индивидуальных слойков (см. фиг. 4). Распределительные каналы могли существовать сравнительно длительное время, в связи с чем ниже по склону образовывались желобообразные песчаные тела, расположенные примерно одно над другим. Отмечавшееся иногда перемещение верхних желобов по отношению к залегающим ниже в западном направлении, очевидно, связано с подмывом западных бортов каналов и их некоторым разрастанием в этом направлении в результате действия сил Кориолиса. С этой же причиной, видимо, связано образование асимметричных песчаных желобов, которые на стадии врезания в подстилающие отложения постепенно углублялись со сдвигом тальвега к западу.

Сравнивая условия образования некоторых в общих чертах схожих по морфологии желобообразных песчаников, залегающих в ратлубской свите и нижней части тлянубской свиты, отметим следующее. В первом случае, когда осадкообразование определялось влиянием выдвинувшейся далеко в водоем дельты, эрозия ранее накопившихся отложений и врезание в них желобов происходили под действием активных потоков, являющихся продолжением собственно речного стока, который и определял флювиальную энергетику. Поэтому процессы эрозии глинисто-алевритовых отложений и заполнение желобов песчаным материалом были почти одновременными в результате одного или нескольких потоковых импульсов (песчаники в желобах массивные или разделяющиеся на два-четыре слоя). В тлянубское время формирование желобов и их заполнение песчаным материалом происходили в удаленной от наземной дельты относительно глубоководной области авандельты, где потоки не были непосредственно связаны с напором речного стока, а их энергетика в основном определялась силой гравитации, т. е. они приобретали характер автокинетических. Вместе с тем следует отметить, что они здесь отличались меньшей мощностью по сравнению с придельтовой зоной. Выработка профиля желобов и последующее заполнение их песчаным материалом были относительно длительными процессами и осуществлялись в результате многократных потоковых импульсов.

На протяжении раннетлянубского времени существовали эпизоды, когда принос песчаного материала возрастал, в результате чего возникали компактные горизонты с большим количеством желобообразных тел, которые представляли собой дистальные фации песчаных лопастей (см. фиг. 4, а). Последние лишь изредка выдвигались в водоем и формировали маломощные (первые метры), но достаточно выдержанные по простиранию горизонты. В целом это время характеризовалось относительно однотипными условиями осадконакопления.

В позднетлянубское время прежний режим седиментации изменился и начала возрастать интенсивность поставки в водоем песчаного материала, что было связано с очередным эпизодом выдвижения дельты в море. Таким образом, предыдущий трансгрессивный этап сменился регрессивным. На постепенном продвижении дельты в водоем указывает изменение вверх по разрезу мощности песчаных горизонтов и их строение. На первом этапе образовывались сравнительно

небольшие (3—10 м) горизонты, соответствовавшие передовым фронтальным частям песчаных лопастей авандельты. При этом доминирующими процессами в осадконакоплении были действия волн и вдольбереговых течений, перерабатывавших и переотлагавших осадочный материал, в результате чего в песчаниках возникала горизонтальная или пологая косая слоистость. В дальнейшем (на этапе максимального выдвигания дельты) сформировались четыре мощных песчаных горизонта. В это время наиболее сильно проявилось влияние речного стока. В тех случаях, когда в результате его действия формировались достаточно мощные потоковые течения, способные активно эродировать предшествующие накопления осадков и направленные в сторону углубляющихся частей водоема, образовывались пачки песчаников с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью с наклоном слоев к юго-западу (разрез р. Каракойсу); если же интенсивность потоков была сравнительно невелика, то их направление начинало в гораздо большей степени зависеть от форм подводного аккумулятивного рельефа, происходило «блуждание» потоков и возникали одиночные пласты с однонаправленной косой слоистостью и наклоном слоев в разных местах, варьирующим от юг-юго-востока до запад-северо-запада. Вместе с тем образование и захоронение пластов песчаников с таким характером слоистости (косой однонаправленной) происходили в одних случаях чаще, в других — реже, но все же эпизодически; в зоне осадконакопления песчаный материал, приносимый стоковыми потоками, в дальнейшем обычно перерабатывался и переотлагался морскими волнениями и течениями и в песчаниках возникал иной тип слоистости.

Образование разных частей свиты происходило на фоне меняющихся глубин бассейна. Максимальные глубины существовали в период накопления некоторых частей глинисто-алевритовой толщи и, по нашим оценкам, могли достигать нескольких сотен метров; для этапа формирования верхней (преимущественно песчаниковой) толщи глубины водоема составляли здесь, очевидно, лишь несколько десятков метров, а может быть, и меньше; однако достоверные следы субаэрального накопления отложений нами не отмечены.

При сравнении отложений верхней части тлянубской свиты из разных разрезов к числу различающих их особенностей можно отнести присутствие песчаников и многоэтажной косой слоистостью в разрезе по р. Каракойсу и гораздо большее количество желобообразных песчаных тел в глинисто-алевритовых отложениях между песчаниковыми горизонтами, чем в разрезе по р. Аварское Койсу. Нам представляется, что наиболее вероятной причиной этого являлось более близкое расположение одного из крупных рукавов наземной дельты к району современной долины Каракойсу.

Схожесть строения верхнетлянубской толщи на большой территории, а также совпадение некоторых особенностей структуры синхроничных песчаных горизонтов из разных разрезов, на наш взгляд, может свидетельствовать о единых региональных причинах, регулировавших развитие дельтового комплекса.

Цекобская свита по находкам аммонитов датируется как верхняя часть зоны *Gr. thouarsense* верхнего тоара [14]. Мощность ее сравнительно невелика (350 м) в стратотипическом разрезе по р. Аварское Койсу (см. фиг. 2). Разрез свиты состоит здесь из двух относительно небольших циклов 1-го порядка мощностью 150 и 200 м. Несмотря на значительную песчанистость нижнего цикла (на долю песчаников приходится почти половина его объема), отложения цекобской свиты по строению существенно отличаются от верхней части тлянубской свиты, а граница между ними резкая (см. фиг. 2). Как в нижнем, так и в верхнем циклах наблюдается увеличение песчанистости отложений снизу вверх и они оба имеют регрессивный облик. Схожая двучленная структура свиты прослеживается и в разрезе по р. Каракойсу. К западу (по р. Андийское Койсу) свита в основном представлена тонкополосчатыми глинисто-алевритовыми отложениями с пачкой (60—70 м) расчлененных песчаников в кровле [14].

В разрезе по р. Аварское Койсу выделяется до восьми ритмов 2-го порядка мощностью от 30 до 80 м, для которых характерно наличие всех элементов,

присущих разрезам проградационных циклов: глинистые пачки в основании → переслаивание глинистых и песчаных пластов (линз) → горизонты песчаников в кровле (см. фиг. 3, е). В верхних частях некоторых горизонтов отмечаются пласты крупно- и грубозернистых песчаников с однонаправленной косой слоистостью (наклон слоев на юго-запад), которые по резкой эрозионной границе налегают на пологослоистые мелко- и среднезернистые песчаники. Встречаются невыдержанные по простиранию горизонты песчаников, выклинивающиеся через несколько километров. По характерному вертикальному разрезу ритмов и выклиниванию песчаных горизонтов по латерали можно достаточно уверенно говорить о том, что образование здесь этих циклов связано с проградационным развитием песчаных лопастей авандельты.

Мощность цекобской свиты непостоянна на территории ее развития и так же, как у других свит, увеличивается в направлении более мористых частей палеоводоема; в бассейне р. Аварское Койсу на протяжении 8—9 км она возрастает с 350 до 500 м, т. е. почти на 1/3. Эти изменения происходят в основном в результате роста мощности глинистых пачек. В разрезах, расположенных в нескольких десятках километров к западу и соответствующих более удаленным частям авандельты, мощность свиты возрастает до 700 м по Андийскому Койсу и 800 м по Аргуноу [14].

Структура цекобской свиты и ее взаимоотношение с нижележащими отложениями свидетельствуют о ее образовании в результате двух кратковременных и сравнительно небольших по интенсивности трансгрессивных импульсов, вследствие чего дельта каждый раз перемещалась к северо-востоку на небольшое расстояние, что к концу трансгрессивно-регрессивного цикла сменялось ее слабым общим выдвиганием в водоем. Из-за своего близкого расположения дельта продолжала оказывать весьма активное влияние на осадкообразование в этом районе: периодически происходило выдвигание в пределы авандельты песчаных лопастей, которые, видимо, помимо фронтальной проградации неоднократно мигрировали в латеральном направлении.

Обращает на себя внимание то, что в разрезе цекобской свиты по р. Аварское Койсу содержится значительно больше пластов песчаников с однонаправленной косой слоистостью, а также желобообразных песчаных тел по сравнению с разрезом по р. Каракойсу. Однако в нижележащей верхнетлянубской толще наблюдается противоположная картина: именно в разрезе по Каракойсу встречаются пачки песчаников с многоэтажной косой слоистостью и здесь гораздо больше песчаных желобов, чем по Аварскому Койсу. Такая картина обусловлена, видимо, тем, что один из крупных рукавов наземной дельты, влиявший на появление сильных стоковых течений, в позднеотлянубское время располагался в районе Каракойсу, но в период накопления цекобской свиты переместился к западу — в район Аварского Койсу.

На примере цекобской свиты видно, как цикличность толщи (два цикла 1-го порядка), хорошо выраженная в проксимальной части авандельты (Аварское Койсу), в ее удаленных частях (Андийское Койсу, Аргун) сглаживается или может вовсе исчезнуть. Это связано с тем, что выдвигание дельты на регрессивном этапе цикла по тем или иным причинам могло быть довольно слабым и не приводило к увеличению песчаности отложений в дистальных частях авандельты. Таким образом, от положения в разрезах по отношению к наземной дельте в значительной степени зависит их структура, большая или меньшая выраженность цикличности свиты.

Ассабская свита относится к зоне *D. levesquei* верхнего тоара, что подтверждается многочисленными находками аммонитов *Dumorteria* spp. [14]. Ее отложения образуют крупный цикл 1-го порядка (см. фиг. 2), мощность которого в районе стратотипического разреза по р. Аварское Койсу составляет 500 м. Нижняя и верхняя части свиты контрастно различаются по составу. Нижняя часть (150—170 м), по резкой границе сменяющая песчаники в кровле цекобской свиты, представлена в основном мелкоритмичным (2—5 см) переслаиванием

алевролитовых и глинистых слоев. Для низов этой толщи характерны наиболее многочисленные следы биотурбации осадков (аналогичная картина наблюдается и в других свитах). Для глинистоалевролитовых отложений характерны многочисленные сидеритовые конкреции; в некоторых пачках они образуют высокие концентрации: слои конкреций залегают через 10—30 см. В толще нередко встречаются линзовидные прослои и желобообразные песчаные тела, уплощенные, без сильного врезания в подстилающие отложения, с обычной для этого разреза ориентацией на юго-запад (~230—240°).

Переходный интервал (~60 м) содержит 12—15 пластов (1—2 м) и линз песчаников, горизонтально- и пологокосослоистых, с несколькими сериями слоев, срезающих нижележащие пласты. По простираанию некоторые пласты расщепляются на два или несколько более тонких пластов (см. фиг. 6, д). Как правило, песчаниковые пласты налегают на подстилающие отложения со следами размыва, а внутри них бывают заключены сидеритовые конкреции, вымытые из глинистых осадков. Подошвенные знаки пластов и ориентировка песчаных желобов указывают на направление (запад-юго-западное) потоков, с которыми связано их образование (245—260°, по одному из замеров 290—300°). К переходному интервалу тяготеет несколько пачек флишоидного облика.

Верхняя половина свиты содержит горизонты песчаников, мощность которых (10—25 м) возрастает снизу вверх по разрезу; напротив, глинисто-алевролитовых — в том же направлении уменьшается с 25 до 3 м. Помимо горизонтально- и пологокосослоистых песчаников здесь встречаются пласты с однонаправленной косой слоистостью; направление наклона слоев варьирует от 220 до 320°.

Разрез свиты, расположенный в 7 км к юго-западу от стратотипического, увеличивается в мощности с 500 до 720 м; при этом в ее нижней части сокращается количество желобообразных песчаников.

К востоку, в бассейне р. Каракойсу, структура свиты (~700 м) в целом такая же, как и в стратотипическом разрезе, но здесь происходит существенное опесчанивание отложений: в нижней части свиты появляются пласты песчаников (в основном до 5 м), в верхней — мощность горизонтов песчаников достигает 60 м, в них присутствуют как одиночные пласты с однонаправленной косой слоистостью, так и пачки, в которых такие пласты образуют многоэтажные серии с наклоном слоев к юго-западу. Встречаются скопления фрагментов наземных растений, однако свидетельств субаэрального осадконакопления не наблюдалось. Напротив, к западу от стратотипического разреза (р. Андийское Койсу, Аргун), состав свиты становится более глинистым в основном в результате частичного выклинивания песчаных пачек из средней части разреза [14]; структура свиты здесь также в целом сохраняется. В бассейне р. Чанты Аргун в разрезах, характеризующих отложения, накопившиеся в более удаленных от берега частях водоема, мощность толщи, коррелируемой с асабской свитой, возрастает до 2500—2700 м за счет ее нижней части.

Структура асабской свиты как и других сходным образом построенных толщ этого региона свидетельствует о ее формировании, в результате трансгрессивно-регрессивного цикла. Быстрая трансгрессия существенно изменила баланс приносимого со стороны суши песчаного и глинистого материала в пользу последнего. В глинистых осадках протекали интенсивные процессы ритмического диагенетического слоеобразования, приведшие к появлению многочисленных прослоев сидеритовых конкреций [5]. На начальных этапах накопления свиты обстановка седиментации была сравнительно спокойной и благоприятной для развития донной фауны и биотурбации илов. В дальнейшем в область преобладающего глинисто-алевролитового осадконакопления со стороны наземной дельты по разветвленной системе небольших каналов (желобов) поставлялся песчаный материал, образующий линзовидные песчаные пласты, желобообразные тела. В этом отношении нижнеасабская толща похожа на нижнетлянубскую.

Замедление или полное прекращение прогибания привело к тому, что трансгрессия сменилась постепенным выдвиганием дельты, в результате которого

возросло поступление песчаного материала в водоем и сформировалась верхняя часть ассабской свиты.

Судя по насыщенности разных разрезов песчаным материалом, рукав дельты, питавший эту область осадконакопления, находился вблизи района р. Каракойсу, где наблюдается наибольшая песчанность всех частей ассабской свиты (к западу — в направлении р. Аварское Койсу и далее к Андийскому Койсу содержание песчаников в разрезе свиты закономерно уменьшается). В пользу такого вывода свидетельствует также присутствие в разрезе свиты по р. Каракойсу пачек песчаников с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью, накапливавшихся в результате действия сравнительно долговременных потоков, связанных с подводным продолжением речного стока, и направленного к юго-западу в сторону моря; встречающиеся в разрезе по р. Аварское Койсу пласты с однонаправленной косою слоистостью не образуют многоэтажных серий и связаны со спорадически проявлявшимися здесь относительно кратковременными и менее мощными потоками, которые могли менять свое направление от юго- до северо-западного и в значительной степени зависели от внешних факторов. Таким образом, оценивая предполагаемое положение на площади, основного для этой части авандельты рукава Дагестанской реки, видим, что в ассабское время он вернулся примерно к тому положению, которое занимал в тлянубское время и откуда он ненадолго (цекобское время) переместился к западу — в район Аварского Койсу.

Верхняя часть ассабской свиты и залегающие выше мощные авандельтовый и дельтовый комплексы объединялись ранее в карахскую свиту, детальное описание которой и результаты литолого-фациального анализа изложены в работе [17]. Охарактеризуем поэтому эту толщу только в общих чертах, используя вновь выделяемые более дробные стратиграфические подразделения [14].

Ассабская свита по резкой границе перекрывается отложениями *батлукской свиты*, возраст которой по многочисленным находкам аммонитов определяется как верхняя часть зоны *D. levesquei* верхнего тоара и зона *L. opalinum* нижнего аалена [14]. Стратотипический разрез свиты в долине р. Аварское Койсу (см. фиг. 2) достигает мощности 1000—1150 м. Свита достаточно отчетливо подразделяется на две части. Нижняя (510—630 м) представлена чередованием глинисто-алевритовых пачек и песчаниковых горизонтов, сочетание которых образует, как правило, циклы 2-го порядка мощностью 25—35 м; причем обычно 1/2 или 2/3 мощности приходится на песчаные горизонты (см. фиг. 3, 6). В верхней части подсвиты мощность глинисто-алевритовых пачек уменьшается и циклы становятся все менее отчетливо выраженными. По подошвенным эрозионным врезам пластов песчаников и линз, залегающих в глинисто-алевритовых отложениях, можно судить о юго-западном (230—255°) направлении потоков, приносивших песчаный материал; в одной из песчаниковых пачек с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью наклон слойков ориентирован на северо-запад (330—350°). В верхнем песчаном горизонте нижней подсвиты в нескольких пластах отмечена косяя слоистость с наклоном слойков на северо-восток (50—70°). В песчаниковых горизонтах довольно часто встречаются пласты с однонаправленной косою слоистостью, число которых вверх по разрезу подсвиты увеличивается.

Для верхней части батлукской свиты (500—530 м) характерны мощные массивные (до 30—40 м) песчаники, которые разделяются маломощными (первые метры, изредка до 10 м) глинисто-алевритовыми пачками. В песчаниках заключены многочисленные прослои с галькой как кварцевой, так и местных пород (обломки аргиллитов, конкреций, вымытых из глинистых отложений). В песчаниках часто встречаются пласты с однонаправленной косою слоистостью. Наклон слойков меняется от юг-юго-восточного до северо-западного (причем это происходит иногда в разных пластах из одного песчаного горизонта); отмечается также наклон слойков на северо-восток. Вместе с тем желобообразные песчаные тела из глинисто-алевритовых пачек по-прежнему указывают на направление потоков

на юго-запад (200—245°). В отложениях этой части свиты встречаются многочисленные скопления растительных остатков — отмечено несколько пластов (первые дециметры) аллохтонных углей и углистых аргиллитов, а также крупные (длиной до 2 м) сидеритизированные фрагменты стволов деревьев.

Верхняя часть батлукской свиты является наиболее мощной песчаниковой толщей во всем разрезе J₁₋₂ Северо-Восточного Кавказа; гранулометрический состав песчаников свиты также выделяется своим относительно высоким содержанием крупно- и грубозернистых разностей.

В западном направлении мощность свиты увеличивается за счет возрастания мощности ее нижней подсвиты (с 510 до 1000—1100 м в бассейне р. Аргун) при одновременном существенном увеличении ее глинистости; в верхней подсвите при сохранении мощности происходит также рост содержания глинисто-алевроитовых отложений и одновременно исчезают грубозернистые породы, прослой угля [14, 17]. В целом в этих районах батлукская свита сохраняет облик крупного регрессивного цикла.

К юго-востоку от стратотипического разреза строение свиты претерпевает некоторые изменения: в верховьях р. Казикумухское Койсу она представлена двумя крупными циклами регрессивного облика; далее к юго-востоку (междуречье Самура и Чирахчая) существенно увеличивается мощность глинисто-алевроитовых пачек, разделяющих песчаниковые горизонты, а общая мощность свиты возрастает до 3500 м.

В. Т. Фролов [17] выделял в этой толще отложения песчаного барьера, подразделяя их на отложения вдольбереговых течений, речных выносов в море и т. д. В области накопления наиболее угленосных толщ (к северо-востоку от зоны песчаного барьера) выделялись отложения мелких проточных лагунообразных заливов, обмелевших проток, иногда аллювиальные, пойменные и т. д. В целом обстановки осадконакопления были достаточно разнообразны.

Для батлукской свиты характерно проявление цикличности отложений, не встречавшейся в остальной части разреза J₁₋₂. Так, в области развития угленосных толщ выделяются циклы [17], в нижней части которых залегают наиболее крупнозернистые, обычно массивные песчаники с грубой косою слоистостью в основании и волнисто- или горизонтальнослоистые в верхней части; выше они сменяются плитчатыми песчаниками и алевролитами и наконец глинистыми породами, нередко заключающими пласты углей, преимущественно автохтонных. На них в свою очередь налегают плитчатые песчаники, обычно заканчивающие цикл. Кроме того, существуют симметричные относительно глинистых пачек с углями циклы, а также «перевернутые» циклы с обратной последовательностью отложений. Мощность этих циклов достигает 30 м.

Общая направленность образования батлукской свиты, в целом аналогична предыдущим свитам: резкий переход от мощной песчаниковой толщи верхов ассабской свиты к толще чередования глинисто-алевроитовых пачек и песчаных горизонтов нижнебатлукской подсвиты свидетельствует о проявлении очередного трансгрессивного импульса. Мощность свиты не менее 1000 м, поэтому ее накопление неизбежно должно было быть связано с интенсивным прогибанием ложа бассейна седиментации. Прогибание обусловило на первом этапе накопления свиты некоторую отодвигание дельты к северо-востоку, однако по сравнению с тлянубским или ассабским эпизодами этот трансгрессивный импульс в итоге не привел к радикальным изменениям в режиме осадконакопления и существенного перемещения дельты к северо-востоку на этот раз не произошло; напротив, к концу первой половины батлукского времени начался процесс быстрого выдвижения дельты в водоем, достигший максимума в позднебатлукское время. Это выдвижение дельты, произошедшее примерно на рубеже тоара и аалена, было наиболее масштабным за весь период существования дельтового осадочного комплекса.

Датунская свита, налегающая на предыдущую по резкой границе, датируется зоной *L. murchisonae* верхнего аалена [14]. В районе Аварского Койсу и Каракойсу

она достаточно отчетливо разделяется на две части (подсвиты). Нижняя толща (Аварское Койсу — 330 м, Каракойсу — 400 м) представлена 10 циклами 2-го порядка, в которых мощность горизонтов песчаников меняется от 5 до 35 м, а глинисто-алевритовых пачек — от 10 до 30 м (см. фиг. 2). Для нижних (глинистых) элементов циклов часто бывает характерно присутствие многочисленных эрозионных линз, желобообразных тел (см. фиг. 4, д, е), пластов песчаников с резкими и глубокими промоинами на подошве, врезающимися в подстилающие отложения. В целом их ориентировка сохраняется в юго-западном направлении. В глинистых пачках встречаются частые прослои сидеритовых конкреций, особенно многочисленные в их основании. Песчаниковые горизонты, как правило, состоят из нескольких пачек массивных или плитчатых песчаников, иногда разделяемых мало мощными (несколько дециметров — первые метры) глинисто-алевритовыми отложениями. В песчаниках часты включения конкреций, вымытых из глинистых отложений, обломки аргиллитов. Если в разрезе по р. Аварское Койсу преобладают песчаники с пологой косою слоистостью (редко с однонаправленной), то в разрезе по р. Каракойсу в нескольких горизонтах из нижней части этой толщи встречаются как одиночные пласты с однонаправленной косою слоистостью, так и пачки с многоступенчатой однонаправленной косою слоистостью (в одном из горизонтов мощность такой пачки достигает 15 м); во всех случаях отмечался наклон слоев на юго-запад. В отложениях свиты часто встречаются фрагменты или скопления остатков наземной растительности. Венчается нижняя часть свиты горизонтом песчаников (15 м, р. Аварское Койсу).

Верхняя часть свиты (100—110 м, р. Аварское Койсу) отличается от нижней отсутствием мощных горизонтов песчаников: пачки песчаников состоят из серии пластов (несколько дециметров), разделяющихся глинисто-алевритовыми прослоями; пласты часто невыдержаны по простиранию, выклиниваются. Песчаники ложатся на подстилающие отложения по отчетливой эрозионной границе. Многочисленные желобообразные тела в глинистых пачках ориентированы на юго-запад (240—260°). Венчает толщу горизонт песчаника (~5 м).

В западном направлении (Андийское Койсу, Аргун) отложения свиты становятся гораздо более глинистыми, песчаниковые пачки сохраняются только в верхах нижней части свиты [14]; верхняя часть свиты становится близкой по литологическому составу к залегающей выше глинистой игатлинской свите. К юго-востоку от стратотипического разреза (верховья Казикумухского Койсу, Чирахчай, Самур) мощность датунской свиты возрастает до 1400—1900 м в основном за счет глинисто-алевритовых отложений. Нижнедатунская толща (1000—1500 м) представлена здесь чередованием пачек глинисто-алевритовых пород, иногда с пластами песчаников (100—170 м) и пачек массивных (15—40 м) песчаников [14]. В глинистых пачках отмечаются значительные скопления сидеритовых конкреций, встречаются прослои известняка-ракушечника, содержащие остатки пелеципод, белемнитов, иногда аммониты. Верхнедатунская толща (300—550 м) представлена глинисто-алевритовыми отложениями с многочисленными линзовидными пластами песчаника и желобообразными песчаными телами, которые неравномерно распределены по разрезу, с несколькими горизонтами (первые метры) массивных песчаников. Если к западу и юго-востоку в составе свиты возрастает доля глинисто-алевритовых отложений, то напротив, к северу и северо-востоку (разрезы свиты в ядрах антиклиналей Известнякового Дагестана, по р. Уллучай, Гамриозень, Рубасчай) существенно увеличивается количество песчаного материала: горизонты песчаников (15—35 м) чередуются с пачками глинисто-алевритовых пород, местами, содержащими пласты углей. Одновременно в этих районах мощность свиты сокращается и последняя здесь не разделяется на подсвиты.

Резкий переход от массивных песчаников батлукской свиты к толще чередования песчаников и глинистых пачек датунской свиты прослеживается на значительной площади и связан с проявившимся в это время очередным импульсом трансгрессии. Причем, учитывая, что датунская свита отчетливо разделяется на

две части, можно вполне обоснованно судить о существовании двух трансгрессивных импульсов. Уже первый из них привел к значительному перемещению дельты к северо-востоку. Это событие в различных частях региона по-разному отразилось на седиментации. Так, в западных (наиболее удаленных его частях) резко сократились поставки песчаного материала, соответственно различия между верхнебатлукской и нижнедатунской толщами здесь наиболее контрастны. В то же время район разрезов по рекам Аварское Койсу и Каракойсу находился гораздо ближе к наземной дельте, в связи с чем отложения нижнедатунской подсвиты формировались здесь в морской обстановке, но под сильным влиянием речного стока (многочисленные свидетельства потоковой эрозии ранее накопившихся осадков — желобообразные тела, линзовидные пласты, конкреционные конгломераты в песчаниках и т. д.). Пачки с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью в составе песчаных горизонтов указывают на то, что при формировании проградирующих песчаных лопастей в зоне ближней авандельты местами довольно длительное время существовали потоки, направленные к юго-западу и являвшиеся подводным продолжением речного стока. Наибольшее число такого рода образований отмечается в районе разреза р. Каракойсу, вблизи которого, очевидно, располагался один из наиболее крупных рукавов дельты. Исчезновение из верхней части разреза нижнедатунской подсвиты пачек песчаников с многоэтажной косою слоистостью и уменьшение здесь мощности песчаных горизонтов, видимо, может свидетельствовать о постепенном отодвигании дельты, соответственно развитию трансгрессии на протяжении всего раннедатунского времени, хотя к концу этого этапа темпы ее продвижения, возможно, несколько замедлились; выносившийся в водоем песчаный материал активно перерабатывался волнением, вдольбереговым течением, что обусловило появление горизонтальной или пологонаклонной слоистости в песчаниках.

Второй трансгрессивный импульс вызвал заметное ускорение отступления дельты, что привело к повсеместному уменьшению поставки в водоем песчаного материала (особенно в западную часть авандельты), однако достаточно активный потоковый гидродинамический режим в центральной части авандельты сохранялся, мощные песчаные горизонты уступили место маломощным (несколько метров) пачкам, часто расщепленным на несколько пластов (несколько дециметров), нередко линзовидной формы. Как и на предыдущем этапе, в течение позднедатунского времени в целом сохранялись однотипные условия осадконакопления, но по сокращению, а потом и исчезновению из верхних глинистых пачек песчаных линз с эрозионным врезом в подстилающие отложения можно судить о постепенном ослаблении потоковой гидродинамики, что, очевидно, было отращением продолжающейся, хотя и медленной, трансгрессии.

Таким образом, оба датунских трансгрессивных импульса отличались от предыдущих (таких, как глянубский или ассабский) тем, что они в конце замедлялись, но не ослабевали настолько, чтобы трансгрессия сменялась выдвиганием в водоем дельты и образованием в кровле толщ более песчанистых отложений, чем в их нижних частях. В начале этих импульсов трансгрессии были достаточно быстрыми и сопровождалась существенным изменением режима осадконакопления по сравнению с предыдущим этапом, но в дальнейшем, несколько замедлившись, они продолжали развиваться.

Игатлинская свита относится к зонам *L. purchisonae* и *Gr. concavum* верхнего аалена и низам зоны *S. sowerbyi* нижнего байоса [14]. В разрезе по р. Аварское Койсу (мощность 130 м) свита отчетливо подразделяется на две части (см. фиг. 2): нижняя представлена в основном темными аргиллитами без отчетливой слоистости, которые по согласной и резкой границе налегают на последний песчаниковый горизонт датунской свиты, в кровле которого обнаружены обильные следы биотурбации осадков. Аргиллиты содержат многочисленные прослои сидеритовых конкреций, а также несколько прослоев (первые дециметры) конкреционных конгломератов и пласт известковой породы с остатками белемнитов, пелеципод и др. Верхняя часть свиты представлена толщей флишоидного облика —

переслаивание пластов (первые дециметры) серых аргиллитов и мелкозернистых песчаников, на подошве которых отсутствуют отчетливые следы потоковой деятельности; здесь прослеживаются многочисленные ходы ползающих и зарывающихся организмов. К юго-востоку — в разрезе по р. Каракойсу (190 м) в средней части свиты появляются два горизонта песчаников (3—4 м), которые вместе с подстилающими их пачками (5—7 м) переслаивания пластов аргиллитов и мелкозернистых песчаников образуют два небольших (10—12 м) характерных цикла, типичных для разрезов передовых частей проградирующих лопастей авандельты. Далее, к юго-востоку, по данным, приведенным в работе [14], мощность свиты продолжает возрастать до 500 м в истоках р. Уллучай и по р. Чирахчаю и до 950 м — в верховьях р. Чирахчай и по р. Самур. Здесь определяющую роль в составе отложений играют глинистые породы, общая же структура свиты сохраняется. Вместе с тем в верхней части свиты помимо перелоса также отмечаются циклы, характерные для разрезов проградирующих лопастей авандельты. В 40 км к северо-востоку от разреза по р. Аварское Койсу, в ядре Ирганайской антиклинали Известнякового Дагестана, наблюдается увеличение песчаности отложений в результате появления прослоев песчаников в нижней части свиты; здесь отмечен также один проградационный цикл, мощностью до 25 м (верхний песчаниковый горизонт — 10 м). Обращает на себя внимание то, что, в отличие от предыдущих свит, несмотря на значительную удаленность этих разрезов друг от друга, мощности их практически одинаковы. В самых западных разрезах (в бассейне р. Аргун) литологический состав свиты становится однородным и представлен глинисто-алевритовыми породами.

Резкий переход от песчано-глинистых отложений датунской свиты к аргиллитам игатлинской свиты, прослеживаемый на широкой площади, явился следствием очередного трансгрессивного импульса. Если датунская трансгрессия привела лишь к частичному затоплению обширной аккумулятивной равнины, возникшей на предыдущем этапе вследствие выдвигания в водоем дельты, то игатлинская трансгрессия, видимо, покрыла морем остальную ее часть и отодвинула дельту на значительное расстояние к северо-востоку. На территории западной и центральной части района возникло море с довольно однотипными обстановками осадконакопления, для которого, в отличие от предыдущих этапов, была характерна более или менее спокойная гидродинамика; активные потоки, направленные к юго-западу, связанные со стоком реки и столь типичные для предшествующего времени, здесь отсутствовали; в результате на обширной территории накапливался преимущественно тонкий глинисто-алевритовый материал. Только во второй половине игатлинского времени, когда трансгрессия закончилась и положение дельты стабилизировалось, в водоем начал периодически поступать тонкий песчаный материал, в результате чего образовалась пачка флюидного облика. Причем отсутствие на подошвенной части прослоев песчаников текстур активных потоковых течений свидетельствует о том, что их роль в поставке песчано-алевритового материала для этой части бассейна была незначительной. Спокойная обстановка в водоеме способствовала расселению в нем донной фауны, следы жизнедеятельности которой часто встречаются в отложениях свиты. Закончился этап образования свиты регрессивным эпизодом, сопровождавшимся образованием горизонта (первые метры) известковистых бесструктурных интенсивно биотурбированных алевритов.

В северо-восточном направлении (по мере продвижения в сторону дельты) постепенно возрастала поставка песчаного материала и увеличивалась песчаность отложений. В отличие от западной и центральной частей в юго-восточной части района дно водоема прогибалось активнее, отражением чего явилось возрастание здесь мощности отложений свиты. По-видимому, и геоморфологически эта часть водоема характеризовалась некоторым понижением уровня дна. Естественно, именно в этом направлении эпизодически проникали потоки, приносившие песчаный материал со стороны дельты, а также иногда выдвигались передовые части маломощных песчаных лопастей авандельты.

Как видим, в игатлинское время в результате трансгрессии и перемещения дельты на значительное расстояние к северо-востоку (или северу?) ее влияние на осадкообразование в этом регионе в целом заметно уменьшилось и на рассматриваемой территории стало неравноценным: наименьшим оно было в западной ее части, к юго-востоку возрастало, хотя и осуществлялось в гораздо более ослабленном виде по сравнению с предыдущими периодами.

В байосское время произошла существенная геологическая перестройка всего региона Большого Кавказа; в результате мощной раннебайосской трансгрессии дельта переместилась на сотни километров к северу [7] и начала поставлять осадочный материал и определять режим седиментации на обширной территории Восточного Предкавказья.



Таким образом, из изложенного выше следует, что весь мощный тоар-ааленский терригенный комплекс Северо-Восточного Кавказа формировался под определяющим влиянием крупной реки и на обширной территории представлял собой авандельту. Активные потоки, существование которых в значительной мере было обусловлено речным стоком, переносили со стороны наземной дельты преимущественно в юго-западном направлении большие массы осадочного материала. Свидетельством тому являются встречающиеся практически по всему разрезу желобообразные песчаные тела, ориентированные на юго-запад, пласты с однонаправленной косою слоистостью, образующие иногда многоэтажные системы, с преимущественным наклоном слоев в том же направлении, и др. Поставлявшийся этими потоками осадочный материал в дальнейшем часто перерабатывался и перераспределялся волнением и вдольбереговыми течениями. Весьма характерным явлением при накоплении толщи было периодическое выдвигание и латеральная миграция песчаных лопастей авандельты или общее фронтальное выдвигание зон песчаного осадконакопления. Всем стратиграфическим подразделениям нижнеюрской — ааленской толщи присуще вполне закономерное на площади изменение их мощностей: к юго-западу, западу, юго-востоку они возрастают в основном вследствие увеличения мощности глинисто-алевритовых отложений, разделяющих песчаные горизонты. Последние, как хорошо видно из сопоставления разрезов, в различной степени удаленных от наземной части дельты, в юго-западном направлении (т. е. в сторону моря) расщепляются, в их структуре возрастают число и толщина глинисто-алевритовых пластов. Судя по отсутствию сколько-нибудь мощных пластов песчаников в верхнетоарских отложениях, выполняющих в верховьях р. Аварское Койсу Бежитинскую депрессию, песчаные горизонты к юго-западу выклиниваются. Напротив, к северо-востоку (в тех случаях, когда можно проследить разновозрастные отложения в нескольких разрезах) видна отчетливая тенденция к увеличению их песчаности, что приводит в итоге к однородному песчаному составу отложений и соответственно исчезновению цикличности.

По размерам и времени существования дагестанская дельтовая система не имела аналогов в других районах Кавказского бассейна, хотя не вызывает сомнений, что по всему периметру водоема более мелкие реки стекали с окружающей территории и выносили в море большое количество осадочного материала; т. е. условия формирования этого осадочного комплекса резко выделялись среди других конусов. Соответственно характер деятельности дагестанской реки должен был качественно отличаться от работы других рек. Поэтому, как нам кажется, вряд ли можно связывать появление дагестанского конуса с «работой» даже нескольких, но относительно небольших рек [17, 19]. Наиболее вероятным является образование дагестанской дельты вследствие деятельности крупной реки, дренировавшей Восточное Предкавказье, и приносившей значительное количество достаточно зрелого терригенного материала. На прибрежной равнине река, оче-

видно, разделялась на два основных крупных рукава и ряд более мелких, что обусловило образование двух выступающих в море частей дельты разделенных заливом (до некоторой степени морфология дагестанской дельты близка к современной дельте р. Роны [20]). То обстоятельство, что региональные стратиграфические подразделения прослеживаются на значительной площади авандельты, свидетельствует в пользу его образования на всей территории по единому плану и связано с деятельностью одного главного поставщика осадочного материала. Конечно, помимо основной реки участвовать в формировании дельты могли и более мелкие речки, стекавшие с окрестных возвышенностей. С ними, очевидно, следует связывать появление некоторых различий в составе тяжелой фракции, отмечаемых для юго-восточной и северо-западной частей дельты [18, 19]. Сходная картина была установлена для отложений продуктивной толщи древней дельты на территории Среднего Каспия [2]: палео-Самур и другие реки, дренировавшие Восточный Кавказ, оказывали существенное влияние на состав терригенных осадков западной части дельты палео-Волги.

Список литературы

1. Алиев А. Г., Акаева В. П. Фациальные особенности и условия накопления осадков юры Юго-Восточного Кавказа и смежных районов Дагестана // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962, С. 46—57.
2. Батулин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
3. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 362 с.
4. Бровков Г. Н. О присутствии аллювиальных отложений в верхнем лейасе Дагестана // Тр. Геол. ин-та. Дагест. фил. АН СССР. 1958. Т. 1. С. 230—235.
5. Гаврилов Ю. О. О диагенетическом ритмообразовании // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 132—143.
6. Гаврилов Ю. О. Оползневые явления и образование горизонтов гомогенизации в области подводных конусов выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 49—58.
7. Гаврилов Ю. О., Гуцин А. И., Стафеев А. Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 89—102.
8. Галловой У. Е. Схема процесса морфологического и структурного развития дельтовых осадочных систем // Дельты — модели для изучения // Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 8—17.
9. Голубятников В. Д., Крымгольц Г. Я. Нижне- и среднеюрские отложения. Восточная часть Северного Кавказа // Геология СССР. Т. 9. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. С. 132—147.
10. Гуцин А. И., Панов Д. И. О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 19—28.
11. Дробышев Д. В. Лейас Дагестана // Матер. ЦНИГРИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. 2. 1933. С. 17—24.
12. Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. XXX. Вып. 3. С. 74—76.
13. Конихов И. А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью // Тр. КЮГЭ АН СССР. Вып. 3. 1959. С. 7—350.
14. Панов Д. И., Гуцин А. И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали—Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 48—64.
15. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
16. Филлимонов И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане // Тр. по геол. и полез. ископаемым Северного Кавказа. 1938. Вып. 1. С. 129—132.
17. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
18. Фролов В. Т. Угленосные дельтовые отложения юры Восточного Кавказа // Дельтовые и мелко-

водно-морские отложения/Под ред. П. Л. Безрукова, М. С. Швецова, В. С. Яблокова. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 167—173.

19. *Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М.* Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.

20. *Эллиот Т.* Дельты//Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. С. 145—191.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
28.I.1994

УДК 550.4:553.065

© 1994 Резников А. Н.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ГИДРОТЕРМ
КИНЕТИКО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

На основе особенностей химического, газового и изотопного составов, геотермобарических условий дана возрастная оценка гидротермальных флюидов рифтовых зон океанов и континентов, областей островных дуг, а также районов грязевого вулканизма и проявлений конденсационных и солюционных вод углеводородных скоплений. Установлены корреляционные связи степени накопления микрокомпонентов в гидротермах с их возрастом.

Проявления современных гидротермальных флюидов на земном шаре зафиксированы во многих пунктах рифтовых зон океанов и континентов, в областях островных дуг и районах грязевого вулканизма. Изучение их возраста необходимо для создания моделей развития гидротермальных систем, расчетов тепловых эффектов кондуктивного и конвективного типов, изменения пород, для оценки общего количества химических компонентов, выносимых на дневную поверхность, процессов гидротермального рудообразования [8, 10].

Кинетико-геохимический метод разработан автором в 1983 г. [21] на основе исследования автохтонных рассолов Восточно-Предкавказского артезианского бассейна, а затем опробован на материале нижних этажей других артезианских бассейнов бывшего СССР [22].

В качестве количественного критерия используется катионный коэффициент θ :

$$\theta = (\varepsilon \text{Na}^+ + \varepsilon \text{Mg}^{2+}) / \varepsilon \text{Ca}^{2+}. \quad (1)$$

Формула метода в настоящей интерпретации скорректирована с использованием данных Дж. Петера и др. [33], которые по изотопу ^{14}C определили возраст кальцита и CO_2 гидротермальных зон Южной впадины бассейна Гуаймас, и представляется в виде

$$T_0 = A_0 \frac{\varepsilon_i}{\varepsilon_b} \lg \frac{\theta_0}{\theta} 10^{\frac{100}{T_0}} \pm 0,2T_0, \quad (2)$$

где T_0 — возраст гидротерм, десятки тыс. лет; A_0 — поправочный коэффициент, величина которого увеличивается с ростом температуры флюида (T , К) следующим образом: 350—0,13; 370—0,19; 390—0,25; 410—0,32, а далее по уравнению $A_0 = 0,32 + (T - 410)0,004$; ε_i и ε_b — экспоненциальные геохронотерма и хронобарический градиент (ЭХБГ) — комплексные параметры, учитывающие геотермическую и барическую обстановки гидротермального объекта, возраст пород которого берется в единицах времени (T), эквивалентных 10^4 лет ($\varepsilon_i = 10^{\frac{100}{T_0}}$; $\tau = t (^{\circ}\text{C}) \lg T$; $\varepsilon_b = 10^{\frac{B}{1000}}$; $B = \frac{10P}{\lg T}$). Начальный катионный коэффициент θ_0 может характеризоваться двумя значениями: 22 — для гидротермальных систем

Характеристика гидротерм земного шара [2, 3, 5, 10, 13—19, 24, 25, 28—35, 37, 38]

Площадь геотерм (месторождение)	Регион	Возраст пород гидротермального объекта $\times 10^4$	Глубина залегания, м	Температура, К	Давление, МПа	ЭГХТ ϵ_t	ЭХБТ ϵ_B	Минерализация терм, М, г/л	Катионный коэффициент θ	Поправочный коэффициент A_θ	Возраст терм T_θ , 10^3 лет
<i>Области вулканизма рифтовых зон</i>											
Плуум	Хуан-де-Фука	600	2500 *	623	26,0	9,38	1,24	64,0	4,3	1,17	90 ± 18
		600	~5000 **	~723	~50,0	17,78	1,51	140,0	5,0	1,57	163 ± 65
Мад Вулкан	Йеллоустонский парк	100	источник	513	0,1	3,02	1,00	0,49	3,3	0,73	38 ± 8
Солтон Си	Калифорнийский рифт	200	2100	633	17,0	6,73	1,19	258,0	1,57	1,21	113 ± 23
Сонома		50	гейзер	513	0,1	2,56	1,00	1,3	3,34	0,73	32 ± 6
Серро Прието		50	1700	593	12,0	3,50	1,18	19,8	18,2	1,05	16 ± 3
Гуаймас		50	2500 *	588	30,0	3,40	1,50	38,0	3,5	1,03	28 ± 6
21° с. ш. ВТП	Восточно-Тихоокеанское поднятие	100	3900 *	623	40,0	5,01	1,58	34,0	15,4	1,17	8 ± 2
13° с. ш. ВТП		100	2800 *	623	30,0	5,01	1,41	44,0	5,3	1,17	37 ± 7
Галапагосская рифтовая зона		100	4200 *	623	43,0	5,01	1,64	36,0	6,1	1,17	29 ± 6
ТАГ, 26° с. ш.	Срединно-Атлантический	50	3700 *	593	38,0	3,50	1,68	39,0	11,5	1,05	9 ± 2
Рейкьянес	Исландия	150	1754	565	13,0	4,32	1,16	32,4	5,49	0,94	32 ± 6
Крабле-Наума-Фьядль		60	2000	623	14,0	4,19	1,17	0,8	10,2	1,13	37 ± 7
Атлантис II	Красноморский рифт	120	~4000	~543	~44,0	3,64	1,63	303,6	15,9	0,85	4 ± 2
Данакильская впадина	Восточно-Африканский рифт	1000	~4000	~473	~52,0	3,98	1,49	300,0	13,8	0,57	5 ± 2
Аллалобеда		1000	гейзер	492	0,1	4,54	1,00	2,2	19,0	0,65	16 ± 3
Танганьика	Восточно-Африканский рифт	1000	~1200	~573	~10,0	7,94	1,08	2,3	11,0	0,97	58 ± 23
Аршан	Байкальский рифт	300	~7000	~523	~70,0	4,16	1,92	4,1	0,64	0,77	46 ± 19
Бхуттайагудем	Годовари (Индия)	200	500	373	4,0	1,70	1,04	1,7	1,42	0,20	9 ± 2
Манус	Папуа-Новая Гвинея	400	2500 *	548	26,0	5,20	1,26	38,0	3,4	0,87	44 ± 9
Франклин		300	2200 *	583	23,0	5,86	1,24	53,0	12,4	1,01	18 ± 4

Области вулканических поясов

Южный Мигер Крик	Британская Колумбия	200	2500	503	25,0	3,38	1,28	3,1	13,1	0,69	14 ± 3
Ахуачапан	Сальвадор	50	терм. поле	501	0,1	2,44	1,00	15,1	12,5	0,68	6 ± 1
Калабозос	Чилийские Анды	80	500	523	3,0	2,99	1,06	2,0	2,63	0,77	41 ± 16
Лардерелло	Северная Италия	370	3000	673	27,0	10,64	1,27	1,83	0,92	1,37	269 ± 54
Зефирия	Греция	100	1100	573	10,0	3,98	1,14	32,0	5,53	0,97	30 ± 6
Мутновское	Камчатка	2200	1500	553	9,0	8,63	1,06	0,9	3,15	0,89	124 ± 25
Нижнекошелевское		1200	~3000	~643	~28,0	13,77	1,23	5,6—47	2,4	1,25	193 ± 77
Паужетское		1000	1200	483	7,0	4,27	1,05	3,5	14,8	0,61	18 ± 4
Нижнепаратунская		2200	Источник	361	0,1	1,97	1,00	1,5	1,65	0,17	9 ± 2
Начикинская		2000	370	357	3,7	1,89	1,03	1,2	9,3	0,15	3 ± 1
Нальчевская		2200	Источник	348	0,1	1,78	1,00	3,8	4,0	0,12	4 ± 1
Узон		100	»	366	0,1	1,54	1,00	1,05	4,9	0,18	5 ± 1
Вулкан Эбеко	Курильская гряда	50	»	367	0,1	1,44	1,00	19,8	1,41	0,18	6 ± 1
Вулкан Менделеева		50	»	357	0,1	1,39	1,00	4,6	5,64	0,15	4 ± 1
Вулкан Головнина		50	»	371	0,1	1,47	1,00	2,4	1,46	0,19	8 ± 2
Арима	Япония	500	168	406	1,6	2,29	1,02	72,5	3,9	0,30	12 ± 2
Оникобе		900	1200	573	10,0	7,69	1,10	18,7	4,86	0,97	67 ± 13
Тамагава		900	Источник	371	0,1	1,95	1,00	4,8	1,51	0,20	10 ± 2
Вакура		900	»	368	0,1	1,91	1,00	20,4	1,09	0,18	8 ± 2
Мацукава		900	1500	553	11,0	6,71	1,09	4,3	10,7	0,89	49 ± 10
Матсао	О-в Тайвань	100	1500	563	11,0	3,80	1,14	23,8	3,4	0,93	37 ± 7
Маникаран	Гималайи	100	Источник	370	0,1	1,56	1,00	0,56	2,73	0,19	7 ± 1,5
Чи Солок	Индонезия	100	»	368	0,1	1,55	1,00	1,1	4,6	0,18	5 ± 1
Уайт	Новая Зеландия	30	Кратерное озеро	373	0,1	1,41	1,00	97,3	7,32	0,20	3 ± 0,5
Вайракей		60	500	513	3,0	2,67	1,05	3,3	34,3	0,73	3 ± 0,5
Таупо		200	~5000	~823	~70	18,45	2,01	4,3	27,0	1,97	46 ± 18

* Глубина океана.

** Глубина океана + толщина океанической коры.

талассогенного питания (максимальная величина для вод и рассолов неогеновых горизонтов [22]) и 42 — метеогенного питания (за эталонную принята пресная термальная вода из скв. 38 района Те Пьюк, (Новая Зеландия), имеющая изотопный состав — $\delta^{18}\text{O} = -5,5\%$ и $\delta\text{D} = -31\%$ [36]).

По аналогии с [21,22] среднеквадратическая погрешность величины возраста составляет 20%, в случае прогнозной оценки нескрытых глубин гидротермальной системы она увеличивается до 40%.

В табл. 1 представлены данные для расчета величины возраста гидротерм областей вулканизма рифтовых зон. Гидротермы срединно-океанических хребтов охарактеризованы в бассейнах Хуан-де-Фука, Гуаймас, 21° с. ш., ВТП, 13° с. ш. ВТП, Галапагосской рифтовой зоны, ТАГ, 26° с. ш., Манус и Франклин. Возраст океанической коры варьирует от $50 \cdot 10^4$ до $600 \cdot 10^4$ лет, глубина океана — от 2200 до 4200 м, температура на выходе гидротерм — от 275 до 350° С, давление столба океанской воды — от 23 до 43 МПа, значения ЭГХТ — от 3,40 до 9,38, ЭХБГ — от 1,24 до 1,68, минерализация терм — от 34 до 64 г/л, катионный коэффициент — от 3,4 до 15,4, поправочный коэффициент — от 0,87 до 1,17. Величина возраста гидротерм изменяется от $8 \cdot 10^3$ до $90 \cdot 10^3$ лет. Здесь следует отметить, что полученное нами время образования гидротермального выхода в бассейне Гуаймас $(28 \pm 6) \cdot 10^3$ лет соответствует средним возрастным оценкам включений кальцита по изотопу ^{14}C — $20 \cdot 10^3$ лет [33]. Предлагались различные механизмы для объяснения вариаций солености флюидов донных океанических геотермальных систем. Эксперименты по реагированию диабаза и внедренной морской воды были проведены Дж. Л. Бишофом и Р. Дж. Розенбауэром (1989 г.) для репродукции более ранних опубликованных наблюдений хлоридного истощения предположительно формирующегося недолговечного хлорсодержащего минерала. Отсутствие какого-либо хлоридного истощения по данным этих исследований дает основание полагать, что образование хлорсодержащих минералов не является настолько распространенным, чтобы объяснить наблюдаемые вариации солености океанических гидротерм. Поэтому данные авторы предложили некую модель подкорковой циркуляции [28]. Вместо простой однопроточной конвекционной системы рассмотрены системы, состоящие из двух вертикально гнездящихся конвекционных ячеек, в которых рассол на глубине нагревается и движется к перекрывающей камере с океанской водой. Такое наслоение соленостей известен, как процесс в механизме флюидов под наименованием двойной диффузионной конвекции. Этот процесс обеспечивается стабильным высокотемпературным тепловым потоком вверх через трещинный фронт, смежный с магмой, и ограниченным химическим обменом рассола с перекрывающей океанской водой, что и объясняет вариации солености и высокие содержания металлов в выходах флюидов. Рассол образуется в результате двухфазной сепарации океанской воды в течение магмотогенно-тектонических проявлений, накапливается и остается сравнительно стабильным на участке непосредственно над магматической камерой. Данный процесс рассмотрен применительно к площади Плуум хр. Хуан-де-Фука, минерализация рассола в нижних ячейках здесь прогнозируется до 140—200 г/л, а катионный коэффициент около 5,0 (см. табл. 1). Следовательно, на глубине 5 км при температуре ~ 450° С и давлении ~ 50 МПа возраст рассола нижних ячеек может быть $(163 \pm 65) \cdot 10^3$ лет.

Важной отличительной особенностью газового состава флюидов в мобильных зонах океанической коры является высокая концентрация в них гелия, обогащенного легким «первичным» изотопом ^3He . Для оценки присутствия в термальных флюидах глубинной, ювенильной составляющей применяется величина отношения изотопов ^3He и ^4He , так называемая изотопно-гелиевая метка. Для современной мантии характерны значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в единицах на 10^{-5} . По данным Б. Г. Поляка, П. Н. Толстихина и В. П. Якуцени изотопный состав гелия в базальтах и термальных растворах рифтовых зон Мирового океана варьирует в узком диапазоне $(1,02 — 1,32) \cdot 10^{-5}$: хр. Хуан-де-Фука, впадина Гуаймас, 21° с. ш.

ВТП, 20° ю. ш. ВТП, Галапагосский рифт (1° с. ш.), Марианский трог, Срединно-Атлантический хребет (23° с. ш.). Наряду с гидротермами бассейна Гуаймас в пределах Калифорнийского рифта в возрастном отношении охарактеризованы флюиды площадей Солтон Си, Сонома, Серро Прието. Слабосоленоватые термы гейзера Сонома — явно метеогенного питания и имеют возраст $(32 \pm 6) \cdot 10^3$ лет, т. е. близкий к времени формирования гидротермального выхода бассейна Гуаймас.

Происхождение парогидротерм Серро Прието В. И. Кононов [10] справедливо объясняет растворением и выщелачиванием эвапоритов инфильтрационными водами и влиянием магматического флюида. Последнее подтверждается характерными значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($1,0 \cdot 10^{-5}$) и содержанием CO_2 до 92,4%. Эта мощная гидротермальная система возникла 16 ± 3 тыс. лет назад.

Гораздо более древними являются крепкие рассолы Солтон Си ($T_0 = 113 \pm 23$ тыс. лет), которые образовались в результате питания преимущественно солеными водами оз. Солтон Си, погружающимися по разлому и вместе с магматическим флюидом ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1,0 \cdot 10^{-5}$ и $\text{CO}_2 = 90,0\%$) растворяющими галогенные породы разреза [10].

Примерно одновозрастные (32—37 тыс. лет) термы Исландии (Рейкьянес и Крабла-Нау-мефьядль) отличаются более высокой долей магматического флюида, так как отношение изотопов гелия составляет $(1,35 - 1,75) \cdot 10^{-5}$, концентрация CO_2 55,3 — 93,6%, а H_2 до 44,5%.

По данным Г. Ю. Бутузовой [3], в переходной зоне Красноморского рифта, где расположена впадина Атлантис II, гидротермальный процесс начался 20—25 тыс. лет назад. На ранних стадиях процесс протекал достаточно вяло, что отразилось в накоплении биогенно-терригенных отложений с незначительной концентрацией рудных веществ, залегающих непосредственно на молодых (12 тыс. лет) океанических базальтах. Начиная с этого момента гидротермальная деятельность во впадине активизировалась, однако и в дальнейшем (~ 8,5—6 тыс. лет) отмечено некоторое снижение активности. Лишь в новейшее время этот участок рифта находится в высокоактивной стадии развития. По нашим данным, возраст крепких рассолов Атлантис II, источник которых предполагается на глубине 4 км, достигает 4 тыс. лет, т. е. характеризует наиболее мощное проявление гидротермального процесса.

В пределах Восточно-Африканского рифта крепкие рассолы Данакильской впадины также являются наиболее молодыми (5 тыс. лет). Слабосоленоватые термы гейзера Аллалабеда имеют возраст 16 ± 3 тыс. лет, а озерных источников Кейп Банза (северная часть трога Танганьика), при глубине корней гидротермальной системы ~ 1,2 км — даже $(58 \pm 23) \cdot 10^3$ лет.

В Байкальской рифтовой зоне путем аналитического и численного моделирования В. А. Голубевым, Ю. А. Зориним, С. В. Лысаком и С. В. Осокиной установлено, что наблюдаемое распределение теплового потока объясняется внедрением вдоль оси рифта 2—3 млн лет назад трещинной интрузии шириной 5—10 км, поднявшейся до глубин 2—12 км. В Тункинской впадине, где кровля кристаллического фундамента залегают на глубине 7 км с температурой ~ 250° С, на площади Аршан в скв. 28 изотопно-гелиевая метка равна $1,0 \cdot 10^{-5}$, а содержание CO_2 94% [20]. Существенное влияние мантийного флюида позволяет прогнозировать возраст этой гидротермальной системы до $(46 \pm 19) \cdot 10^3$ лет.

В рифтовой долине Годовари (Индия) слабосоленоватая термальная вода из скважины на площади Бхуттайагудем имеет возраст 9 тыс. лет. Ее тесная связь с атмосферными осадками подтверждается преобладанием азота в газовом составе (71,5%), глубинный флюид проявляется концентрацией двуоксида углерода (24,9%), сероводорода (0,5%) и следами водорода [35].

Гидротермы вулканических поясов материковых областей изучены по площадям Британской Колумбии, Сальвадора, Чилийских Анд, Северной Италии, Греции и Гималаев (см. табл. 1).

Вулканический комплекс мигер включает серию плиоцен-четвертичных андезитовых и риодацитовых эруптивных центров, которые пронизывают породы юрско-мелового берегового плутонического комплекса юго-западной Британской Колумбии (Канада) [29]. В скважине площади Южный Мигер Крик на глубине 2500 м при температуре около 230° С выделяются слабосоленоватая вода, имеющая возраст 14 тыс. лет. Флюид термального поля Ахуачапан, возникшего 5—7 тыс. лет назад, отличается резко повышенными количествами CO₂ (50—80%) и водорода (10—40%). Кальдера Калабозос представляет собой обширное проявление силикатного вулканизма в течение позднего плейстоцена [30]. Устьевые температуры достигают 80—98° С, а вода мигрирует с глубины около 500 м, где температура предполагается равной 250° С. Основу гидротерм возраста $(41 \pm 16) \cdot 10^3$ лет представляет метеогенная вода с изотопным составом: $\delta D = -98 + -89\%$ и $\delta^{18}O = -13,5 + -9,8\%$. В районе Лардерелло интрузив с температурой ~ 750° С предполагается на глубине 8 км. Его влияние обеспечило температуру 400° С в скв. Сан Помпео 2 (на глубине 3000 м). Бурение на этом участке также обнаружило присутствие глубокозалегающего проницаемого горизонта в фундаменте, отделенного мощной непроницаемой толщей (600 м) от главных продуктивных горизонтов. Рубидий-стронциевый и калий-аргоновый методы дали возраст пород фундамента в пределах 2,5—3,7 млн лет [32]. Термальные воды и пар приурочены к отложениям тосканской серии — триасово-юрским известнякам. Содержание газа в паре достигает 5,5% при следующем составе, %: CO₂ 93,0; H₂S 2,4; H₂ 1,8; CH₄ 1,8; N₂ 1,0. Типичный состав гидрокарбонатной кальциево-натриево-магниевой воды представлен источником Перла ($M = 1,83$ г/л; $\theta 0,92$) [5]. Роль магматогенной составляющей оценивается величиной изотопно-гелиевой метки $0,45 \cdot 10^{-3}$ [32]. Возраст данной геотермальной системы равен $(269 \pm 54) \cdot 10^3$ лет. Парогидротермы площади Зефирия явно талассогенного питания и образовались 30 ± 6 тыс. лет назад. В Гималаях высокотермальный пресный источник Маникаран имеет возраст 7 тыс. лет, его газовый состав в основном представлен диоксидом углерода (98,4%), сероводорода (0,6%), азота (0,7%), метана и водорода (следы) [35].

Гидротермы вулканических поясов островных дуг изучены в пределах Курило-Камчатского, Японского и Новозеландского сегментов. На территории Камчатки наибольший объем исследований проведен в границах Мутновской геотермальной месторождения [17, 25]. Вместительным парогидротерм является паратунская свита (нижний миоцен), представленная туфами, туфобрекчиями и пропилитизированными лавами андезито-базальтового состава. Максимальная температура недр месторождения около 280° С, на поверхности в продуктивных парящих скважинах она достигает 222° С. В разрезе определены три термогидродинамических комплекса: верхний — однофазный, жидкофазный, средний — двухфазный парожидкостный и нижний — однофазный высокотемпературный жидкостный. Первый комплекс вскрыт в интервале абсолютных отметок + 800 ++ 400 м. Геотермический градиент здесь снижается сверху вниз от 0,9 до 0,6° С/м, градиент пластового давления варьирует от 0,0078 до 0,0100 МПа/м. Средняя минерализация флюида составляет 0,9 г/л, среднее значение катионного коэффициента 3,15. Подошва второго комплекса соответствует отметке — 80 м. Геотермический градиент по разрезу снижается от 0,6 до 0,3° С/м, а градиент давления изменяется от 0,0048 до 0,0058 МПа/м. В нижнем комплексе на глубине 1500 м геотермический градиент — 0,19° С/м, а барический градиент в интервале 1400—2100 м увеличивается от 0,0059 до 0,0070 МПа/м. Для оценки возраста Мутновской геотермальной системы нами использованы гидрогеохимические данные наиболее изученного верхнего комплекса в предположении, что соответствующее значение коэффициента θ мало отличается от величины, характерной для нижнего комплекса. Вопрос этот достаточно принципиален, так как бурением исследуется лишь верхняя часть геотермального месторождения и, кроме того, привлекаются сведения о выходах термальных источников на

поверхности. Однако наибольший интерес представляет время формирования именно глубинного очага гидротерм, да и формула метода (2) дает наилучшие результаты при температурах более 200° С (473 К). Л. А. Башарина [1] приводит состав конденсатов газа из базальтовой лавы побочного кратера Белянкина — Ключевского вулкана по пробам, отобраным в интервале температур 680—102° С. Сравним величины M и θ для различных температур, 0° С:

$T, ^\circ\text{C}$	680	500	360	210	102
$M, \text{г/л}$	8,91	9,78	4,09	0,39	0,22
θ	1,97	2,61	1,12	0,79	0,91

Как видим, минерализация флюида при снижении температуры уменьшается в 40—45 раз, а катионный коэффициент — в 2—3 раза. Если учесть, что коэффициент θ в формуле (2) берется в логарифмическом масштабе, то разница составит 1,3—1,5 раза. Последнее укладывается в среднеквадратическую погрешность метода (40%) при прогнозной оценке невоскрывших глубин. Указанная тенденция проявляется и в химическом составе термальных источников кальдеры Калабозос [30]. В интервале устьевых температур 50—96° С минерализация варьирует от 0,64 до 2,15 г/л, а катионный коэффициент от 2,00 до 3,42. Эти выводы подтверждаются гидрохимическими расчетами В. А. Ильина (1983 г.), В. К. Саксены и М. Л. Гупты (1985 г.), Дж. Л. Бишофа и Р. Дж. Розенбаума (1989 г.). Исходя из приведенных соображений, возраст Мутновской гидротермальной системы определен в $(124 \pm 25) \cdot 10^3$ лет. Теплоносителем данной системы являются метеогенные воды, которые, как полагают А. И. Сережников и др. [25], судя об особенностях их изотопного состава, формируются на отметках, превышающих гипсометрический уровень поверхностных гидротермальных проявлений примерно на 1,0 км, т. е. в пределах горного массива, где расположен древний вулкан Горелый. Химический состав газов в паре из скв. В-2 указывает на заметную роль магматогенного флюида: резко доминирует двуоксид углерода (96,3%), сероводорода (3,2%), присутствует аммиак, азот, водород, H_2VO_3 , метан, фтор, мышьяк. Газовый состав Северо-Мутновской площади следующий, %: CO_2 80,1; H_2S 5,0; CH_4 1,0; H_2 3,4; N_2 7,5; $^3\text{He}/^4\text{He}$ $1,0 \cdot 10^{-5}$. Кровля магматического очага Мутновского вулкана прогнозируется на глубине 6 км.

В питании гидротермальной системы Нижнекошелевского месторождения велико значение и талассогенных вод [18]. В скв. 7 до глубины 800 м получены пресные гидрокарбонатные воды ($\theta = 3,5$) до глубины 1200 м — пресные сульфатные воды ($\theta = 1,9$) и до забоя (1526 м) — солоноватые хлоридные воды ($\theta = 2,4$). В других скважинах перегретые хлоридные воды имели еще более высокую (до 47 г/л) минерализацию. На глубине 3 км температура гидротерм предполагается около 370° С, а их возраст — 193 ± 77 тыс. лет.

Обладающее очень тепловым потенциалом и большими естественными ресурсами Паужетское месторождение образовалось сравнительно недавно — 18 тыс. лет назад (см. табл. 1). Еще моложе термальные выходы на площадях Нижнепаратунская, Начикинская, Налычевская, Узон (3—9 тыс. лет). Происхождение спонтанных газов и термальных вод молодой рудообразной системы Узон по изотопным данным изучено И. П. Луговой и др. [16]. Ими установлено, что в гидротермах кальдеры Узон превалируют глубинный углерод и вода, прошедшая метеорный цикл. В осевой зоне термоаномалии на поверхность выходят кипящие хлоридно-натриевые растворы, в которых присутствуют компоненты магматического происхождения. Так, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равная 0,7046, определена по источнику Экспериментальный.

На островах Курильской гряды (Парамушир и Кунашир) возраст термальных источников в пределах вулканов Эбеко, Менделеева и Головинина изменяется от 4 до 8 тыс. лет (см. табл. 1), причем Верхнеюрские источники характеризуются преимущественно талассогенным питанием. В газовом составе Нижнеменделеев-

ских источников преобладает CO_2 (88,0%), присутствуют сероводород (10,0%), азот (2,0%) [10], т. е. отчетливо проявляется влияние магматогенного флюида.

На территории Японии изучены геотермальные системы Арима, Оникобе, Тамагава, Вакура, Мацукава (см. табл. 1). Типично магматогенным является термальный рассол Арима, изотопный состав которого весьма характерен: $\delta^{18}\text{O} = +8,0\%$, $\delta\text{D} = -25\%$, $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,0 \cdot 10^{-5}$ [23, 37]. Кроме того, газы состоят из водорода (51,4%) и оксида углерода (46,7%). Возраст рассола по пробе с глубины 168 м равен 12 ± 2 тыс. лет. Водоносный комплекс, сложенный зелеными туфами и морскими осадками миоцена, охарактеризован источниками Обуки и Вакура ($T_0 = 8 - 10$ тыс. лет), парогидротермальными месторождениями Оникобе ($T_0 = 67 \pm 13$ тыс. лет) и Мацукава ($T_0 = 49 \pm 10$ тыс. лет). Газ последнего содержит CO_2 (81,8%), сероводород (14,1%) и азот (4,1%). Близкий возраст гидротерм (37 ± 7 тыс. лет) установлен на месторождении Матсао (о-в Тайвань), в газе которого больше CO_2 (92,0%) и меньше сероводорода (5,0%), присутствуют метан (0,7%), водород (0,8%) и азот (1,5%) [10].

Азотные термы Индонезии представлены пресным источником Чи Солок, его время образования около 5 тыс. лет назад.

Типичным представителем сероводородно-углекислых терм, тесно связанных с вулканическими газами, могут служить фумаролы, выходящие в кратере андезитового вулкана Уайт (Новая Зеландия) [10]. Рядом с фумаролой Биг Дональд образовалось кислое кратерное озеро, рассолы которого имеют минерализацию 97,3 г/л и возраст 3 тыс. лет.

Углекислые слабоминерализованные парогидротермы месторождения Вайракей имеют явно метеогенное питание и тот же возраст (см. табл. 1). В зоне Таупо [31] на глубине 5 км прогнозируется геотермальная система, время формирования которой достигает 46 ± 18 тыс. лет.

Исследование некоторых парогидротермальных месторождений показало, что существуют две четкие зависимости величины геотермического градиента (g , °С/м) от десятичного логарифма глубины залегания (H , м).

Верхний интервал (двухфазный парожидкостный) прослеживается до глубины около 1000 м и характеризуется уравнением

$$g_1 = 2,062 - 0,61gH \pm 0,05g \quad (r = -0,996). \quad (3)$$

Расчет производился по пяти объектам (Калабозос, Зефирия, Мутновское, Арима, Вайракей).

Нижний интервал выделяется на глубинах 1000—8000 м (прогнозно) и описывается уравнением

$$g_{II} = 0,69 - 0,157lgH \pm 0,12g \quad (r = -0,883). \quad (4)$$

Данные для расчета взяты по 14 объектам (Плуум, Солтон Си, Серро Прието, Рейкьянес, Крабла, Кейп Банза, Лардерелло, Зефирия, Мутновское, Нижнекошелевское, Паужетка, Оникобе, Мацукава, Матсао).

Уравнение (4) позволило иначе прогнозировать температуру на глубине 5 км в зоне Таупо. Так, если ее величина в работе [31] предполагается равной $\sim 350^\circ\text{C}$, то по нашим данным она существенно выше — до 550°C .

В I интервале очень высокие температуры обеспечения исключительно за счет конвекции флюида от магматического очага, во II интервале значительную роль играет и кондуктивная составляющая теплового потока. Поэтому можно оценивать контрастность гидротермальных аномалий в верхней части месторождения, если принять уравнение (4) в качестве фонового.

Например, площадь Арима: $H = 168$ м; $t = 133^\circ\text{C}$; $t_\phi = g_{II}H + t_0$ (среднегодовая температура); $g_{II} = 0,69 - 0,157 \cdot 2,225 = 0,341^\circ\text{C}/\text{м}$; $t_\phi = 72^\circ\text{C}$; $\Delta t = 133 - 72 = 61^\circ\text{C}$. Для площадей: Бхуттайагудем — $H = 180$ м, $\Delta t = 20^\circ\text{C}$; Калабозос — $H = 500$ м, $\Delta t = 112^\circ\text{C}$; Вайракей — $H = 500$ м, $\Delta t = 92^\circ\text{C}$; Мутновская — $H = 900$ м, $\Delta t = 42^\circ\text{C}$. Следовательно, на площади Арима влияние конвекции от магматического очага в 3 раза выше, чем на площади Бхуттайагудем, а в

недрах кальдеры Калабозос в 1,2 раза выше, чем в гидротермальной системе Вайракей.

Микроэлементы в гидротермах определялись многими исследователями [2, 3, 10, 13—15, 23—25, 29—31, 34, 35, 38]. Их уровень накопления сильно зависит от общей минерализации. Поэтому целесообразно характеризовать микроэлементный состав гидротерм по следующим группам: крепкие рассолы (Солтон Си, Атлангис II, Данакиль), слабые рассолы (Плуум, Серро Прието, Гуаймас, Ахуачапан, ТАГ, Рейкьянес, Арима, Оникобе, Матсао, Манус) и маломинерализованные термы (Мад Вулкано, Сонома, Крабла, Аллалобеда, Кейп Банза, Южный Мигер Крик, Калабозос, Паужетка, Мутновское, Мацукава, Маникаран, Вайракей). Крепкие высокотермальные рассолы содержат, мг/л: К — 2352—17500, Li — 5,5—215, Sr — 57—400, В — 830—2232, SiO₂ — 81—520, Fe — 100—6170, Zn — 100—1400, Mn — 0,4—18,5, Cu — 5—540. Коэффициенты накопления калия $K_K = K \cdot 10^3/M$, лития $K_{Li} = Li \cdot 10^3/M$, бора $K_B = B \cdot 10^3/M$, SiO₂ $K_{SiO_2} = SiO_2 \cdot 10^3/M$, марганца $K_{Mn} = Mn \cdot 10^3/M$ четко увеличиваются с возрастом крепких рассолов, которые формируются в результате растворения и выщелачивания эвапоритовых отложений высокотемпературным флюидом:

$$K_K = 0,535T_0 + 7,4 \quad (r = 0,996); \quad (5)$$

$$K_{Li} = 0,0074T_0 - 0,012 \quad (r = 0,986); \quad (6)$$

$$K_B = 0,054T_0 + 2,5 \quad (r = 0,988); \quad (7)$$

$$K_{SiO_2} = 0,016T_0 + 0,21 \quad (r = 0,990); \quad (8)$$

$$K_{Mn} = 0,043T_0 + 0,53 \quad (r = 0,991). \quad (9)$$

Слаборассольные термы содержат, в мг/л: К 626—5018, Li 29—60, Sr 2,3—6,3, В 66—721, SiO₂ 32—1666, Fe 0,2—148, Mn 4—55, Cu 0,002—0,13, Zn 0,1—49. За исключением кремнезема, уровень накопления микроэлементов примерно на порядок ниже.

Коэффициенты накопления калия, лития, кремнекислоты, напротив, снижаются с возрастом высокотемпературных слабых рассолов:

$$K_K = 65,5 - 0,42T_0 \quad (r = -0,713); \quad (10)$$

$$K_{Li} = 1,76 - 0,95 \lg T_0 \quad (r = -0,781); \quad (11)$$

$$K_{SiO_2} = 58,2 - 22,5 \lg T_0 \quad (r = -0,632). \quad (12)$$

Маломинерализованные термы в основном обеднены микрокомпонентами, концентрации которых варьируют, мг/л: К — 6—225, Li — 0,02—14,2, Sr — 0,05—1,4, В — 1,5—117, SiO₂ — 86—880, Fe — 0,01—45, Mn — 0,0007—0,9, Cu — до 0,002, Zn — 0,010—0,025. На этом фоне аномально высокими количествами бора (684 мг/л) и железа (508 мг/л) выделяется флюид месторождения Мацукава [10]. Здесь гидротермальному изменению подвергались андезитовый и дацитовый спекшился туфы и андезиты. В отличие от других гидротермальных систем группы флюид с температурой 250—280° С имеет рН 3—4 и содержит высокие концентрации сульфатов (500—1500 мг/л), СО₂ и Н₂С. Его воздействие приводит к активному кислотному выщелачиванию пород по всему разрезу и образованию в них каолинита, кварца, алунита, ангидрита, гипса и пирита.

В маломинерализованных гидротермах коэффициенты накопления калия, лития, кремнезема также уменьшаются с увеличением возраста систем:

$$K_K = 53,3 - 0,2T_0 \quad (r = -0,510); \quad (13)$$

$$K_{Li} = 4,42 - 2,4 \lg T_0 \quad (r = -0,839); \quad (14)$$

$$K_{SiO_2} = 293 - 131 \lg T_0 \quad (r = -0,801). \quad (15)$$

По-видимому, в случаях слаборассольных и маломинерализованных терм реализуется процесс образования новых минералов в результате гидротермального

изменения вмещающих пород, например К-полевого шпата, К-слюды и других [10]. По мере гидротермальной системы большая часть тепловой энергии трансформируется в химическую и поглощается при минералообразовании [8].

Химический состав вод и газов грязевых вулканов Керченско-Таманской области, Северо-Западного Кавказа, Восточной Грузии, Азербайджана, Западной Туркмении, о-ва Сахалин изучен И. А. Лагуновой и С. Д. Гемп [12]. Общая минерализация и значения катионного коэффициента изменяются в широких пределах: $M = 5,8$ г/л (Астраханка, Шемахино-Кобыстанская область) — 150 г/л (Гек-Патлаух, Западная Туркмения) и $\theta = 4,0$ —4,3 (Хадырлы, Прикуринская область — Гладковский, Западная Кубань) — 1012,5—1332,1 (Инчабель и Чейлахтарма, Шемахино-Кобыстанская область). Как известно, корни грязевых вулканов приурочены к очень большим глубинам (7—12 км и более), где температуры обычно 270—320° С, а давления превышают 100—160 МПа, т. е. находятся в нижней газовой зоне. Растворимость воды в метане и двуоксиде углерода, которые доминируют на таких глубинах, превышает 0,3 мольной доли [11]. Явно выраженный селективный характер растворимости минерализованной воды в углеводородах установлен в ряде опытов. Можно полагать, что соли натрия переходят в газопаровую фазу значительно интенсивнее, чем соли кальция. Поэтому изначально величина катионного коэффициента может быть аномально высокой (до 2000). К тому же в близповерхностных условиях сульфаты натрия в результате бактериального восстановления превращаются в бикарбонаты и карбонаты натрия и попутно происходит выпадение в осадок основной массы кальция и магния [27]. Обогащение сопочных вод содой происходит и в результате гидролиза натриевых полевых шпатов. Установленные более 25 лет назад в недрах газоконденсатных и нефтяных месторождений конденсационные и солюционные воды [11] характеризуются наличием хлоридов и бикарбонатов натрия при небольшой плотности солей щелочных земель. Так, пластовые воды газоконденсатных залежей структур Карадаг, Южное, Локбатан, Зыря (Азербайджан) на глубинах 3600—4800 м характеризуются величинами θ , равными 56—115 [22].

По данным В. В. Нелюбина (1985 г.), солончатые воды газоконденсатных месторождений севера Западно-Сибирского мегабассейна также обеднены кальцием (θ до 101,4—641,4). В кратерном озере вулкана Гек-Патлаух рассол образовался в связи с уходом растворителя в углеводородную фазу при дегазации недр и путем последующего испарения воды в условиях аридного климата [11].

Итак, для оценки возраста вод грязевых вулканов можно использовать формулу (2) при $\theta_0 = 2000$. В этом случае, однако, подразумевается фиктивный возраст грязевых вулканов, так как формула (2) выведена для флюидов с магматической составляющей. Формирование выводящего канала грязевого вулкана Тарханский (Керченский полуостров) произошло на рубеже олигоцен — ранний миоцен ($T = 25$ млн лет). По мнению Е. Ф. Шнюкова (1979 г.), здесь наблюдается внедрение интрузивных пород на глубинах 7—8 км ($t \sim 270^\circ \text{C}$, $P \sim 110$ МПа). Следовательно,

$$T_0 = 0,85 \frac{8,26}{2,11} \cdot \lg \frac{2000}{17,9} 10^{\frac{100}{243}} = (10,4 \pm 4,2) \cdot 10^4 \text{ лет} = 104 \pm 42 \text{ тыс. лет.}$$

Влияние глубинного газопарового флюида не опровергается изотопным составом воды ($\delta D = -16\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +12,5\text{‰}$) [27] и химическим составом газа (CO_2 91,7%; CH_4 8,1%, N_2 0,2%) [12].

Грязевой вулкан Гек-Патлаух находится на Гогрань-Даг-Чикишлярском глубинном разломе, возраст подводящих разрывов около 8 млн лет ($T = 800 \cdot 10^4$ лет). Глубина его корней около 7 км [9] ($t \sim 190^\circ \text{C}$, $P \sim 80$ МПа).

$$T_0 = 0,53 \frac{3,56}{1,89} \lg \frac{2000}{12} 10^{\frac{100}{463}} = (3,6 \pm 1,5) \cdot 10^4 \text{ лет} = 36 \pm 15 \text{ тыс. лет.}$$

Корни грязевого вулкана о-в Булла—Южный (Бакинский архипелаг) предполагаются на глубине 11 км ($t \sim 290^\circ \text{C}$, $P \sim 150$ МПа) возраст подводящих разрывов около 7 млн лет ($T = 700 \cdot 10^4$ лет)

$$T_0 = 0,93 \frac{6,68}{3,36} \lg \frac{2000}{206,4} \cdot 10^{\frac{100}{363}} = (2,7 \pm 1,1) \cdot 10^4 \text{ лет} = 27 \pm 11 \text{ тыс. лет.}$$

Воды и газы грязевых вулканов Кобыстана (Западный Шейтануд, Сюнди, Чеилахтарма) поступают по разрывным нарушениям надвигового типа из меловых отложений с глубин 7—8 км [6]. Чеилахтарминская складка осложнена продольным осевым разрывом, заложенным в середине века продуктивной толщи ($T = 8$ млн лет). К нему и приурочен крупный грязевой вулкан, выделяющий большое количество газа, вязкую нефть и минерализованную воду. Его фиктивный возраст невелик:

$$T_0 = 0,44 \frac{3,12}{2,21} \lg \frac{2000}{1332} \cdot 10^{\frac{100}{443}} = (0,2 \pm 0,1) \cdot 10^4 \text{ лет} = 2 \pm 1 \text{ тыс. лет.}$$

Изотопно-гелиевая метка грязевых вулканов Южно-Каспийской мегавпадины на три порядка ниже по сравнению с мантийной [6]. Содержание метана велико (87,7—99,2%), диоксида углерода мало (0,2—9,1%) [12]. Все это указывает на генетическую связь грязевулканических газов региона с газами осадочного чехла.

Рассмотренные примеры определения фиктивного возраста грязевых вулканов показывают достаточно тесную корреляционную связь T_0 с $\lg \theta$:

$$T_0 = 106 - 32,9 \lg \theta \quad (r = -0,722). \quad (16)$$

Поэтому следует рекомендовать это уравнение для экспресс-оценок фиктивного возраста грязевых вулканов.

В сопочных водах содержатся микрокомпоненты, мг/л: К 6—538, Sr 1—144, В 29—950, As 0,05—0,060, NH_4 0,1—67,7, Br 8—376, I 4—65 [12]. Коэффициенты накопления большинства микрокомпонентов обнаруживают характерные связи с величиной катионного коэффициента в логарифмическом масштабе (табл. 2), т. е. с фиктивным возрастом сопочных вод. Значения $K_K, K_{Sr} = (\text{Sr} \cdot 10^3)/M, K_{\text{Br}/\text{HCO}_3} = (\text{Br} \cdot 10^3)/\text{HCO}_3, K_{\text{NH}/\text{HCO}_3} = (\text{NH}_4 \cdot 10^3)/\text{HCO}_3$ достаточно четко увеличивается с возрастом, что свидетельствует о переходе калия, стронция, бора и аммония в водную фазу из вмещающих пород. Применительно к бром и йоду намечается прямо противоположная тенденция (см. табл. 2). Так, величины бром-хлорного ($\text{Br} \cdot 10^3$)/Cl и иод-хлорного ($\text{I} \cdot 10^3$)/Cl коэффициентов по времени снижаются. Это можно объяснить процессами рассеяния, перераспределения, выравнивания и разубоживания концентраций брома и йода в результате молекулярной и конвективной диффузии, сорбции, а также дегазации вод.

Фиктивный возраст подземных конденсационных и солюционных вод, обнаруженных в недрах газоконденсатных и нефтяных месторождений [4, 7, 11], может оцениваться аналогично.

Так, солюционные флюиды залежей верхнемелового горизонта Терско-Сунженского района (Эльдорово, Октябрьская, Старогрозненская) подстилают в виде оторочек опресненных вод ($M = 1,62—12,8$ г/л) мощные нефтяные скопления и характеризуются значениями θ от 3,8 до 102,7 [4]. Вертикальная миграция газопаровой системы, по-видимому, происходила из подслоевых верхнеюрских отложений с глубин 8—9 км по трещинам Срединного разлома, образовавшимся в преадакчагыльскую фазу складчатости ($T \sim 8$ млн лет). Максимальные палеотемпературы, определенные термобарогеохимическим методом, превышали 280°C [26], пластовые давления достигали 120 МПа. Полученные значения T_0 варьируют от 40 до 84 тыс. лет. Глубинная инверсионно-гидрогеологическая аномалия в недрах Мачехского газового месторождения Днепроовско-Донецкой впадины [7], судя по величинам $\theta = 6,3$ (при $M 3,1$ г/л), $t \sim 200^\circ \text{C}$, $P = 95$ МПа и времени формирования разрыва около 1 млн лет назад, имеет возраст 19 ± 7 тыс. лет. Отличительной особенностью конденсационных вод этого

Зависимости коэффициентов накопления микрокомпонентов от возрастного показателя θ вод грязевых вулканов [12]

Уравнение регрессии	Число объектов	Коэффициент корреляции	Катионный коэффициент θ	
			500 $T_0 = 17 \cdot 10^3$ лет	10 $T_0 = 73 \cdot 10^3$ лет
$K_K = 6,43 - 1,89 \lg \theta$	32	-0,52	1,3	4,5
$K = 1,68 - 0,6 \lg \theta$	26	-0,66	0,06	1,08
$\lg K_{B/HCO_3} = 3,12 - 0,66 \lg \theta$	26	-0,51	21,8	288,4
$\lg K_{NH_4/HCO_3} = 2,70 - 0,92 \lg \theta$	29	-0,73	1,6	60,3
$K_{Sr/Cl} = 1,77 + 3,56 \lg \theta$	28	+0,47	11,4	5,3
$K_{I/Cl} = 4,15 \lg \theta - 3,0$	27	+0,48	8,2	1,2

месторождения является аномальная обогащенность железом ($Fe \cdot 10^3$)/ $M = 177,9$, которая даже превосходит концентрацию этого металла во флюидах геотермального месторождения Мацукава (118,1).

Таким образом, рассмотренный материал свидетельствует о применимости кинетико-геохимического метода для оценки возраста гидротерм областей вулканизма рифтовых зон, островных дуг, вод грязевых вулканов, конденсированных и солюционных вод глубокозалегающих углеводородных скоплений.

Список литературы

1. Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов//Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 69—79.
2. Бутузова Г. Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 1.//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 3—18.
3. Бутузова Г. Ю. О связи гидротермального рудообразования с тектоникой, магматизмом и историей развития рифтовой зоны Красного моря//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 3—19.
4. Волобуев Г. П., Сокирко Л. Е., Негиевич В. Д., Щербакова Л. Н. Распространение, условия залегания и геохимия маломинерализованных подземных вод в Терско-Сунженской области/Маломинерализованные воды глубоких горизонтов нефтеносных провинций. Киев: Наук. думка, 1985. С. 158—168.
5. Гидрогеология Европы. Т. 1 и 2/Под ред. Н. А. Маринова, Н. Й. Толстихина. М.: Недра, 1989. 536 с., 238 с.
6. Григорьянц Б. В., Алшев А. А. Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма//Очерки по геологии Азербайджана: Достижения геологической науки в Азербайджане (сб. статей). Баку: Азернешр, 1984. С. 149—166.
7. Глушко В. В., Лукин А. Е., Кривошея В. А., Санаров И. В. Глубинная гидрогеологическая аномалия в Днепровско-Донецкой впадине//Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1988. № 6. С. 10—14.
8. Ильин В. А. Современный гидротермальный процесс в связи с энергетикой земной коры//Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 10. С. 3—10.
9. Клещев К. А., Шейн В. С., Славкин В. С. Новая концепция геологического строения и нефтегазоносности Западной Туркмении//Геология нефти и газа. 1992. № 5. С. 2—6.
10. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 216 с.

11. Колодий В. В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга Советского Союза). Киев: Наук. думка, 1983, 248 с.
12. Лагунова И. А., Гели С. Д. Гидрохимические особенности грязевых вулканов//Сов. геология. 1978. № 8. С. 108—124.
13. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. и др. Гидротермальные проявления Срединно-Атлантического хребта на 26° с. ш. (Гидротермальное поле ТАГ)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 3—20.
14. Лисицын А. П., Бинкс Р. А., Богданов Ю. А. и др. Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа Новая Гвинея)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 125—140.
15. Лисицын А. П., Крук К., Богданов Ю. А. и др. Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус//Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 34—55.
16. Луговая И. П., Карпов Г. А., Загнитко В. Н., Березовский Ф. И. Происхождение спонтанных газов и термальных вод гидротермальной системы Узон (Камчатка) по изотопным данным//Сов. геология. 1987. № 10. С. 99—107.
17. Остапенко С. В., Отман Н. С., Шпак А. А., Молчанов А. А. Термогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм//Сов. геология. 1987. № 6. С. 108—114.
18. Писарева М. В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения//Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52—63.
19. Поляк Б. Г., Кононов В. И. Геотермальная активность рифтовых зон//Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 94—108.
20. Поляк Б. Г., Прасолов Э. М., Толстихин И. И. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны//Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18—33.
21. Резников А. Н. Новый метод оценки возраста соленых вод и рассолов нефтегазоносных бассейнов//Геология нефти и газа. 1983. № 12. С. 39—44.
22. Резников А. Н. Определение возраста рассолов и соленых вод кинетико-геохимическим методом//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 120—129.
23. Сакаи Х., Мацубая О. Изотопная геохимия термальных вод Японии и ее роль в распознавании природы рудообразующих растворов Куроко//Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 510—549.
24. Сережников А. И. Геология и процессы формирования гидротерм Камчатки//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 3. С. 103—120.
25. Сережников А. И., Селецкий Ю. Б., Миначева Л. И. Геохимия и процессы формирования Мутновского геотермального месторождения на Камчатке//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 109—124.
26. Сианцян Э. С., Резников А. Н. Палеотермическая характеристика глубокозалегающих горизонтов Терско-Каспийского прогиба//Геология нефти и газа. 1991. № 3. С. 42—45.
27. Шнюков Е. Ф., Клещенок С. А. Изотопно-геохимические исследования сопочных вод Керченско-Таманской грязевулканической области//Геол. журн. 1992. № 3. С. 47—56.
28. Bischoff J. L., Rosenbauer R. J. Salinity variations in submarine hydrothermal systems, by layered double-diffusive convection//J. Geol. 1989. V. 97. № 5. P. 613—623.
29. Ghomshei M. M., Croft S. A. S., Stauder J. J. Geochemical evidence of chemical equilibria in the South Meager Creek geothermal system, British Columbia, Canada//Geothermics. 1986. V. 15. № 1. P. 49—61.
30. Grunder A. L., Thompson J. M., Hildreth W. The hydrothermal system of the Calabozos Caldera, Central Chilean Andes//J. Volcanol. and Geothermal Res. 1987. V. 32. P. 287—298.
31. Hedenquist J. W. Geothermal systems in the Taupo Volcanic zone: Their characteristics and relation to Volcanism and Mineralisation//Bull. Roy Soc. of New Zealand. 1986. V. 23. P. 134—168.
32. Hooker P. J., Bertrami R., Lombardi S. et al. Helium-3 anomalies and crust-mantle interaction in Italy//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 2505—2513.
33. Peter J. M., Peltonen P., Scott S. D. et al. ¹⁴C ages of hydrothermal petroleum and carbonate in Guaymas Basin, Gulf of California: Implications for oil generation: expulsion and migration//Geology. 1991. V. 19. № 3. P. 253—256.
34. Saxena V. K., Gupta M. L. Aquifer chemistry of thermal waters of the Godavari Valley, India//J. Volcanol. and Geothermal Res. 1985. V. 25. P. 181—191.

35. *Saxena V. K.* Application of gas and water chemistry to various geothermal systems in India//*J. Geol. Soc. India.* 1987. V. 29. № 5. P. 510—517.
36. *Simpson B., Stewart M. K.* Geochemical and isotope identification of warm Groundwaters in coastal basins near Tauranga, New Zealand//*Chem. Geol.* 1987. V. 64. P. 67—77.
37. *Tanaka K., Koizumi M., Seki R., Ikeda N.* Geochemical study of Arima hot spring water, Hyogo, Japan by means of tritium and deuterium//*Geochem. J.* 1984. V. 18. P. 173—180.
38. *Tiercelin J. J., Thonik C., Kalala T., Mondegner A.* Discovery of subalkaline hydrothermal activity and associated massive sulfates and hydrocarbons in the north Tanganyika trough East African Rift//*Geology.* 1989. V. 17. № 11. P. 1053—1056.

Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
13.VII.1993

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.51:550.4:551.72(470.5)

© 1994 Гареев Э. З., Маслов А. В.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПЕСЧАНИКОВ
СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Для реконструкции геологической истории большинства осадочных бассейнов континентального блока весьма информативны, как известно, песчаники [7, 16, 22, 23]. Помимо традиционно используемых структурно-текстурных признаков псаммитов информативным оказался их химический состав, и в частности петрохимические модули [6, 13, 14, 17, 24—30, и др.], с помощью которых можно выявить эволюционные тенденции в осадочном процессе [24, 25].

Настоящая статья продолжает серию публикаций по петрохимии отложений рифея Южного Урала и посвящена рассмотрению главных черт эволюции составов песчаников эталонного разреза. В основу ее положены материалы многолетнего комплексного литолого-геохимического изучения стратотипических и опорных разрезов рифея Башкирского мегантиклинория [4, 5, 9—12 и др.]. Следует особо подчеркнуть, что несмотря на широкое развитие осадочных комплексов рифея на Урале и в Сибири исследования по петрохимии песчаников до настоящего времени практически не проводились; единственной попыткой постановки такого рода работ является создание банка данных по петрохимии осадочных пород рифея бывшего СССР в ИГТД РАН под руководством А. В. Сочавы.

В разрезе рифея Башкирского мегантиклинория широко развиты различные петрографические типы песчаников [3, 8, 9, 15, 18, 19 и др.]: полимиктовые¹ (граувакко-аркозы, аркозы, суббаркозы, полевошпато-кварцевые граувакки), олигомиктовые (полевошпато-кварцевые) и мономиктовые (кварцевые)². Распределение их в составе бурзянской (R₁), юрматинской (R₂) и каратауской (R₃) серий имеет ряд особенностей и подчиняется крупной седиментационной цикличности. Обычно седиментационные мегациклы (серии) начинаются песчаниками и конгломератами, залегающими с разрывом на подстилающих образованиях; средние части серий представлены относительно тонкозернистыми терригенными породами, а верхние — карбонатными [18]. Аркозовые, суббаркозовые и олигомиктовые песчаники характерны для базальных горизонтов бурзянской и каратауской серий. Петрографические и петрохимические особенности этого типа песчаниковых ассоциаций рассмотрены нами ранее [5, 10, 12]. В основании юрматинской серии среднего рифея (машакский уровень) преобладают кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, в подчиненном количестве присутствуют граувакковые разности [15]. Средние и верхние горизонты бурзянской и юрматинской серий слагаются преимущественно песчаниками олигомиктового состава, чередующимися с алевролитами и глинистыми сланцами, менее развиты мономинеральные кварцевые песчаники. Исключением является зигальгинский уровень среднего рифея, представленные мощной (до 700 м) монотонной толщей кварцевых песчаников. Похожие псаммиты встречаются и на верхнерифейском уровне стратотипического разреза. На средних уровнях каратауской серии преобладают суббаркозовые, полевошпато-кварцевые песчаники (часто с глауконитом) в чередовании с алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Завершает разрез каратауской серии (*Sensu lato*) уксая свита, в нижней части которой развиты монотонные пачки песчаников и пачки переслаивания их с другими типами терригенных и карбонатных пород. По составу среди них выделяются олигомиктовые (литокласто-кварцевые) и мономинеральные кварцевые типы.

В последние годы впервые для стратотипической местности рифея проведена химическая типизация отложений и выявлены основные тенденции их изменения во времени [4]. При изучении геохимических особенностей пород авторы взяли за основу широко известную методику регионально-геохимических

¹ Здесь, однако, необходимо помнить одну существенную оговорку: ...интерпретация геохимических данных в терминах «эволюции во времени» принадлежит к числу самых трудных и потому — самых сомнительных, ибо за каждой точкой на графике... скрыта сумма действия многих факторов, которые исследователь вынужден исключить из рассмотрения, условно заменив всю их совокупность точкой на оси геологического времени [24, с. 214].

² Подробную характеристику различных типов песчаников эталонного разреза рифея можно найти в работах [3, 9, 10, 15, 18 и др.].

Средние значения ряда петрохимических модулей для песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале

Свиты, подсвиты	Число анализов	ГМ	АМ	НМ	ТМ
Укская	6	0,12	0,07	0,06	0,037
Изаерская	16	0,10	0,06	0,12	0,043
Зильмердакская бедерьшинская	15	0,10	0,07	0,09	0,045
лемезинская	28	0,02	0,01	0,05	0,039
нутушская	3	0,09	0,07	0,03	0,046
бирьянская	46	0,13	0,08	0,01	0,038
Авзянская	9	0,06	0,04	0,02	0,041
Зигазино-комаровская	12	0,10	0,07	0,16	0,038
Зигальгинская	6	0,02	0,01	0,05 (?)	0,380 (!)
Машакская	16	0,06	0,03	0,02	0,100
Юшинская	8	0,08	0,04	0,02	0,060
Большензаерская	15	0,09	0,06	0,13	0,056
Айская	24	0,18	0,14	0,18	0,041

Примечание. При расчете средних значений петрохимических модулей использовались данные по химическим анализам всех типов песчаников с учетом доли встречаемости каждого в изучаемых разрезах стратиграфических подразделений.

исследований [24, 25]. Из совокупности проб горных пород, отобранных по единой методике [4], составлялись коллекции проб с использованием локального, стратиграфического и литологического признаков. Данные силикатного анализа послужили основой для расчета петрохимических модулей [24, 25]. Установлено, что большинство терригенных пород характеризуется невысокими значениями щелочного, титанового и железного модулей. Изменение модулей по разрезу рифея имеет сложный характер. Показано, что средние составы (на уровне свит) преобладающей части песчаниковых ассоциаций тяготеют к полям, характерным для пассивных внутрикратонных геодинамических обстановок [12]. Зрелость песчаников базальных уровней осадочных серий стратотипа рифея существенно варьирует, что при достаточно высоком в целом ее уровне характерно для отложений, претерпевших более чем один цикл седиментации в стабильных обстановках в условиях химического выветривания на континенте [5, 11].

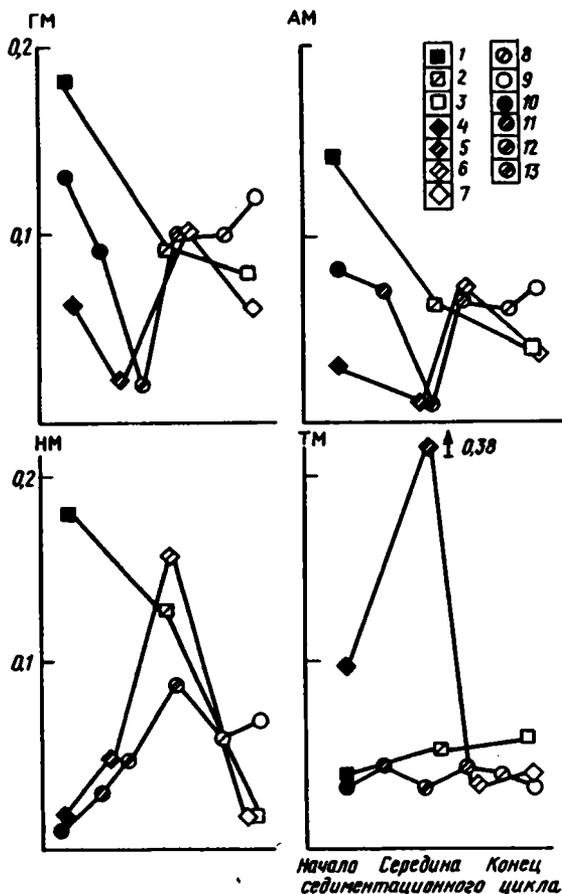
Наиболее информативными модулями, позволяющими оценить общие условия формирования песчаников, являются алюмокремниевый (АМ- Al_2O_3/SiO_2) гидролизатный (ГМ- $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO/SiO_2$), натриевый (НМ- Na_2O/Al_2O_3) и титановый (ТМ- TiO_2/Al_2O_3) [14, 20, 24, 25].

Рассмотрим основные черты изменения этих модулей, осредненных для свит и в ряде случаев подсвит [4] (табл. 1), снизу вверх по разрезу седиментационных серий стратотипического разреза рифея. Для нижнерифейского уровня авторы считают возможным допустить, что формирование песчаников айской и большензаерской свит происходило в результате размыва близкого или одного и того же комплекса пород, но было несколько разорвано во времени [12].

На и ж н е р ф е й с к о м уровне изменение величин гидролизатного, алюмокремниевое и натриевого модулей полностью симбатно. Снизу вверх по разрезу бурзянской серии значения АМ, ГМ и НМ постепенно снижаются (фиг. 1), что отражает процесс созревания песчаных пород от начала к концу седиментационного цикла. Титановый модуль в песчаниках, наоборот, несколько возрастает вверх по разрезу и также подчеркивает тенденцию вызревания песчаников снизу вверх по разрезу.

Для среднерифейского уровня картина изменения значений АМ, ТМ, НМ и ГМ снизу вверх по разрезу иная — отчетливо пилообразная (см. фиг. 1). Среднее значение гидролизатного модуля в песчаниках машакского уровня составляет $\approx 0,06$. В псаммитах вышележащего, зигальгинского, уровня величина ГМ в 3 раза меньше ($\approx 0,02$). Тенденция изменения ГМ в нижней части юрматинской серии, таким образом, в значительной мере сходна с той, что мы видим и для бурзяния, однако выше по разрезу значение ГМ вновь увеличивается почти на порядок. Алюмокремниевый модуль обнаруживает ту же тенденцию — наибольшее его значение ($\approx 0,07$) характерно для псаммитов загазино-комаровской свиты, минимальное ($\approx 0,01$) — для песчаников зигальгинского уровня. На машакском и авзянском уровнях псаммиты имеют промежуточные (соответственно $\approx 0,03$ и $\approx 0,04$) значения АМ. Общий вид кривой АМ, так же как и ГМ, пилообразный.

Близкий облик имеет и кривая изменения средних величин НМ. Максимальные его значения, так же как и для ГМ и АМ, характерны для менее зрелых песчаников зигазино-комаровской свиты (0,16—0,21), а минимальные — для машакской и авзянской свит (0,02). Исходя из совокупности



Фиг. 1. Характер изменения средних значений гидролизатного, алюмокремниевого, натриевого и титанового модулей в песчаниках в течение седиментационных циклов раннего, среднего и позднего рифея [4]

1—9 — свиты (1 — айская, 2 — большеинзерская, 3 — юшинская, 4 — машакская, 5 — зигальгинская, 6 — зигазино-комаровская, 7 — авзянская, 8 — инзерская, 9 — укская); 10—13 — подсвиты зильмердакской свиты (10 — барьянская, 11 — нугушская, 12 — лемезинская, 13 — бедерьшинская)

всех петрохимических характеристик ультразрелых монокварцевых песчаников зигальгинской свиты следовало ожидать для этого уровня и самые низкие значения НМ, однако они несколько повышены ($\approx 0,05$).

Характер изменения ТМ также показывает, что менее зрелыми являются песчаники зигазино-комаровской свиты, а самыми зрелыми — мономиктовые кварцевые песчаники зигальгинской свиты. Последние представляют один из самых ярких геохимических горизонтов рифейского разреза. Для песчаников зигальгинского уровня отмечены абсолютные максимальные значения ТМ (0,38!).

На в е р х н е р и ф е й с к о м уровне максимальные значения гидролизатного модуля в песчаниках (порядка 0,10—0,13) наблюдаются на бирьянском, бедерьшинском, инзерском и укском уровнях (или подуровнях), т.е. типичны для нижней и верхней частей седиментационного цикла. Минимальная величина ГМ ($\approx 0,02$) характерна для мономиктовых кварцевых песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты. Песчаники бирьянской подсвиты имеют несколько более высокие значения. Левая часть кривой ГМ (начало седиментационного цикла) показывает постепенное уменьшение его величины во времени, правая, охватывающая более поздние этапы цикла, при общем росте гидролизатного модуля примерно в 2—5 раз, относительно устойчива, тогда как к концу среднерифейского седиментационного цикла величина ГМ снижалась. Характер изменения алюмокремниевого модуля на врехнерифейском уровне почти полностью повторяет поведение АМ в псаммитах юрматиния и каратавия довольно близок. Аналогично ведет себя и натриевый модуль. Минимальное его значение ($\approx 0,01$) характерно для базальных частей каратауской серии. Вверх по разрезу величина НМ постепенно растет, достигая максимальных значений ($\approx 0,12$) в псаммитах инзерской свиты (т.е.

примерно в средней части каратауского седиментационного цикла) и несколько снижаясь к его концу — укскому уровню.

Титановый модуль в песчаниках каратауской серии ведет себя в отличие от других модулей заметно ближе к тому, что мы видим для нижнего рифея. Примерно совпадает и порядок значений ТМ в песчаниках бурзянской и каратауской серий.

Таким образом, можно говорить о двух типах модульных кривых. Кривые первого типа характеризуют седиментационные циклы, в течение которых формируются песчанниковые ассоциации с последовательно убывающими значениями АМ, ГМ и НМ. Кривые второго типа имеют иной облик. Циклы, которые они характеризуют, начинаются песчаниками с промежуточными (внутри цикла) значениями ГМ и АМ. На начальных этапах циклов наблюдается согласованное уменьшение этих модулей. На средних и, часто, заключительных этапах значения модулей существенно возрастают. Впоследствии они либо вновь уменьшаются, либо остаются примерно теми же, что и на средних этапах.

По титановому модулю также можно выделить два типа трендов, однако, судя по характеру кривых, наибольшее сходство имеют в данном случае бурзянский и каратауский седиментационные циклы. Начальные и, вероятно, средние этапы юрматинского цикла характеризуются значительно более высокими значениями ТМ в песчаниках, тогда как в конце его средние значения ТМ оказываются примерно одного порядка, что и в других циклах.

Попытаемся теперь проанализировать приведенные выше факты. Рассмотрим вначале наиболее общие параметры рифейского осадконакопления на Южном Урале. Исходя из имеющихся в настоящее время материалов по стратотипу рифея можно предположить, что формирование песчанниковых ассоциаций происходило в следующих условиях (табл. 2). Область сноса на протяжении всего рифея была представлена комплексом изверженных пород преимущественно кислого и среднего состава, а также осадочными и осадочно-метаморфическими образованиями. Степень выветрелости материнских пород была, по-видимому, незначительной, а общий состав источников сноса оставался примерно постоянным в течение всего рифея. На то что такая ситуация возможна, указывают данные А. Б. Ронова и Г. А. Казакова [17], по которым мощность эродированных пород кристаллического фундамента Русской платформы за весь поздний протерозой не превысила 800 м.

Тектонические обстановки в течение каждого седиментационного цикла варьировали от умеренно активных (типа «рифтогенных внутрикратонных» [5]) в начале до «пассивных» на протяжении большей части циклов, что способствовало созреванию кластики.

Данные о палеоклиматических обстановках накопления осадочных толщ рифея Южного Урала противоречивы. Гумидные обстановки осадконакопления с большей или меньшей степенью вероятности можно предполагать для зигальгинского (средний рифей), лемезинского и инзерского (поздний рифей) времени³; по айскому и машакскому уровням достаточного количества данных нет. Для всех остальных, по-видимому, довольно длительных интервалов времени, охватывающих средние и поздние части бурзянского и юрматинского циклов, катавское, миньярское и укское время в позднем рифее, был характерен, вероятно, аридный, семиаридный или близкий к нему климат [4].

Перенос обломочного материала с водосборов осуществлялся в основном, по-видимому, реками, часто многоуркаванными. В бассейне основную роль в распределении кластики играли близбереговые течения и волнения. Дальность переноса была в целом не более первых сотен километров, а в отдельные эпохи, возможно, существенно меньшей. Осадки накапливались в основном в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне, для начальных этапов седиментационных циклов характерно кратковременное (?) существование рифто- и грабеноподобных впадин, а также континентальных и субконтинентальных бассейнов, выполненных преимущественно аллювиальными и аллювиально-дельтовыми образованиями.

При таких исходных условиях можно предполагать формирование на начальных этапах седиментационных циклов петрографически и петрохимически незрелых песчанниковых ассоциаций и следующее за ним на фоне постепенного ослабления тектонических движений и дряхления рельефа в областях размыва поступление в бассейн все более зрелого материала. Значения модулей АМ, ГМ и НМ в песчаниках, отражающие характер протекания, динамику и глубину преобразования материнских пород, в этом случае будут постепенно уменьшаться снизу вверх по разрезу (т. е. в нашем понимании «с течением времени»), а величина ТМ, по-видимому, расти вследствие увеличивающегося эффекта «естественного шлихования».

Подобное поведение кривых АМ, ГМ и НМ по разрезам седиментационных циклов можно рассматривать как некий «стандарт», отражающий процессы формирования песчанниковых ассоциаций

³ Предположение о гумидном климате зигальгинской и лемезинской эпох основано на присутствии в разрезе мощных мономинеральных толщ кварцевых песчаников, однако они могут быть и результатом размыва более древних кварцитов.

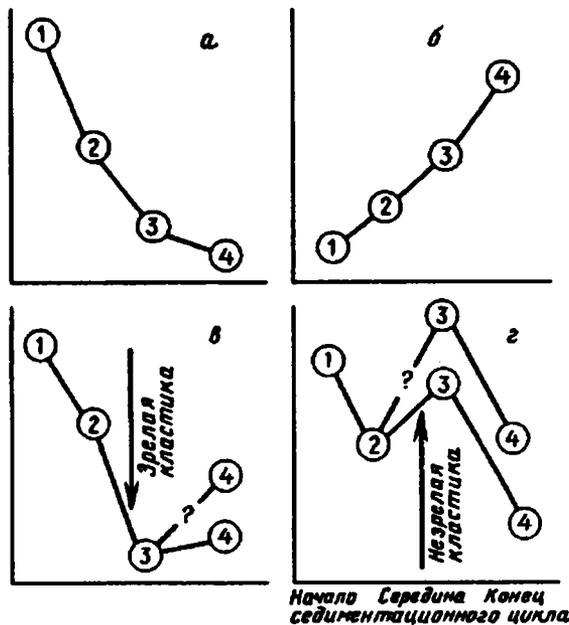
⁴ Известно, что в фанерозое гумидный и аридный климаты по-разному влияли на созревание кластического материала, однако один из авторов статьи считает более правомерным предположение В. Н. Холодова [21] о том, что отсутствие в протерозое наземной растительности и ряд других факторов могли привести к «принципиальному сходству процессов выветривания в условиях аридного и гумидного климата». Специфика химического выветривания в докембри подчеркнута в последнее время Я. Э. Юдовичем и др. [26]. По данным этих авторов, для рифея в целом было характерно преобладание аридных обстановок со сравнительно кратковременными эпизодами гумидизации.

Основные параметры рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала [4, 10 и др.]

Свиты, подсвиты			Палеогеография области седиментации	Палеоклимат	Палеотектоника
Верхний рифей	Укская		Морской эпиконтинентальный мелководный бассейн	Аридный, семиаридный Гумидный Аридный, семиаридный Гумидный *	Пассивный тектонический режим
	Миньярская				
	Инзерская				
Средний рифей	Катавская	бедерышинская лемезинская нугушская бирьянская	Континентальный бассейн Морской или озероподобный мелководный эпиконтинентальный бассейн	Аридный, семиаридный или близкий к нему Гумидный	Вялый тектонический режим** Пассивный тектонический режим
	Зильмердакская				
	Авзянская				
	Зигазино-комаровская				
Нижний рифей	Зигальгинская	верхняя часть нижняя часть	Рифты и грабеноподобные впадины на континенте	Нет данных	Активный тектонический режим типа внутрикратонного рифтогенеза
	Машакская				
	Бакальская				
	Саткинская				
Нижний рифей	Айская	сунгурская и кисегинская чудинская липовская навышская	Эпиконтинентальный морской бассейн, возможно, котловинного типа Рифты и грабеноподобные впадины на континенте	Аридный, семиаридный или близкий к нему Нет данных	Пассивный тектонический режим Активный тектонический режим типа внутрикратонного рифтогенеза

* Предположение о гумидном климате основано только на присутствии в разрезе мощных монотонных толщ кварцитов.

** В понимании В. Д. Шутова (1972 г.).



Фиг. 2. Модельные кривые изменения АМ, ГМ и НМ в песчаниках в течение седиментационного цикла

Формирование песчаников в результате: а — размыва на начальных стадиях слабо измененных пород и последующее их вызревание в области сноса; б — размыва кор выветривания; в — то же, что в «а», но с поступлением ультразрелого в петрохимическом отношении материала на средних этапах седиментационного цикла; г — то же, что в «а», но с поступлением в бассейн незрелого в петрохимическом отношении на средних этапах (стадиях) седиментационного цикла; 1—4 — последовательные стадии седиментационного цикла

в пределах единого бассейна при неизменном составе пород источников сноса, постепенной их эволюции в гипергенезе, эволюции рельефа и самого бассейна с течением времени (фиг. 2, а).

Модификации кривых АМ, ГМ и НМ и других модулей следует, по-видимому, рассматривать как результат влияния иных факторов. В нашем случае при примерно постоянном в течение циклов тектоническом режиме и палеоклимате, таким фактором может являться изменение состава пород в области питания, точнее, вовлечение в размыв новых источников обломочного материала, происходившее, вероятно, в результате увеличения или изменения площади водосборов. Соответственно и результирующие кривые изменения петрохимических модулей снизу вверх по разрезам осадочных серий должны по тем или иным параметрам отличаться от «стандартной» кривой.

Если предположить, что формирование песчаников какой-либо осадочной серии происходило вследствие размыва закономерно построенных профилей выветривания, то вправе ожидать, что уже самые первые этапы седиментационного цикла будут характеризоваться накоплением весьма зрелых псаммитов и только с течением времени (при размыве более глубоких горизонтов кор) величины параметров АМ, ГМ, НМ и др. в песчаниках постепенно начнут возрастать (см. фиг. 2, б). При появлении на средних этапах седиментационных циклов источника (или источников) ультразрелого в петрохимическом отношении материала мы, очевидно, будем иметь на начальных этапах постепенное уменьшение значений петрохимических модулей, а далее более или менее резкое падение величин этих модулей, обусловленное поступлением в бассейн высокозрелой кластики (см. фиг. 2, в)⁵. Источники незрелого в петрохимическом отношении материала должны проявляться по-другому. Появление их в области размыва на средних этапах седиментационных циклов ведет к соответствующему повышению величин «суммарных» модулей с последующим их снижением в результате вызревания кластики в гипергенезе и на путях миграции. Результирующая кривая будет иметь, вероятно, пилообразный вид (см. фиг. 2, г).

Исходя из вышесказанного наиболее легко, на наш взгляд, расшифровать историю формирования песчаниковых ассоциаций раннего рифея.

Согласованное уменьшение снизу вверх по разрезу бурзянской серии значений АМ, ГМ и НМ и некоторое увеличение ТМ хорошо соответствует представлениям о последовательном размыве слабо

⁵ Наиболее вероятными источниками подобного материала могут быть блоки или толщи кварцитов.

измененных изверженных и осадочно-метаморфических пород при постепенном нарастании в области сноса процессов химического выветривания, пеплепленизации водосборов и ослабления тектонических процессов. Это предположение не противоречит и геологическим данным. Так, по материалам Л. В. Анфимова [1] и нашим наблюдениям, накопление терригенных комплексов начала айского времени (навышская, липовская, чудинская подсыты) происходило в депрессии, днище которой испытывало интенсивные блоковые подвижки разного знака. Обломочный материал поступал в бассейн с расчлененных поднятий. В навашское время размывались преимущественно высокометаморфизованные образования Тараташского массива, слабометаморфизованные осадочные породы и комплекс изверженных пород кислого состава. В липовское время эрозии подвергались преимущественно слабометаморфизованные осадочные толщи и кислые изверженные породы. Песчаники чудинского подуровня формировались в основном за счет гранитогайсов и гранитов различных типов, кварцитов и кристаллических сланцев [9]. В конце айского времени блоковые подвижки постепенно затухают, заметно сглаживается рельеф области размыва. Источниками обломочного материала являются на этом этапе как внутренние поднятия, так и борта прогиба. В бакальское (юшинское) время в качестве питающей провинции выступали почти полностью сглаженные борта депрессии.

Средне- и верхнерифейский седиментационные циклы характеризуются пиллообразной формой кривых петрохимических модулей. Наиболее отчетливо это видно на примере гидролизатного и алюмокремниевых модулей. Левые части кривых ГМ и АМ для юрматиния и каратавия (см. фиг. 1) отражают, по-видимому, постепенное вызревание обломочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления соответственно в машакско-зигальгинское и бирьянско-лемезинское время. В последнем случае мы имеем постепенное минералогическое созревание псаммитов как в результате преобразования исходных пород процессами выветривания, так и вследствие переработки кластики в подвижных гидродинамических зонах крайнего мелководья [10].

Минералого-петрографическое изучение песчаников бирьянской подсыты зильмердакской свиты показывает, что в начале позднего рифея размывался сложный комплекс пород: полнокристаллические изверженные кислого состава, осадочно-метаморфические и слабо измененные осадочные [8, 9]. Очевидно, что песчаники вышележащей бедерышинской (четвертой) подсыты зильмердакской свиты, петрографически и петрохимически менее зрелые, нежели лемезинские, не могли формироваться в результате «дальнейшего преобразования» пород источников сноса. Уменьшение зрелости поступавшего в бедерышинское время в бассейн обломочного материала могло быть обусловленным рядом факторов, а именно: 1) изменением базиса эрозии и обновлением старых источников сноса (фациальных и гранулометрических признаков того в разрезах каратавия, однако, нет); 2) появлением новых источников сноса в прежних контурах размыва без изменения базиса эрозии; 3) расширением с течением времени площади бассейна и вовлечением в процессы седиментогенеза материала более далеких и менее преобразованных зон. Последнее, на наш взгляд, наиболее реально.

Правые части кривых ГМ и АМ, отвечающие средним и поздним этапам седиментационных циклов, демонстрируют существенное, почти на порядок, увеличение значений петрохимических модулей. Наиболее вероятное объяснение этого, на наш взгляд, появление на средних этапах формирования песчаниковых ассоциаций юрматиния и каратавия новых источников кластики в областях размыва. Резкое увеличение значений АМ и ГМ в песчаниках зигазино-комаровской свиты и бедерышинской подсыты зильмердакской свиты позволяет предполагать, что породы нового источника (источников) были незрелыми в петрохимическом отношении, а масштабы его (их), вероятно, соизмеримы с масштабами источников питания начальных этапов формирования седиментационных циклов, хотя это предположение в значительной мере гипотетично. Появление новых источников сноса в среднем и позднем рифее подтверждается и данными [2] по типоморфизму обломочного кварца из базальных толщ рифея, свидетельствующими, что на юрматинском и каратауском уровнях наряду с гнейсо-гранитными комплексами Тараташского массива (суть гомологи фундамента восточного сегмента Русской платформы) активную роль в качестве источников сноса стали играть и осадочно-метаморфические образования типа «кварцитов с прожилками и гнездами метаморфогенного кварца» (раннепротерозойский или раннерифейский чехол платформы? — Э. Г., А. М.). Появление новых источников сноса хорошо фиксируется и на бедерышинском уровне зильмердакской свиты [10], хотя причины этого как указывалось выше, не вполне ясны. На среднерифейском уровне фациальный облик осадков средних его частей и общегеологические данные не дают оснований предполагать предзигазино-комаровского эпизода врезания в области сноса, т. е. обновления старых источников и, следовательно, можно считать, что снижение петрохимической зрелости осадков обусловлено здесь появлением (точнее, вовлечением в размыв) новых источников кластики.

Влияние новых источников на процессы накопления кластического материала в юрматинии и каратавии было, по-видимому, несколько различным. На среднерифейском уровне в конце седиментационного цикла фиксируется второе после начала юрматиния падение значений ГМ и АМ. На верхнерифейском уровне, наоборот, средние и поздние этапы цикла характеризовались близкими величинами гидролизатного и алюмокремниевых модулей, что предполагает постоянное поступление в бассейн кластики примерно одного уровня зрелости и, вероятно, практически полное отсутствие в это время процессов ее созревания на континенте.

Кривые НМ для трех седиментационных серий стратотипического разреза рифея также разные, но различие их обусловлено, по-видимому, иными причинами. Если на нижнерифейском уровне последовательное уменьшение величин НМ в псаммитах может рассматриваться как отражение процессов химического разложения материнских пород с уничтожением плагиоклаза, то для юрматиния и каратавия можно предполагать почти полное их отсутствие в областях сноса в начальные периоды формирования осадочных серий и появление только в середине или конце циклов.

Титановый модуль стоит в этом ряду несколько особняком. Величина его в песчаниках определяется

первичным содержанием титана в материнских породах и степенью сортировки материала [24]. Максимальные значения ТМ характерны для многократно переотложенных песков. Величина ТМ в разрезах бурзаяния и каратавия растет снизу вверх крайне незначительно. Даже весьма зрелые в минералогическом отношении кварцевые песчаники лемезинской подсвиты зильмердакской свиты характеризуются низкими значениями ТМ. Все это может указывать на относительно слабую переработку исходных осадков при их транспортировке и седиментации. Псаммиты зигальгинской свиты среднего рифея обнаруживают экстремально высокие (в 5—15 раз больше, чем на всех других уровнях), значения ТМ. Вместе с данными о характере поведения гидролизатного и алюмокремниевое модулей на машакско-зигальгинском уровне среднего рифея это может свидетельствовать о тесной взаимосвязи (преемственности составов) псаммитов машакской и зигальгинской свит и формировании последних частично в результате созревания и многократного перемива того же материала, что служил источником кластики для песчаников машакского уровня.

Приведенные выше материалы представляют собой еще только эскиз общего анализа петрохимии псаммитов стратотипического разреза рифея на западном склоне Южного Урала, однако нам представляется, что основной вывод выполненных исследований не претерпит в дальнейшем кардинальных изменений. Суть его в том, что песчанниковые ассоциации типового разреза рифея сформировались в результате сложной истории, связанной главным образом с различной эволюцией питающих провинций и, отчасти, климатическими вариациями. Анализ изменений составов песчаников на уровне серий показывает, что псаммиты бурзаяния формировались вследствие последовательного выщелачивания одного комплекса пород источника сноса, тогда как на юрматинском и каратауском уровнях наблюдается появление на средних этапах седиментационных циклов новых источников незрелого в петрохимическом отношении обломочного материала. Весьма интересно и то обстоятельство, что если в фашиальном и формационном отношениях верхнерифейские образования Башкирского мегантиклинория заметно отличаются от ниже- и среднерифейских, то рассмотрение петрохимических особенностей песчанниковых ассоциаций дает нам иную картину — наиболее близкими в этом случае оказываются средне- и верхнерифейский комплексы, тогда как нижнерифейский отчетливо от них обособлен. Вероятно, он в первом приближении может рассматриваться как эталон рифейских песчанниковых ассоциаций, образованных в условиях прогрессирующего затухания тектонических движений в области сноса при слабо проявленном влиянии климатического фактора.

Список литературы

1. *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.
2. *Анфимов Л. В.* Типоморфизм обломочного кварца из песчаников базальных толщ рифея на западном склоне Южного Урала // Региональная минералогия Урала (тез. докл.). Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1990. С. 150—153.
3. *Гарань М. И.* Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. М.: Недра, 1969. С. 70—106.
4. *Гареев Э. З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 23 с.
5. *Гареев Э. З., Маслов А. В.* Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 50—60.
6. *Коссовская А. Т., Тучкова М. И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8—24.
7. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1984. 416 с.
8. *Маслов А. В.* Основные петрографические особенности псаммитовых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в стратотипическом разрезе // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: Изд-во БФ АН СССР, 1983. С. 12—17.
9. *Маслов А. В.* Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 29—42.
10. *Маслов А. В.* Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фацции, основные черты развития). Екатеринбург, 1993. 339 с. Деп. в ВИНТИ, № 565—В93.
11. *Маслов А. В., Гареев Э. З.* Петрохимические особенности аркозов рифея Южного Урала // Материалы X конф. молодых геологов и геофизиков Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1989. С. 43—44.
12. *Маслов А. В., Гареев Э. З.* Некоторые черты петрохимической эволюции песчанниковых ассоциаций стратотипического разреза рифея // Тез. докл. XI конф. молодых геологов и геофизиков Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1991. С. 3—5.

13. *Маркевич П. В.* Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое. На примере Сихотэ-Алиня и Камчатки. М.: Наука, 1985. 117 с.
14. *Миэдисов А. А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах//Геохимия. 1960. С. 149—163.
15. *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.
16. *Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
17. *Ронов А. Б., Казаков А. Г.* Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 108—135.
18. Стратиграфия СССР. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с.
19. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377. 184 с.
20. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
21. *Холодов В. Н.* Соотношение осадконакопления и магматизма в докембри//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3—26.
22. *Шванов В. Н.* Аркозы и их минеральные разновидности//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 62—68.
23. *Шванов В. Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
24. *Юдович Я. Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
25. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Химическая классификация осадочных горных пород: Серия препринтов «Научные доклады». Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. Вып. 148. 36 с.
26. *Юдович Я. Э., Гареес Э. З., Кетрис М. П.* Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах//Геохимия. 1991. № 5. С. 689—700.
27. *Bhatia M. R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones//J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611—627.
28. *Schwab F. L.* Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstones//Geology. 1975. V. 3. P. 487—490.
29. *Roser B. D., Korsch R. J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio//J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635—650.
30. *Wyborn L. A. I., Chappell B. W.* Chemistry of the Ordovician and Silurian greywackes of the Snowy Mountains, southern Australia: an example of chemical evolution of sediments with time//Chem. Geol. 1983. V. 39. P. 81—92.

Уфимский научный центр РАН,
Уфа
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения РАН,
Екатеринбург

Поступила в редакцию
3.VI.1992

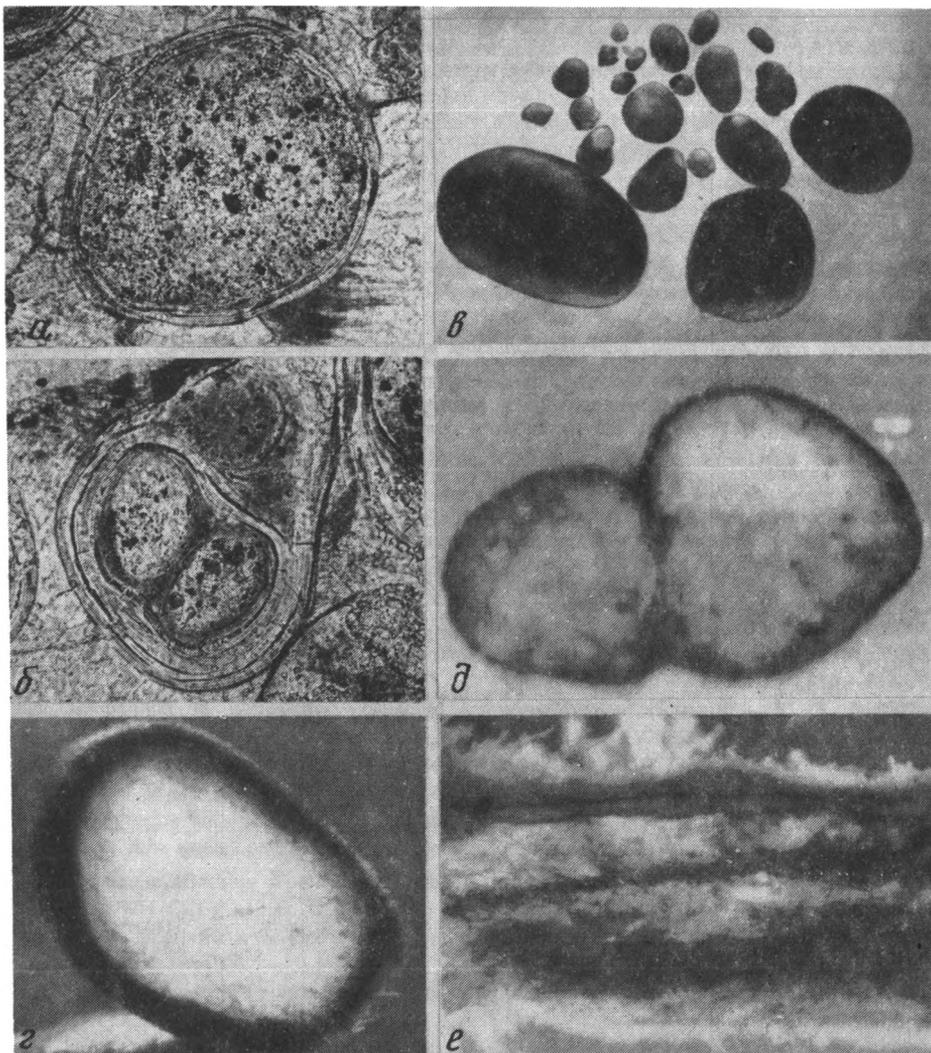
УДК 553.64:57.02

© 1994 Орлеанский В. К., Пауль Р. К., Жегалло Е. А., Мудренко Л. М.

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОНКОЛИТОПОДОБНЫХ ФОСФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Обширная литература по геологии древних микрозернистых фосфоритов не объясняет, каковы были условия возникновения округлых, овальных, реже призматических фосфатных образований, из которых почти полностью сложены эти фосфориты. Указанные фосфатные частички, в ряде работ называемые пеллетами [4, 14], считались чисто хемогенными образованиями, микроконкрециями и оолитами [13], псевдоморфозами диагенетического замещения карбонатов [3], копролитами [1], интракластами органогенных образований [4, 14]. Г. И. Спандерашвили [12] высказал предложение о том, что бактерии и водоросли могли сыграть большую роль в образовании фосфоритов. В дальнейшем это представление получило широкое развитие [5, 6, 10, 11].

Однако на сегодняшний день остается невыясненным происхождение минеральных фосфатных образований: формировались ли они из фосфатного неминерализованного осадка путем оплетения



Фиг. 1. Микрофотографии онколитоподобных фосфатных образований

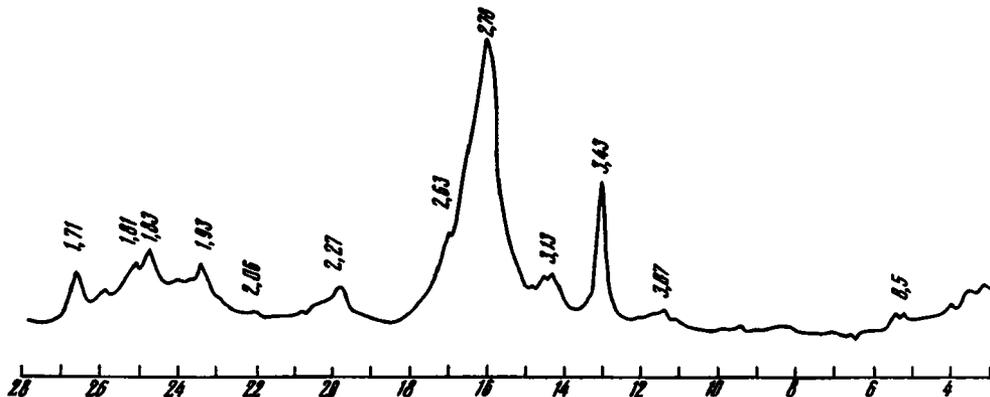
а, б — ископаемые из нижнего кембрия Малого Каратау, увел. ≈ 170 ; в—д — лабораторные фосфатные образования (в — общий вид, увел. 2; г — поперечный срез, увел. ≈ 7 ; д — поперечный срез сросшихся образований, увел. 5); е — поперечный срез лабораторного фосфатизированного альгобактериального мата (чередование слоев: светлый — фосфатный осадок, темный — водорослевая масса), увел. 10

его водорослевыми нитями; усваивали ли водоросли фосфат из раствора морской воды или изначально были карбонатными онколитами, а затем в диагенезе замещались фосфатами? Для решения этих вопросов авторы поставили перед собой цель: получить в лабораторных условиях живые, фосфат-содержащие образования, морфологически подобные ископаемым онколитоподобным формам¹.

При создании биологической лабораторной модели фосфатных онколитоподобных образований «морфологическим идеалом» послужили образцы пород чулактауской свиты (хребта Малый Каратау, Казахстан), систематически отобранные при изучении разрезов В. Н. Холодовым.

Микрофотографии фосфоритов месторождения Коксу показаны на фиг. 1, а, б. Фосфатные образования имеют округлую или овальную форму, а в ряде случаев сложное внутреннее строение. Их ядра, как правило, окружены концентрическими слоями, число которых составляет от 3 до 20

¹ Термин *онколиты* до сих пор применяется лишь только к карбонатным образованиям, на фосфатные пока не распространяется.



Фиг. 2. Рентгеноструктурный анализ осадка

и более. Эти слои возникли предположительно в результате жизнедеятельности и роста водорослей. Лабораторная биологическая модель должна, по нашему мнению, воссоздать первичный, живой облик этих образований.

При разработке и получении модели фосфатных онколитоподобных образований использовался опыт, накопленный нами при создании лабораторной модели концентрических онколитов [8]. Для модели была использована бинарная альгологическая культура, состоящая из двух видов сине-зеленых водорослей (цианобактерий): *Phormidium laminosum* (Ag.) G o m. *Oscillatoria terebriformis* (Ag.) E l e n k. emend. [9].

Водоросли культивировали в среде Заварзина следующего состава (в г/л): CaCl 0,1; NH₄Cl 0,1; MgSO₄·7H₂O 0,2; H₃BO₃ 0,1; Na₂SiO₄·9H₂O 0,3; NaHCO₃ 0,3; K₂HPO₄ 0,01; FeSO₄ 0,01 добавляли раствор микроэлементов. Фосфатный осадок получался при добавлении в эту среду дополнительного количества ионов кальция и фосфора в виде раствора солей CaCl₂ (1,5 г/л) и K₂HPO₄ (0,8 г/л). Добавлялась также соль NaHCO₃ (0,6 г/л), которую вводили для поддержания pH среды. Для регулирования скорости образования фосфатного осадка в момент добавления избыточных ионов кальция и фосфора среда продувалась углекислым газом, создающим pH 6,6, что блокировало немедленное образование осадка и вело к получению насыщенного раствора фосфата кальция. Затем продувание CO₂ заменяли продуванием воздухом, который вытеснял из раствора углекислый газ, pH среды поднимался до 8 и выше и шло осаждение хлопьев фосфатного осадка. В наших условиях этот процесс длился 1—2 ч.

Был произведен рентгеноструктурный анализ полученного осадка. На его дифрактограмме (см. фиг. 2) полученные пики характеризуют анализируемое вещество как фосфат из группы хлор-апатитов.

Механизм получения фосфатной модели, как и карбонатной, основывается на специфической особенности осцилляториевых водорослей, обладающих активным движением оплетать и обволакивать субстрат [2].

С этой целью активно растущую культуру водорослей гомогенизировали (растирали в ступке), смешивали со свежевыпавшим фосфатным осадком, полученную смесь разливали в чашке Петри слоем 1—2 мм и доливали культуральную среду. Наблюдения показали, что уже через 30—60 мин спокойного состояния эта легко рассеивающаяся смесь превращается в относительно упругую, устойчивую к механическому воздействию массу. Упругость и устойчивость этой массы обусловлены переплетением единичных и подвижных нитей водорослей в своеобразную ткань, скрепляющую фосфатный осадок. Поместив эту массу на качалку с постоянным вращением или качанием культуральных сосудов со скоростью 60—120 об/мин, мы в течение 1 сут получали отдельные округлые комочки различного размера (см. фиг. 1, а), но имеющих одинаковую структуру, а именно, центр комочка — фосфатный осадок, периферия — нити водорослей, которые в результате фототаксиса (движения к свету) вылезают из осадка на поверхность комочка, оплетают его, образуя зеленую сферу на белом осадке (см. фиг. 1, з).

Если на несколько часов приостановить или значительно ослабить перемешивание среды, то некоторые комочки слипаются с образованием общей оболочки. Причина этого явления заключается в том, что, когда отдельные комочки находятся в постоянном движении в культуральной среде, нити водорослей, образующих поверхностный, периферийный рост, вынуждены плотно прикрепляться к субстрату и друг к другу, чтоб выдержать силу ударов движущейся массы среды. Когда же этот фактор исчезает, нити водорослей получают возможность свободно двигаться и располагаются веерообразно по поверхности субстрата. При этом нити двух-трех комочков, а иногда и более, переплетаются вместе, образуя общую оболочку, покрывающую эти шарики. Затем, когда турбулентность среды возникает снова, эти комочки, объединенные общей оболочкой, продолжают свое существование уже как единое целое (см. фиг. 1, б). В шлифах наличие таких объединенных комочков — явление постоянное и характерное (см. фиг. 1, б).

Турбулентность среды должна быть определенной интенсивности, поскольку чрезмерно сильное взбалтывание полностью разрушит такой довольно нежный лабораторный объект. Если небольшой

перерыв или ослабление турбулентности приводит к слипанию комочков, то при полном прекращении турбулентности образуется общая пленка роста водорослей на поверхности субстрата. Практически — это бентосный рост водорослей в масштабах культурального сосуда. При выпадении на такую пленку того или иного минерального осадка, в нашем случае фосфата, поверхность осадка через некоторое время зарастет новой водорослевой пленкой. Такой процесс может повторяться многократно. Чередование минеральных и органических слоев есть путь к образованию пластовых строматолитов [7], а в нашем случае — лабораторного нелигифицированного фосфатного альгобактериального мата (см. фиг. 1, е). В изучаемых нами шлифах аналогичная слоистость отмечается также для ряда месторождений бассейна Малого Каратау.



Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что в лабораторных условиях получены живые водорослевые образования, содержащие в себе осадок фосфата кальция, и морфология этих моделей подобна ископаемым онколитоподобным образованиям, которые присутствуют в фосфатсодержащих породах осадочного происхождения.

Для образования и функционирования созданных нами биологических моделей необходимы следующие факторы:

- 1) поступление в культуральную среду избытка фосфата кальция и выпадение его в осадок;
- 2) способность нитчатых сине-зеленых водорослей семейства *Oscillatoriaceae* к движению и сплетению выпавшего осадка;
- 3) постоянная турбулентность среды.

Список литературы

1. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 226 с.
2. Горюнова С. В. Явление хищничества у сине-зеленых водорослей//Микробиология. 1955. Т. 24. № 3. С. 271—274.
3. Гуревич Б. Г., Георгиевский А. Ф. Диагенез как рудообразующий фактор при формировании фосфоритов на примере Ухагольского месторождения (Восточный Саян)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. № 6. С. 151—152.
4. Еганов Э. А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988, 89 с.
5. Занин Ю. Н., Горленко В. М., Миртов Ю. В. и др. Бактериоморфные образования в желваковых и зернистых фосфоритах.//Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 43—49.
6. Красильникова Н. А., Пауль Р. К. Строматолитовые фосфориты Горной Шории//Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 63—67.
7. Крылов И. Н., Орлеанский В. К. Влияние сине-зеленых водорослей на осаждение карбоната кальция//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 63—71.
8. Мудренко Л. М., Орлеанский В. К., Крылов И. Н. Лабораторное моделирование образования онколитов группы *Osaqia*//Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 131—140.
9. Орлеанский В. К., Герасименко Л. М. Лабораторное моделирование термофильного цианобактериального сообщества//Микробиология. 1982. Т. 51. № 4. С. 538—542.
10. Пауль Р. К. Генетические аспекты формирования водорослевых фосфоритов//Проблемы геологии фосфатов. М.: Наука, 1991. С. 82—90.
11. Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 62—87.
12. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории//Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965. С. 14—65.
13. Тушина А. М. О фосфатных оолитах, сферолитах в фосфоритах Каратау//Зап. ВМО. 1960. № 1. С. 46—51.
14. Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Еганов Э. А. О происхождении фосфатных зерен (пеллет) фосфоритов формации Фосфория//Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 126—133.

Палеонтологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
18.I.1994

К ВОПРОСУ ГИПСОТИЗАЦИИ АНГИДРИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО РАЙОНА)

В статье [6], посвященной вопросам литологии и стратиграфии кунгурских отложений Верхнекамского района, остался необъясненным механизм перехода ангидрита в гипс. В настоящее время появились данные, позволяющие приблизиться к решению этого вопроса.

На приведенной фигуре показано распределение в разрезе вторичных минералов: чем выше растворимость минерала, тем ниже по разрезу он выполняет трещины горных пород (гидроксиды железа и марганца совместно с кальцитом — кальцит — волокнистый гипс — бесцветный галит — розовый галит совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном). Данная последовательность размещения вторичных минералов характерна для Соколовской брахисинклинали (фигура), в разрезе которой зона бесцветного галита отсутствует. Кроме того, здесь над верхней границей развития по трещинам волокнистого гипса прослеживается полоса пород с открытыми трещинами без какого-либо заполнителя, а над кровлей зоны розового галита отмечаются породы, открытые трещины которых только по краям иногда выполнены корочками мелкокристаллического гипса и халцедона.

Описанная закономерность распределения по трещинам гидrogenных минералов позволила выявить новые резкие геологические границы, наложенные (секущие) по отношению к литолого-стратиграфическим, — поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин. Изучение этих поверхностей показало [5], что они являются современными гидрогеологическими границами как по значению (расчленяют разрез на ряд водоносных и водоупорных горизонтов), так и по происхождению (связаны с динамической и химической деятельностью подземных вод).

По степени кольматации трещин минеральным веществом в разрезе надсолевой толщии выделяются два водоносных горизонта. Характерным признаком первого (сверху) водоносного горизонта является минерал кальцит, не полностью выполняющий открытые трещины мергелей. Второй водоносный горизонт, распространенный только в пределах Соликамской брахантиклинали, также имеет открытые трещины, иногда выполненные по краям мелкокристаллическим гипсом и халцедоном. Разделяются водоносные горизонты водоупорными породами, трещины которых закольматированы волокнистым гипсом. Ниже второго водоносного горизонта залегают практически водонепроницаемые породы с трещинами, полностью выполненными розовым галитом.

На фигуре показано, что резкий переход ангидритов в гипс происходит в разрезе Соликамской брахантиклинали непосредственно выше подошвы второго (сверху) водоносного горизонта, предельной верхней границей развития по трещинам розового галита. Причем этот переход совершается без изменения объема исходной породы. Последнее обстоятельство выдвигает непростой вопрос о механизме гипсотизации ангидритов. После выхода в свет статей Д. Г. Ньюленда [14], А. Н. Заварицкого [1], Б. П. Кротова [3] в геологии широко распространились представления о том, что превращение ангидритовых пород в гипсы связано с огромным (30—50%) увеличением их объема, сопровождается явлениями пучения и локального складкообразования и прекращается на глубине под влиянием давления.

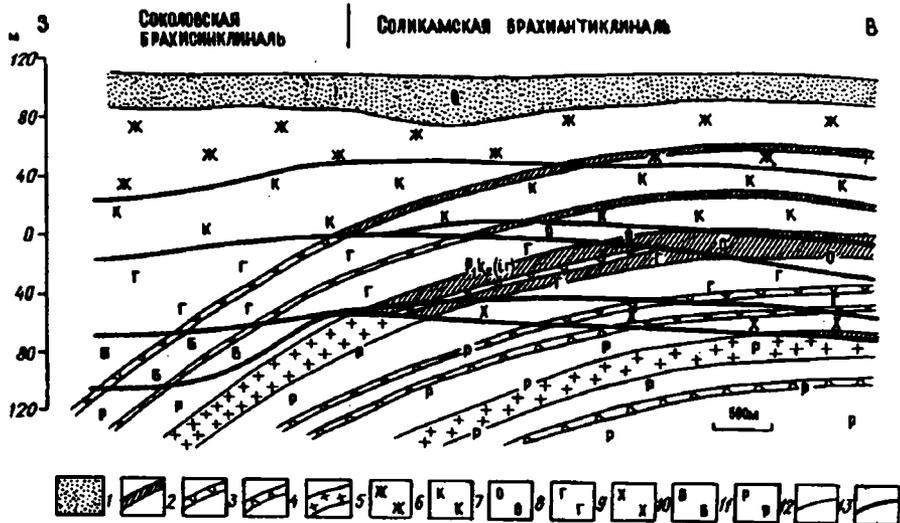
В. П. Зверев [2], поддерживая эти представления, отмечает, что гипсы и ангидриты в природных условиях довольно четко гипсометрически локализованы: основные массы ангидритов приурочены к участкам, находящимся на глубине более 460 м от земной поверхности, а гипсы соответственно — к верхним частям разреза. Далее он пишет, что равновесие между гипсом и ангидритом достигается при атмосферном давлении и температуре 42° С. Ниже этой температуры стабильной твердой фазой будет гипс, а при более высокой — ангидрит.

Наши данные позволяют усомниться в этих утверждениях. В Верхнекамском районе резкий переход ангидритов в гипсы совершается на глубинах 170—190 м, а в разрезе Верхнепечорского района — 210—230 м. На этих глубинах зафиксирована температура 6—8° С. Отмечается важная закономерность: на своде Соликамской брахантиклинали прослои ангидрита залегают среди практически водонепроницаемых пород (коэффициенты фильтрации менее 0,005 м/сут), трещины которых полностью выполнены розовым галитом, а резкий переход ангидрита в гипс происходит в зоне, где коэффициент фильтрации k составляет 5—15 м/сут. Иначе говоря, обязательным условием гипсотизации ангидритов является наличие свободно фильтрующейся воды.

В разрезе Соколовской брахисинклинали резкий переход ангидрита в гипс совершается также непосредственно выше верхней границы развития по трещинам розового галита. Однако здесь прослои гипса залегают среди водонепроницаемых пород, трещины которых полностью выполнены бесцветным галитом. Последний факт нами объясняется тем, что раньше (в миоценовую эпоху) на месте распространения по трещинам бесцветного галита существовал водоносный горизонт, прекративший свою жизнь в результате последовавшего тектонического опускания Соколовской брахисинклинали и связанного с ним выпадения по трещинам бесцветного галита.

Приведем несколько примеров, свидетельствующих о том, что для многих залежей вторичного гипса не отмечается увеличения объема по сравнению с толщами ангидритов, из которых они образовались. Это относится к гипсам соляного купола в штате Луизиана [10], к гипсам юго-западной части Индианы [12] и в формации Блейн в Оклахоме [13].

С. И. Парфенов [7], ссылаясь на работы зарубежных и отечественных [8, 14] авторов, а также на результаты своих исследований сульфатных пород северного склона Токмовского свода Русской



Схематический литолого-минералогический профиль поперек долины р. Камы выше г. Соликамска 1—5 — литологическая характеристика пород (1 — песок, 2 — прослой брекчированных глин среди мергелей, 3 — прослой гипса среди мергелей, 4 — прослой ангидрита среди мергелей, 5 — пласты каменной соли среди мергелей); 6—12 — состав минерального заполнителя трещин горных пород (6 — гидроксиды железа и марганца совместно с кальцитом, 7 — кальцит, 8 — отсутствие заполнителя в открытых трещинах, 9 — гипс волокнистый, 10 — халцедон совместно с гипсом мелкокристаллическим, 11 — галит бесцветный, 12 — то же розовый совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном); 13 — 14 — границы (13 — литолого-стратиграфические, 14 — поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин)

платформы, доказывает, что гипсотизация ангидритов происходит без изменения объема исходной породы. Он пишет: «факты и наблюдения взаимоотношений гипсов и ангидритов в гипсово-ангидритовых толщах палеозоя Токмовского свода позволяют утверждать, что гипсотизация — типичный метасоматический процесс, подчиняющийся закону Линдгрена, что гипсы представляют собой продукты частичного растворения ангидритов, вынесенные части которых замещены кристаллизационной водой, и что давление кровли не является фактором, препятствующим гипсотизации» [7, с. 126].

П. Сонненфелд, изучив обширную литературу, также попытался осветить проблему гипсотизации ангидритов: «На удаление части вещества из слоев гипса в результате растворения указывают встречающиеся в гипсовых породах стилолиты. Если бы избыточный объем не удалялся при регидратации, то в гипсифицированных породах наблюдались бы следы деформации. Их отсутствие говорит о том, что избыточное вещество выносилось в растворенном состоянии» [9, с. 287].

Чтобы проверить предположения С. И. Парфенова и П. Сонненфелда о «частичном растворении ангидритов» и «выносе избыточного вещества в растворенном состоянии», мы провели термодинамическое моделирование направленности гидрогеохимических процессов по отношению к ангидриту и гипсу, используя компьютерную программу SOLMINEQ. 88 [11]. Анализу подверглись только те пробы подземных вод (их оказалось 13), которые были отобраны во втором (сверху) водоносном горизонте непосредственно над его подошвой, представленной верхней границей развития по трещинам розового галита. Именно здесь и осуществляется резкий переход ангидритов в гипсы.

Как показали результаты моделирования, все пробы воды, несмотря на их высокую (224—312 г/л) минерализацию, оказались ненасыщенными по отношению к ангидриту, галиту и пересыщенными по гипсу. Иначе говоря, в подошве второго водоносного горизонта ангидриты растворяются, и сразу же их место занимают образующиеся гипсы. Эта своеобразная «гидратация» ангидритов сопровождается частичным выносом сульфата кальция в подземные воды, в результате чего объем гипсовых пород не увеличивается. Предположения С. И. Парфенова и П. Сонненфелда подтвердились точными расчетами.

Таким образом, для осуществления процесса гипсотизации ангидритов требуются следующие необходимые условия: 1) наличие свободно фильтрующихся вод и 2) их ненасыщенность по ангидриту и пересыщенность по гипсу.

Список литературы

1. Заваричий А. Н. Гипс и ангидрит села Охлебинина // Изв. Геолкома. 1924. Т. 43. № 7. С. 973—985.

2. *Зверев В. П., Кононов В. И., Ильин В. А. и др.* Миграция химических элементов в подземных водах СССР//Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 201. 239 с.
3. *Кротов Б. П.* О гипсе и ангидрите в верхних горизонтах казанского яруса в окрестностях г. Казани//Зап. ВМО. 1926. Вып. 9. Ч. 55. С. 259—298.
4. *Махлаев В. Г.* Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука, 1962. 230 с.
5. *Мизунов Л. В.* Гидрогеологические границы в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 116—123.
6. *Мизунов Л. В.* Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных//Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 136—141.
7. *Парфенов С. И.* Особенности гипсотизации ангидритов//Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 117—127.
8. *Прочухан Д. П., Ломтадзе А. М., Натис Н. А.* Инженерно-геологические условия сооружения Камской ГЭС//Информ. сб. Ин-та Гидроэнергопроект. Лен. отд-е. 1959. № 15. С. 25—35.
9. *Сонненфелд П.* Расолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
10. *Goldman M. J.* Deformation, metamorphism and mineralization in Gypsum-anhydrite cap rocks of Sulphur Solt Dome Louisiana//Geol. Soc. Amer. Mem. 1952. V. 50. 169 p.
11. *Kharaka Y. K., Gunter W. D., Addarwal P. K. et al.* Solmineq. 88: A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions. Menlo Park, California, 1988.
12. *McGregor D. J.* Gypsum and anhydrite deposits in southwest Indiana//Prog. Rep. Indiana Geol. Surv. 1954. V. 8. P. 1—24.
13. *Muir J. L.* Anhydrite — gypsum problem of Blain Formation, Oklahoma//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1934. V. 18(10). P. 1297—1312.
14. *Newland D. H.* Geology of gypsum and anhydrite//Econ. Geol. 1921. V. 16. № 6. P. 21—32.

Институт геологии
Коми НИЦ УрО РАН,
Сыктывкар

Поступила в редакцию
18.II.1993

МЕТОДИКА

УДК 550.4:556.08

© 1994 Нырков А. А.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ЗНАЧЕНИЮ ВОДЫ В МИНЕРАЛАХ

Изучение воды, содержащейся в минералах, имеет большое теоретическое и практическое значение. Из общего числа минеральных видов (~2000) 54% содержат воду или водонесущие компоненты H_2O (при $n = 1, 2, 3$). В частности, в таких группах, как фосфаты, сульфаты, бораты и силикаты доля водонесущих минералов составляет соответственно 92, 87, 73 и 67%. Именно к этим четырем группам (три четверти массы земной коры) относится половина минеральных видов. В осадочной оболочке Земли водосодержащие минералы составляют не менее 13% и они содержат $4,8 \cdot 10^{16}$ т воды, что в 4 раза больше, чем во всех реках и озерах мира. Вода минералов участвует в круговороте, выделяясь при метаморфизме и поглощаясь при гипергенных процессах.

В минералогии установилась следующая классификация воды минералов: конституционная, кристаллизационная, адсорбированная и вода включений. Обычно в минерале присутствует один сорт воды, а в некоторых четко фиксируется два или три, а то и все четыре сорта. В гидрослюдах, например, известны по крайней мере три кристаллохимических типа воды: адсорбционно-молекулярная, конституционно-гидроксильная $2(OH) \rightarrow H_2O + O$ и межслоевая. Они занимают разное положение в структуре водосодержащих минералов и удерживаются там с разной прочностью. Не исключены также и другие возможные типы воды в минералах.

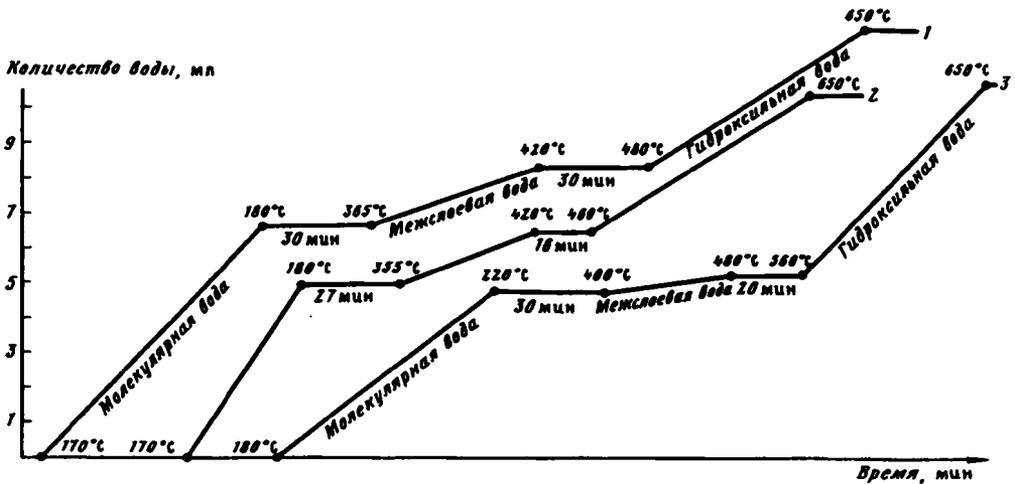
Вместе с тем методика исследования воды минералов несовершенна. До сих пор химик-аналитик ограничивается показом H_2O^- и H_2O^+ . Более того, часты случаи, когда под видом H_2O^- и H_2O^+ показывают не воду, а потери веса при высушивании и при прокаливании. Легко понять, что это не одно и то же, особенно, если в пробе присутствуют органическое вещество, закисные соединения, сульфиды и карбонаты.

В некоторых случаях исследователи получают кривые дегидратации, собирая и взвешивая воду при нагревании через $100^\circ C$, или судят о ней по плотности водяного пара или по данным газоволомометрического анализа. Мы уже выступали [3, 4, 8] против непредставительных результатов «по воде» в анализах и предлагаем методику раздельного определения разных кристаллохимических типов воды. С этой целью на гидрослюдах нами опробован простой самодельный прибор, позволяющий не только определять, но и собирать капельно-жидкую воду трех типов.

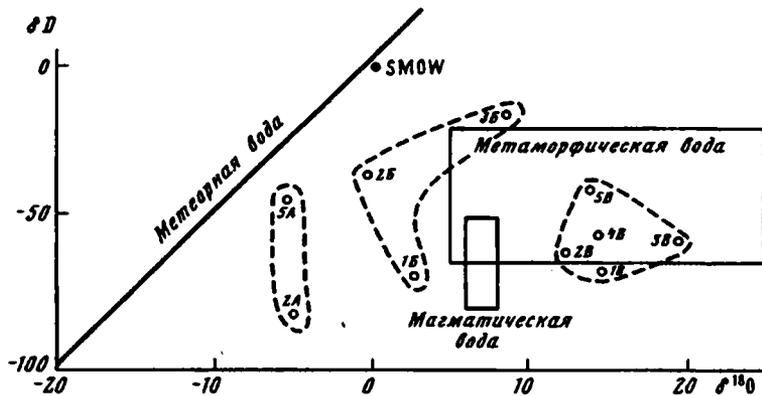
Конструктивно прибор состоит из стального реакционного сосуда и стеклянного холодильника, соединенных стальной трубкой длиной 300 мм и внутренним диаметром 4 мм. Пробу вводят в реакционный сосуд и закрывают задней крышечкой на болтах. Для большей герметичности можно использовать многократно прокаленную асбестовую или медную прокладку. Температура контролируется хромель-алюмелевой термопарой. Стеклянный холодильник с проточной водой должен иметь длину, гарантирующую полную конденсацию водяных паров (не менее 300 мм). Капающую воду собирают в градуированную пробирку. С помощью такого прибора было получено количественное представление о трех типах воды гидрослюдов (фиг. 1 и 2).

Наши опыты с серицитом и глауконитом показали хорошее совпадение с термографическими данными. Низкотемпературную молекулярную воду собирали, выдерживая пробу при $180^\circ C$ в течение 2 ч. За это время проба «высыхает» и последующий подъем температуры до $350^\circ C$ не дает ни одной капли воды. При $350^\circ C$ начинает выделяться межслоевая вода. Выдерживание температуры при $420^\circ C$ позволяет полностью собрать межслоевую воду. После этого температура поднимается до $650^\circ C$ и примерно с $480^\circ C$ начинается выделение воды третьего сорта. Этот способ дегидратации с использованием навесок в 200—300 г позволил собрать достаточное количество разной воды для последующего изучения ее изотопного состава.

Природа этих трех типов воды H_2O гидрослюдов выяснена с разной степенью достоверности. При $n = 2$ получаем молекулярную воду, которая представляется как совокупность адсорбционной, пленочной, коллоидной, капиллярной, гигроскопической воды. При $n = 1$ получаем гидроксильную воду. Она прочно удерживается в решетке и выделяется из силикатов при 450 — $800^\circ C$. При $n = 3$ получаем проблематичный оксоний, относительно которого до сих пор продолжаются дискуссии. Этому вопросу посвящено немало исследований и публикаций [1, 2, 5, 6, 9, 12], однако единая точка зрения на природу межслоевой воды пока не выработана.



Фиг. 1. Кинетика выделения воды гидрослюд при ступенчатом нагреве
1, 2 — глаукониты соответственно нижнеуравский и крюковский; 3 — серицит



Фиг. 2. Изотопный состав разных типов воды гидрослюд (А — адсорбированная, Б — межслоевая, В — гидроксильная). 1—5 — номера образцов (см. таблицу)

Состав и свойства трех типов воды, содержащейся в одном и том же образце гидрослюд, не одинаковы (см. фиг. 2 и таблицу). Это позволяет получать дополнительную кристаллохимическую и генетическую информацию. Дело в том, что реакционная способность к изотопному обмену содержащейся в минералах воды различна в зависимости от ее структурного положения. Наиболее прочно удерживаемая гидроксильная вода как бы «запрятана» внутри кристаллической решетки в виде ионов OH^- и поэтому менее других типов подвержена изотопному обмену. Следовательно, изотопный состав кислорода и водорода в гидроксильных водах сохраняется в большей степени таким, каким был в среде зарождения минерала. Вероятно, и другие типы воды (адсорбированная, межслоевая) в этот момент имели тот же изотопный состав. Однако последующее соприкосновение минерала с другой водной средой может привести к тому, что межслоевая и особенно адсорбционная воды приобретут иные значения по дейтерию и кислороду-18.

Мыслимы самые различные вариации количества дейтерия и кислорода-18. У современных экзогенных гидрослюдов, возникших при синтезе, все три сорта воды могут быть одинаковыми по изотопному составу, если условия, при которых они возникли, не претерпели существенных изменений. Эндеогенные гидрослюды в какой-то степени наследуют изотопные показатели магматических вод, но чаще всего показывают разбавление этих вод метеорными или подземными.

В нашем случае глауконит из осадочных отложений третичного возраста содержит три сорта воды, различной по содержанию дейтерия и кислорода-18. Следовательно, глауконит с момента образования пережил сложную историю. Гидроксильная вода по изотопному составу на диаграмме Тейлора (см. фиг. 2) [10] попадает в поле «эндогенных» вод, а межслоевая и молекулярная воды имеют пониженные значения кислорода-18 и лежат вне «эндогенного прямоугольника», приближаясь к линии метеорных вод.

Генетическая интерпретация данных представляется следующей. Глауконит образовался в море при подводном вулканическом извержении, т. е. в момент зарождения глауконита в формировании

Изотопный состав разных типов воды, %

Номер образца (см. фиг. 2)	Минералы	Тип воды		
		адсорбионная	межслоевая	гидроксильная
1	Нижнежуравский глауконит	—	-69 +2,8	-67 +14,8
2	Крюковский глауконит	-82,4 -4,9	-36,4 -0,2	-61,5 +12,5
3	Крюковский глауконит (фракция)	—	-15 +8,5	-5,7 +19,5
4	Верхнедулинский глауконит	—	—	-56 +14,2
5	Худесский серицит	-44,5 -5,3	-44,5 не обн.	-39 +13,9

Примечание. 1. В числителе приведены значения δD , в знаменателе — $\delta^{18}O$. 2. Анализы выполнены в Институте водных проблем АН СССР (аналитик А. Д. Есиков).

его состава могли участвовать магматическая и морская воды, прочно закрепившиеся в кристаллической решетке в виде ОН. Возможно и даже вероятно, что в этот момент те же воды принимали участие и в формировании других кислородно-водородных группировок, однако последние при разносе глауконита по морскому дну, диагенезе, катагенезе и гипергенезе контактировали с другими типами воды и подвергались изотопному обмену. Межслоевая вода имеет следы изотопного обмена при диагенезе в морских условиях, а молекулярная — отражает воздействие подземных и метеорных вод при гипергенезе.

Серицит колчеданного месторождения Худес в отличие от глауконита показывает одинаковые или близкие значения дейтерия для трех типов воды, но имеет различия по кислороду-18. Известно [10, 11], что основная особенность вычисленных изотопных составов большинства гидротермальных растворов заключается в том, что на месторождениях наблюдается очень широкий интервал изменения величин $\delta^{18}O$ при весьма незначительных вариациях δD . Именно эта закономерность характерна для худесского серицита из околорудноизмененных пород. Здесь гидроксильная вода находится также в поле эндогенных вод (магматических и метаморфических), а молекулярная вода, как и следовало ожидать, — вблизи линий метеорных вод, потому что образец некоторое время пребывал в зоне гипергенеза. Полезность подобных анализов для выяснения генезиса минералов не вызывает сомнений [6]. Более того, еще не использованы все возможности изотопно-минералогических исследований. В частности, можно рассчитывать на дополнительную генетическую и кристаллохимическую информацию, если предусмотреть раздельное определение в одном и том же минерале изотопного состава кислорода в гидроксилах и в кремнекислородных тетраэдрах. В настоящее время формируется новое научное направление — изотопно-минералогическое в отличие от уже существующего изотопно-литологического [7]. Разные возможности этих направлений вызывают необходимость разного методического подхода к подготовке проб для изотопного анализа.

Изучение воды в минералах связывает такие науки, как минералогия, кристаллохимия, гидрохимия, учение о полезных ископаемых, экология и др. и может иметь большое прикладное значение.

Итак, выяснение типов воды в минералах, их состава и положения в кристаллической структуре, зависимость состава воды от генезиса, возраста, экспериментальных условий и т. п. ставит ряд важных научных и практических проблем. Одной из них является обеспечение человечества чистой водой, которой нет ни в реках, ни в океанах. Неизвестно также, где взять чистую воду, хотя бы в ограниченных количествах для научных целей, правда, не исключается, что в будущем этим путем будут добываться огромные объемы воды. Для пустынных районов и экстремальных ситуаций этот вопрос особенно актуален. Получение чистой воды путем перегонки загрязненной решает проблему лишь частично, так как некоторые загрязнители улетучиваются вместе в парах. Выделение чистой воды из минералов путем термической обработки нам представляется предпочтительным, хотя возможно выделение воды и другими способами. Логично ожидать, что ОН-вода древних минералов является наиболее чистой, однако целенаправленные исследования в этом направлении отсутствуют.

Другой перспективной проблемой, в настоящее время также нерешенной, представляется изучение вопроса о том, содержат ли минералы ультраосновных, кислых и щелочных магматических пород одинаковую или разную по составу воду. Возможно ли, наподобие фауны для осадочных пород, использовать изотопный состав какого-то типа воды для идентификации, допустим, гранитов одного магматического очага?

Перечень этих вопросов можно продолжить. Как зависит изотопный состав ОН-воды и того же минерала от возраста, генезиса? Как ведут себя разные типы воды в минералах при низких и сверхнизких температурах? Одинаков ли лед разных типов воды по структуре, температуре перехода

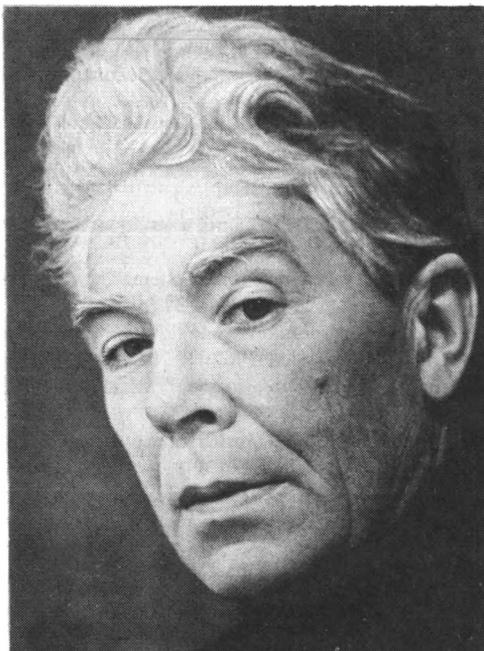
и т. п.? Как влияют разные типы воды древних минералов на живой организм? Ответы на эти и другие подобные вопросы представляют научный и практический интерес и, по-видимому, имеется срочная необходимость организации целеустремленных исследований в данной области.

Список литературы

1. Куковский Е. Г. К проблеме гидрооксония в минералогии//Минер. сб. Львовского ун-та. 1971. № 25. Вып. 3. С. 283—286.
2. Мельников В. С., Мельник Ю. М. Проблема оксония в минералогии//Минер. сб. Львовского ун-та. 1969. № 23. Вып. 3. С. 235—250.
3. Нырко А. А. К вопросу о дегидратации гидрослюдов//Совещание по исследованию и использованию глин. Львов: Изд. Львовского ун-та, 1957. С. 35—37.
4. Нырко А. А. О роли гидрослюдов в земной коре и некоторых вопросах их систематики и номенклатуры//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 95—101.
5. Нырко А. А. К проблеме гидрооксония в минералогии//Минер. сб. Львовского ун-та. 1968. № 22. Вып. 2. С. 205—208.
6. Нырко А. А. Изотопный состав различных типов воды в гидрослюдах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 135—138.
7. Нырко А. А. Изотопно-минералогическое направление изучения воды минералов и его генетическая информативность//Поисковая минералогия: современное состояние и перспективы развития. Т. 2. Алма-Ата: КазИМС, 1987. С. 106—107.
8. Нырко А. А. Гидрослюды в осадочной оболочке Земли: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: Институт геологии и геофизики, 1989. 393 с.
9. Слонимская М. В., Дриц В. А., Фимько В. И., Салынь А. Л. Природа межслоевой воды тонкодисперсных мусковитов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95—104.
10. Тейлор Х. П. Применение изотопов кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213—295.
11. Ферронский В. И., Поляков В. А., Селецкий Ю. Б. и др. Природные изотопы гидросферы. М.: Недра, 1975. 280 с.
12. Rosenquist J. Th. Studies in position and mobility of the H-atoms in hydrous micas//Clays and clay minerals. 1963. V. 13. P. 117—135.

Новочеркасский политехнический институт

Поступила в редакцию
15.IV.1993



К ВОСЬМИДЕСЯТИЛЕТИЮ Н. В. ЛОГВИНЕНКО

В октябре 1994 г. геологическая общественность отмечает 80-летие и 55-летие научной и педагогической деятельности профессора Санкт-Петербургского университета, доктора геолого-минералогических наук, лауреата Государственной премии СССР Николая Васильевича Логвиненко.

Николай Васильевич является естествоиспытателем в широком смысле этого слова, его научные интересы весьма разнообразны: от исследования минералов осадочных пород, терригенных осадочных формаций, литодинамики прибрежной зоны морей до изменения осадков в диагенезе и пород — в катагенезе и метагенезе.

В монографии «Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона» (1953 г.) им установлено наличие циклов седиментации разного типа и масштаба в среднем карбоне Донбасса, изучены терригенные и аутигенные минералы, выделены терригенно-минералогические провинции, даны палеогеографические карты и определены питающие провинции.

Исследуя флиш триаса Крыма Н. В. (совместно с Г. В. Карловой и В. Г. Космачевым), особое внимание обратили на цикличность седиментации и выделили несколько типов флиша: песчаниковый, нормальный (песчано-алевроито-аргиллитовый), алевролито-аргиллитовый, аргиллитовый и субфлиш, которые можно рассматривать как субформации или градации в понимании И. В. Хворовой. Исследуя карбонатные конкреции флиша эти авторы открыли явление поликомпонентного изоморфизма железа, магния, марганца и кальция в осадочных карбонатах, что позднее отмечалось многими исследователями в других осадочных породах и осадках.

Знакомство с флишем во многих странах мира дало основание для создания тектоно-климатической модели образования флиша (1972—1980 гг.).

Изучение цеолитов, проведенное Н. В. Логвиненко совместно с М. Г. Бергером, С. И. Шуменко и др., показало, что они могут содержать (кроме цеолитной) кристаллизационную и конституционную воду (натролит, мезолит и др.). В тот же период в содружестве с В. Дрицем и В. Франк-Каменецким были изучены алушиты Крыма и открыт новый смешанослойный минерал тосудит (монтмориллонит-алюминиевый хлорит).

Не менее важные результаты были получены при исследовании глауконита в современных донных осадках океана. Эти работы, опубликованные в журналах и трудах международного геологического конгресса (1976—1980 гг.), показали, что в современных донных осадках океана преобладает терригенный глауконит с абсолютным возрастом от 2 до 75 млн. лет. Аутигенный глауконит встречается реже в переходной зоне между восстановленными осадками приконтинентальной полосы и окисленными осадками ложа океана.

Работы в Балтийском, Черном и Азовском морях совместно с Л. К. Барковым дали интересные результаты по выяснению литодинамики и поведения подводных песчаных валов, блокирующих побережье. Оказалось, что в многолетнем цикле имеется своеобразный конвейер валов — первый от уреза вал прилепляется к пляжу, а на глубине возникает новый мористый вал. Совместно с И. А. Ремезовым были изучены пляжевые пески и пляжевая слоистость, выделена специальная пляжевая диагональ на слоистость.

На протяжении многих лет Николай Васильевич разрабатывал проблему изменения осадочных пород на континенте и в океане. Эти исследования показали, что имеются региональные-фоновые изменения, связанные с ростом $p - T$ -параметров с глубиной погружения (гравитационное давление и геотермический градиент), и локальные, связанные с внедрением интрузий (повышенный тепловой поток) и влиянием флюидов глубинного происхождения.

Были выявлены парагенезы аутигенных минералов для стадий и этапов катагенеза и метагенеза, выделены и охарактеризованы минеральные фации и зоны измененных пород на платформах и в геосинклиналях, важные для выяснения истории геологического развития регионов. Обобщение этих работ дано в монографии «Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане», написанной совместно со старшим научным сотрудником ВСЕГЕИ Л. В. Орловой.

Последние два десятилетия Николай Васильевич занимается главным образом изучением морских и океанических осадков и на этом материале развивал учение о диагенезе Н. М. Страхова, самостоятельно и в содружестве с И. И. Волковым, А. Г. Розановым, И. В. Николаевой, Л. В. Орловой и др.

Результаты этих исследований неоднократно публиковались в разных журналах и в трудах международного геологического конгресса. На основании собственных данных и материалов глубоководного бурения в океанах установлена огромная мощность зоны диагенеза в первом слое неконсолидированных осадков океана (до 800 м), пять типов диагенеза в зависимости от количества и характера ОВ и жизнедеятельности бактерий.

К этому же циклу работ относятся исследования красной глубоководной глины, кремнистых и карбонатных илов океана, проведенные совместно с Л. В. Орловой, С. И. Шуменко, А. М. Левитаном и др. (1975—1985 гг.), а также теоретические аспекты процесса уплотнения океанических осадков (1984 г.).

В период 1989—1994 гг. Николай Васильевич принимает активное участие в международном проекте 294 разработки терминов и понятий, участвовал (заочно) в симпозиумах в Новой Зеландии (1991 г.) и Китае (1993 г.).

Н. В. Логвиненко является соавтором и редактором раздела «Литология» геологического словаря, соавтором и редактором «Справочника по литологии», его перу принадлежит более 250 публикаций в отечественной и зарубежной периодике и 15 монографий и учебников.

Учебник «Петрографии осадочных пород» выдержал три издания (1967, 1974, 1984) и пользуется популярностью в вузах России и зарубежных стран.

Н. Г. Логвиненко — прекрасный педагог, его педагогическая деятельность связана с двумя старейшими университетами — Харьковским и Санкт-Петербургским. На руководимой им в течение двадцати лет кафедре «Литология и морской геологии» разработан оригинальный курс «Теоретической литологии», включающий в себя учение о типах литогенеза Н. М. Страхова и вторичные изменения осадочных пород в стратифере, введен в учебный план специализации курс «Океанологии» и большой практикум по методам изучения осадков и осадочных пород.

За время своей деятельности им подготовлено несколько сотен геологов-литологов, морских геологов, среди его учеников более 10 докторов наук и 35 кандидатов наук. Можно сказать, что создана и успешно работает литологическая школа широкого профиля, на современном уровне, развивающая изучение вещества.

Н. В. Логвиненко принимает участие в работе междоудомственного литологического комитета, в комиссии по методам минералогических исследований, правлении общества естествоиспытателей при Санкт-Петербургском университете, в редколлегиях специальных журналов. Николай Васильевич отличается доброжелательностью, коммуникабельностью, чувством юмора, который почти никогда его не подводит в различных ситуациях.

Пожелаем ему и дальше быть таким же активным, добрым и жизнеспособным; надеемся, что на страницах нашего журнала им будет опубликовано много новых и интересных работ.

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Междоудомственный
литологический комитет РАН



Шафаят Фархад оглы Мехтiev

15 декабря 1993 г. в возрасте 83-х лет скончался крупный советский ученый-нефтяник академик Академии наук Азербайджанской Республики, член-корреспондент Международной комиссии по истории геологических наук (ИНИГЕО), почетный член Болгарского геологического общества, почетный нефтяник СССР, почетный работник газовой промышленности СССР, заслуженный деятель науки Азербайджана, лауреат Государственной премии, доктор геолого-минералогических наук, профессор Мехтiev Шафаят Фархад оглы.

Выпускник горного факультета Азербайджанского нефтяного института Ш. Ф. Мехтiev с 1933 г. работал в системе нефтяной промышленности. С первых дней Великой Отечественной войны офицер Ш. Ф. Мехтiev с оружием в руках защищал Родину.

Отозванный с фронта в 1944 г. как специалист-нефтяник, он за 10 лет работы в Институте геологии Академии наук Азербайджана защитил кандидатскую и докторскую диссертации и прошел путь от аспиранта до директора и был избран член-корреспондентом (1953 г.), а затем действительным членом (1958 г.) Академии наук республики.

В 1958—1965 гг. он был ректором Азербайджанского государственного университета, а с 1965 г. до своей кончины руководил отделом геологии нефти и газа Института геологии Академии наук Азербайджана (ИГАН) и был заведующим (до 1970 г.), а затем профессором кафедры геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений.

Шестидесятилетняя научная, организаторская, педагогическая и производственная деятельность акад. Ш. Ф. Мехтиева оставила глубокие следы во всех этих областях.

Полувековые научные исследования ученого охватывали основные актуальные проблемы современной нефтегазогеологической науки, по многим из которых он получил уникальные результаты, неоднократно включавшиеся решениями Президиума АН СССР в число важнейших достижений советской науки. Для наглядности достаточно привести хотя бы два примера.

Так, в дискутируемой на протяжении столетий фундаментальной проблеме генезиса нефти Ш. Ф. Мехтiev еще в 1966 г. выдвинул оригинальную гипотезу ее глубинно-биогенного происхождения, доработанную им в последующем до уровня теории, находящей признание среди постоянно возрастающего числа отечественных и зарубежных специалистов как весьма перспективной и наиболее полно отвечающей современному уровню наших знаний.

Другим примером может служить составленная под его научной редакцией в 1985 г. и не имевшая аналогов во всем Советском Союзе полумиллионная «Карта месторождений нефти и газа и перспективных структур Азербайджанской ССР» с подробной объяснительной запиской, получившая высокое признание ведущих советских ученых.

Перу Ш. Ф. Мехтиева принадлежит более 400 научных работ, опубликованных в признанных научных центрах Советского Союза и более чем 10 зарубежных стран.

Широкого признания мировой геологической общественностью заслужили его программные доклады по актуальным проблемам нефтегазогеологической науки, с которыми он неоднократно выступал

на мировых и международных нефтяных и геологических форумах в Австралии, Болгарии, Венгрии, Индии, Канаде, Мексике, США, Франции, ФРГ и других странах.

Акад. Ш. Ф. Мехтиев со студенческих лет до последних дней своей жизни вел и большую педагогическую работу, читая в ВУЗах Баку специальные курсы по ряду современных дисциплин нефтегазовой геологии и геохимии. Его воспитанники ныне трудятся на многих континентах. Им создана признанная в нефтяной геологии «мехтиевская школа», на счету которой около 100 докторов и кандидатов.

Ш. Ф. Мехтиев отличался широтой кругозора, всегда заботился о росте молодых научных кадров, сам активно генерировал новые идеи и был инициатором развития новых направлений в науке. Целеустремленная работа Шафаяда Фархадовича и его сподвижников способствовала тому, что в Баку сложился один из ведущих центров нефтяной геологии.

Геологическая общественность всех республик бывшего Советского Союза и многих зарубежных стран знала Ш. Ф. Мехтиева и как организатора целого ряда крупных (в том числе международных) конференций и совещаний-семинаров по наиболее дискуссионным и актуальным проблемам нефтегазогеологической науки и практики, на которых он сам неизменно выступал с постановочными докладами.

Ш. Ф. Мехтиев заслуженно пользовался всеобщим признанием и глубоким уважением среди коллег — геологов и нефтяников, которым посчастливилось общаться с ним.

Светлый образ этого крупного ученого, талантливого педагога и замечательного человека навсегда сохранится в сердцах его друзей, учеников и товарищей.

Редакционная коллегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Межведомственный литологический
комитет РАН

М. Т. Абасов, Ак. А. Али-Заде, Э. Ш. Шыхалибейли,
В. Н. Холодов, З. А. Буниат-Заде, Ю. К. Бурлин

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ!

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. 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 когда были проведены 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, страница, а для книг — издательство, место и год издания, страница.
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 аннотации, оформленные согласно правилам журнала (см. любой номер).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Как Вам известно, в журнале «Литология и полезные ископаемые» печатаются статьи, освещающие основные вопросы литологической теории, наиболее интересные результаты региональных литологических исследований, проблемы минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород, осадочных полезных ископаемых и теории осадочного рудообразования, материалы по составу и генезису современных осадков, методические вопросы, результаты экспериментальных исследований, материалы по истории литологии, обзоры достижений по различным вопросам литологии как в России, так и в странах СНГ, информации о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

В последнее время в связи с усложнившейся экономической и политической ситуациями тираж журнала катастрофически падает и само его существование находится под угрозой. Тем не менее Редколлегия журнала прилагает все усилия для того, чтобы спасти тираж журнала и сохранить его научное направление.

В связи с этим руководство журнала просит Вас принять все возможные меры для организации подписки на журнал в 1995 году.

Подписаться на журнал могут организации и частные лица. Руководство журнала просит Вас сообщить о результатах организованной Вами подписки, которые будут отныне обязательно учитываться при прохождении материалов и публикации научных статей.

Редколлегия журнала «Литология и полезные ископаемые»

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный редактор), **ВОЛКОВ И. И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н.**,
ЗОЛОТАРЕВ Б. П., **КОНОНОВ В. И.**, **КОНЮХОВ А. И.**, **МАШКОВЦЕВ Г. А.**,
МИГДИСОВ А. А., **МУРДМАА И. О.**, **РОНОВ А. В.**, **СЕДЛЕЦКИЙ В. И.**,
СИДОРЕНКО С. А., **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.**,
ZOLOTARYOV B. P., **KONONOV V. I.**, **KONYUKHOV A. I.**, **MASHKOVTSSEV G. A.**,
MIGDISOV A. A., **MURDMAA I. O.**, **RONOV A. V.**, **SEDLITSKY V. I.**,
SIDORENKO S. A., **YAPASKURT O. V.**

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17; Пыжевский пер., 7, ГИН АН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т. А. Денисова*

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 02.06.94 Подписано к печати 11.07.94 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Печать офсетная Усл. печ. л. 11,7 Усл. кр.-отт. 4,1 тыс. Уч.-изд. л. 14,2 Бум. л. 4,5
Тираж 344 экз. Зак. 1349

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7,
ГИН АН РАН: тел. 230-81-77
Московская типография № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**Издательство "Наука" РАН
обращает ваше внимание на следующие книги:**

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: "Наука – Биосфера и экология". 1994 – 45 л. (п)

Рассмотрены основные закономерности ледовой седиментации, выделен особый тип седиментогенеза в океане, дано распределение его в пространстве и времени.

Развитие рельефа и динамика литосферы. – М.: "Наука – Биосфера и экология". 1994 – 16 л. (о)

Анализируются особенности рельефа земной поверхности и его развития, обусловленные строением литосферы и протекающими в ней процессами.

Степи Русской равнины: Рационализация аграрного освоения. – М.: "Наука – Биосфера и экология". 1994. – 18 л. (о)

Освещаются природно-антропогенные и социально-экономические аспекты территориальной организации зернового земледелия и факторы, усугубляющие изменчивость его современной продуктивности.

*По всем вопросам приобретения книг просим обращаться
в Торговую фирму "Академкнига" РАН по адресу:*

*103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10
Тел. торгового отдела: 923-72-84*

1186 р.
каталожная цена

500 р.
Индекс 70493

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**Издательство "Наука" РАН
обращает ваше внимание на следующие книги:**

Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 22,7 л. (о)

Книга охватывает широкий круг вопросов по теме на примере практически всех основных регионов России.

Памяти первых российских биогеохимиков. – М.: "Наука – Геология". 1994. – 15,7 л. (о)

Книга посвящена памяти В.А. Зильберминца, Б.К. Бруновского, А.М. Симорина, Л.С. Селиванова, А.А. Кирсанова – учеников и коллег В.И. Вернадского.

Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Европа в границах бывшего СССР). – М.: "Наука – Геология". 1994. – 39,3 л. (п)

Описано около 1700 терминов, отвечающих опубликованным названиям стратиграфических подразделений.

*По всем вопросам приобретения книг просим обращаться
в Торговую фирму "Академкнига" РАН по адресу:*

103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10

Тел. торгового отдела: 923-72-84