



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1984

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

1984



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Семихатов М. А., Горохов И. М.</i> Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение I. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации	3
<i>Никитин А. А.</i> Литолого-минералогические критерии нефтеносности верхневизейских песчаников Днепровского грабена	27
<i>Данилова Т. Е.</i> Процессы уплотнения, окварцевания и выщелачивания в терригенных коллекторах и их роль в формировании пустотного пространства на примере нефтяных месторождений Татарской АССР	39
<i>Лисицин А. К., Зеленова О. И., Гранина Н. И., Шулик Л. С., Солодов И. Н.</i> Геохимические особенности рудных залежей на окончаниях зон пластового окисления терригенных сероцветных пород	49
<i>Штеренберг Л. Е., Антипов М. П., Деркачев А. Н.</i> Особенности конкреционного Fe—Mn-рудообразования в современных морях	62
<i>Свальнов В. Н., Ушакова М. Г., Чеховская М. П., Кузмичева Е. И., Рудакова А. Н.</i> Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана	78
<i>Батулин Г. Н., Савенко В. С.</i> Марганец в поровых водах морских и океанских осадков	90
<i>Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.</i> Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки	105
<i>Рубанов И. В.</i> Сульфатноносные осадки Аральского моря, их строение и состав	117
<i>Шнюков Е. Ф., Огородников В. И., Ковалюх Н. Н., Садолько И. В., Маслаков Н. А.</i> Основные вещественно-генетические типы донных осадков и скорости современного осадконакопления на Черноморском шельфе	126

Краткие сообщения:

<i>Анфимов Л., В., Бусыгин Б. Д., Крупенин М. Т.</i> Закономерности распространения железа в породах рифейской сидеритовой формации Бакала на Южном Урале	136
<i>Хворова И. В., Воронин Б. И.</i> К познанию процесса палагонитизации	143
<i>Шутов В. Д.</i> Модель образования глауконита и «сколита» на примере месторождения Сколе	147
<i>Сорокин В. М., Соколов В. Н., Чернышова М. Б.</i> Литология и условия накопления сапропелей в Черном, Каспийском и Средиземном морях	153

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

1

JANUARY — FEBRUARY

1984

CONTENTS

<i>Semikhatov M. A., Gorokhov I. M.</i> Rb and Sr behaviour in processes of sedimentary rock formation. 1. Behaviour of Rb and Sr in the course of weathering, transfer and sedimentation	3
<i>Nikitin A. A.</i> Lithologo-mineralogical criteria of oil content in upper Viséan sandstones of the Dnieper graben	27
<i>Danilova T. E.</i> Processes of consolidation, silicification and leaching in terrigenous collectors and their role in formation of hollow space as exemplified by oil deposits of the Tatar ASSR	39
<i>Lisitsin A. K., Zelenova O. I., Granina N. I., Shulik L. S., Solodov I. N.</i> Geochemical properties of ore deposits on the zone terminations of stratal oxidation of terrigenous grey rocks	49
<i>Shternberg L. E., Antipov M. P., Derkachev A. N.</i> Peculiarities of concretion Fe-Mn ore formation in the recent seas	62
<i>Sval'nov V. N., Ushakova M. G., Chekhovskaya M. P., Kuzmicheva E. I., Rudakova A. N.</i> New data on geology of the Pacific underwater mountains	78
<i>Baturin G. N., Savenko V. S.</i> Mn in interstitial waters of sea and ocean sediments	90
<i>Shimkus K. M., Shlezinger A. E.</i> Pitching out geological bodies (clinoforms) according to seismic profile shooting data	105
<i>Rubanov I. V.</i> Sulphate-bearing sediments of the Aral Sea	117
<i>Shnyukov E. F., Ogorodnikov V. I., Kovalyukh N. N., Sadal'ko I. V., Maslakov N. A.</i> The major material-genetic types of bottom sediments and rates of recent sediment accumulation in the north-west of the Black Sea shelf	126

Brief communications

<i>Anfimov L. V., Busygin B. D., Krupenin M. T.</i> Regularities of distribution of Fe in rocks of the Riphean Siderite formation Bakala in the South Urals	136
<i>Khvorova I. V., Voronin B. I.</i> On cognition of palagonitization process	143
<i>Shutov V. D.</i> Model of formation of glauconite and «skolite» on the example of the Skole deposit	147
<i>Sorokin V. M., Sokolov V. N., Chernyshova M. B.</i> Lithology and conditions of sapropel accumulation in the Black, Caspian and Mediterranean Seas	153

УДК 550.4 : 551.7.03

**ПОВЕДЕНИЕ Rb и Sr В ПРОЦЕССАХ ОСАДОЧНОГО
ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ**
**СООБЩЕНИЕ I. ПОВЕДЕНИЕ Rb и Sr В ХОДЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ,
ПЕРЕНОСА И СЕДИМЕНТАЦИИ**
СЕМИХАТОВ М. А., ГОРОХОВ И. М.

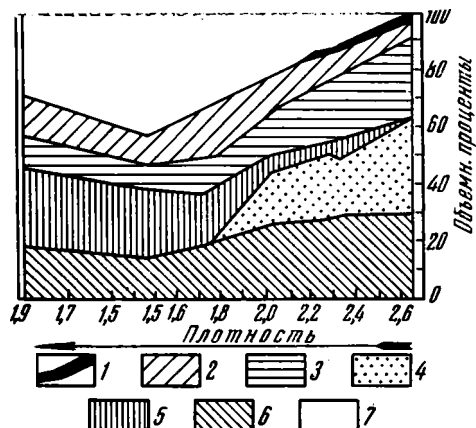
На основании обобщения опубликованных данных рассмотрено поведение Rb и Sr в процессах выветривания в породообразующих минералах кристаллических пород, в глинистых минералах кор выветривания и в валовых пробах выветрелых пород различного состава, показаны пути формирования Rb—Sr систем поверхностных и подземных вод, рассмотрены распределение Rb и Sr и изотопный состав последнего в карбонатных и эвапоритовых осадках, в терригенных и аутигенных глинистых минералах современных океанских осадков и в тонкозернистой фракции последних, приведены примеры использования изотопного состава Sr для решения генетических вопросов глинистой минералогии (в частности, для выявления соотношений терригенной и аутигенной составляющих современных океанских илов). Рассмотрены пути возникновения псевдохронных зависимостей в Rb—Sr-системах осадочных пород и их минеральных фракций и критерии их опознания. Показано, что Rb—Sr-системы породообразующих минералов кристаллических пород и твердых продуктов их выветривания (в том числе глинистых минералов) слишком консервативны, чтобы в ходе выветривания, переноса и осадконакопления изотопно уравновеситься со средой.

Изучение Rb—Sr-систем осадочных пород представляет широкий интерес по крайней мере с двух точек зрения. Во-первых, таким путем можно получить ценную литогенетическую информацию, ибо минералы осадочных пород несут определенное изотопное клеймо (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), в той или иной мере раскрывающее их источник, а иногда и механизм образования. Во-вторых, корректная интерпретация геологического и геохимического смысла Rb—Sr-определений возраста осадочных объектов требует обязательного знания того, как, в какой мере и на какой стадии литогенеза преобразуются Rb—Sr-системы этих объектов.

В данной статье главное внимание уделено второму аспекту проблемы. Дело в том, что обязательная комбинация двух необходимых предпосылок изохронного Rb—Sr-датирования — 1) равенства первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в серии одновозрастных образцов и 2) замкнутости их Rb—Sr-систем в ходе геологической истории — в осадочных породах достигается едва ли не как исключение. Карбонаты, эвапориты и кремнистые осадки, достигающие равновесия Sr со средой в момент осадконакопления (и потому отвечающие первому условию), при последующих преобразованиях являются открытыми системами для Rb и Sr. Алевролиты и песчаники отличаются консервативностью своих Rb—Sr-систем в ходе диагенеза, катагенеза и метаморфизма очень низкой ступени и потому отвечают второму условию, но эти системы несут унаследованный радиогенный ^{87}Sr источника сноса, что ведет к преувеличению вычисленного возраста относительно времени осадконакопления. В глинистых породах изотопный баланс Rb и Sr определяется сложными и часто непредсказуемыми изменениями Rb/Sr- и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений их терригенных и аутигенных составляющих на разных стадиях литогенеза. Тем не менее наибольший интерес для Rb—Sr-датирования осадочных образований представляют глинистые минералы, ибо это единственные широко распространенные представители щелочных алюмосиликатов, способные формироваться аутигенным путем и поддержи-

вать изотопные равновесия Rb и Sr с окружающей средой в условиях гипергенеза. Определение геологического и геохимического смысла получаемых значений Rb—Sr-возраста этих минералов является отнюдь не тривиальной задачей.

Нашей целью является анализ материалов, освещающих степень и направленность пресбраований Rb—Sr-систем осадочных пород и их минералов на разных стадиях литогенеза. Необходимость возвращения к этим проблемам после известных работ Г. Фора и Дж. Пауэлла [25], Н. Кляуэра [44, 45, 48, 49], У. Кордани с соавторами [54] и М. Бонома [33] определяется не только появлением большого количества новых данных о Rb—Sr-систематике осадочных пород, но и значительной противоре-



Фиг. 1. Последовательность разложения минералов в ходе выветривания гранитоидов Северной Каролины [68]

1 — биотит; 2 — мусковит; 3 — микроклин; 4 — олигоклаз; 5 — каолинит; 6 — кварц; 7 — поровое пространство. Стрелкой показано увеличение степени выветрелости пород

чивостью приводимых в литературе оценок того, что же может дать Rb—Sr-метод применительно к этим породам. Здесь мы рассмотрим Rb—Sr-системы в процессах выветривания, переноса и накопления осадков. Поведение Rb и Sr в процессах диагенеза, катагенеза и метаморфизма очень низкой ступени, или анхиметаморфизма, будет рассмотрено в следующем сообщении.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветривание — один из наиболее сложных процессов для анализа поведения Rb и Sr. Этот процесс на химической своей стадии включает как разложение материнских рубидий- и стронцийсодержащих минералов и вынос элементов в растворенном виде, так и новообразование глинистых ми-

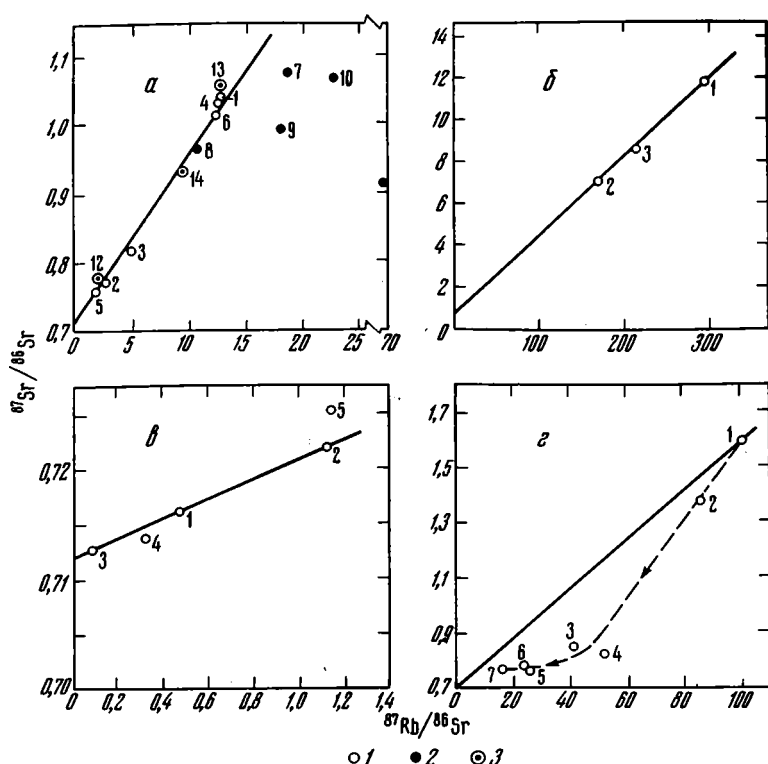
нералов, их взаимодействие с грунтовыми водами и установление новых изотопных соотношений в твердых продуктах выветривания. Дополнительную сложность вносит то, что Rb и Sr концентрируются в различных минералах, обладающих разной устойчивостью к воздействию экзогенных факторов (прежде всего воды). Так, Rb и, следовательно, возникший при его распаде радиогенный ^{87}Sr тяготеют к слюдам и калиевым полевым шпатам, а обычный Sr — к плагиоклазам, кальцийсодержащим акцессорным минералам и карбонатам.

Наблюдения в корях выветривания и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что устойчивость минералов к химическому выветриванию растет в следующем ряду: карбонаты — Са-плагиоклазы — биотит — Na-плагиоклазы — калишпаты — кварц [17, 23]. Динамику разложения минералов в природных условиях иллюстрирует фиг. 1, а в эксперименте — опыты Ж. Педро [23]. Последние показали, что определенный тип породы (трахиандезит, базальт, гранит) на каждой стадии разложения характеризуется своей величиной выноса элементов. Так, при равном по интенсивности воздействию горячей дистиллированной воды базальты по сравнению с гранитами лишились большей доли содержащихся в них щелочей и Sr. Здесь уместно, однако, напомнить, что базиты в целом обладают сравнительно очень высокими содержаниями Sr и очень низкими содержаниями Rb, тогда как граниты в среднем содержат лишь немногим меньше Sr (в среднем 285 мкг/г) и в 5 раз больше Rb (150 мкг/г), чем базальты [25]. В результате именно гранитоиды выступают как главные поставщики Rb и радиогенного Sr в пути миграции.

Одним из важных источников вещества, поступающего в бассейны,

как известно, служат коры выветривания. Удобную модель для анализа Rb—Sr-систем в ходе выветривания представляют кристаллические породы. РТ-условия их возникновения резко отличны от наблюдаемых в экзогенной обстановке, и потому эти породы наиболее сильно меняют свой минеральный и химический состав в зоне гипергенеза.

Rb—Sr-системы в выветривающихся минералах. Среди всех породообразующих минералов наибольшей консервативностью своих Rb—Sr-систем к процессам выветривания обладает кварц. Он подвержен главным



Фиг. 2. Эволюционные диаграммы для породообразующих минералов в корях выветривания

а — кварц из коры выветривания гранитов Харни-Пик, Южная Дакота, США [94]; б — мусковит из коры выветривания пегматита Чайлу (Народная Республика Конго) [44]; в — полевошпатовые смеси из коры выветривания гранитов Косселили (Республика Чад) [44, 47]; г — биотит из коры выветривания тех же гранитов [44, 47]; 1—3 — на рис. а: 1 — агрегаты зерен кварца из гранитной дресвы, 2 — индивидуальные зерна кварца из гранитной дресвы, 3 — кварц из аллювия ручья, дренирующего граниты. На этой и следующей фигуре сплошная линия — изохроны сравнения; пунктирная — кривая изотопной эволюции. Возрастание порядкового номера точек на рис. в, г соответствует увеличению степени выветривания

образом физическому выветриванию, но его зерна в элювии обычно несут следы коррозии и регенерации — признаки химического взаимодействия с окружающей средой. На фиг. 2, а показано поведение Rb—Sr-систем кварца в коре выветривания гранитов [94]. На ранней стадии выветривания крупные зерна кварца (точки 1—6), представляющие собой агрегаты более мелких зерен, имеют сравнительно малую активную поверхность. Положение точек этих образцов относительно изохроны сравнения, полученной по валовым пробам невыветрелых гранитов, показывает, что кварц на данной стадии сохраняет свои возрастные характеристики. Распад составных зерен на мелкие фрагменты значительно увеличивает поверхность взаимодействия, и Rb—Sr-системы таких зерен кварца (точки 7—11) преобразуются либо вследствие потери радиогенного ^{87}Sr , либо за счет захвата Rb, освобожденного при разложении биотита и калишпата. Точки анализов мелких индивидуальных зерен

кварца в аллювии ручья, дренирующего рассматриваемую кору выветривания (точки 12—14), возвращаются на изохрону сравнения. Таким образом, отношения $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ в этих зернах «восстанавливаются» в ходе их переноса, вероятно, вследствие механического удаления внешних наиболее измененных зон.

Результаты лабораторного выветривания мусковитов противоречивы. Они свидетельствуют как о возможности обогащения этого минерала Rb при взаимодействии с водой [7], так и об отсутствии каких-либо ионообменных эффектов [81]. В природных условиях мусковиты, даже взятые в зоне интенсивного латеритного выветривания (см. фиг. 2, б, точки 2 и 3), содержащей метагаллуазит и гиббсит, не обнаруживают ни следов кристаллографических изменений, ни нарушений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению со свежим минералом (точка 1) [44, 47, 48].

Плагноклазы легко разрушаются при выветривании, и для полевошпатовых смесей можно ожидать увеличения величины отношений калиевого полевого шпата к плагноклазу и соответственно роста отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по крайней мере на ранних стадиях выветривания. В действительности картина может быть более сложной. На фиг. 2, в приведены результаты анализа полевых шпатов, взятых из коры выветривания гранитов в Республике Чад [44, 47]. Точки выветрелых полевошпатовых смесей [2—4], содержащих до 20% вторичных минералов (серпидита, смектита, каолинита и смешанослойных), обнаруживают заметные колебания содержания Rb и Rb/Sr-отношения при устойчивой тенденции к обеднению по сравнению со свежей смесью (точка 1). Тем не менее точки 1—4 в пределах экспериментальных погрешностей лежат на изохроне сравнения. Только в зоне наибольшего выветривания отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ в полевых шпатах нарушается, и точка 5 смещается вверх от изохроны. Возможно, такое смещение является лишь артефактом и связано с тем, что в зоне отбора образцов 2—4 выветривание затронуло только поверхностные слои полевошпатовых зерен, которые могли быть удалены в ходе очистки минералов, тогда как в обр. 5 изменению подвергся весь объем зерен. Положение точки 5 выше изохроны может быть связано с наличием в этом образце вторичных глинистых минералов с повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В гидрослюдисто-каолинитовых корах выветривания Средней Азии отмечается вынос Sr из полевых шпатов [3], а для микроклина известны примеры консервативного поведения Rb—Sr-системы при выветривании [109].

Лабораторные опыты по выветриванию биотита выявили тенденцию к преимущественному выщелачиванию радиогенного ^{87}Sr , по сравнению с обычным Sr [8], а также возможность обогащения выветрелых разновидностей биотита рубидием за счет ионного обмена с грунтовыми водами [7, 81]. Суммарный эффект — уменьшение отношения ^{87}Sr , к Rb в биотитах, т. е. уменьшение их кажущегося возраста, подтвержден и для всех исследованных случаев природного выветривания [64, 67, 84, 109]. Тем не менее поведение Rb и обычного Sr при разложении биотита может быть различным в зависимости от условий выветривания. Так, в гидрослюдисто-каолинитовых корах выветривания Урала и Средней Азии этот минерал теряет Rb и Sr, а отношение Rb/Sr при ряде колебаний проявляет тенденцию к росту [3, 4]. В водах р. Корхого (Берег Слоновой Кости), дренирующей латеритные почвы, биотит адсорбирует Rb и теряет Sr, что приводит к существенному росту упомянутого отношения, а в профиле выветривания на гранитоидах (Чад) он теряет Rb и накапливает обычный Sr [44, 47, 48]. Эволюция Rb—Sr-системы биотитов из этой коры, включающей ранее рассмотренные полевые шпаты, приведена на фиг. 2, г. Свежий биотит (точка 1) в ходе выветривания постепенно замещается агрегатом каолинита и смешанослойных минералов. Кривая изотопной эволюции при этом располагается ниже изохроны сравнения, представляющей собой геометрическое место точек неизменных биотитов. Процесс разделяется на две стадии: быстрое уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и кажущихся Rb—Sr-возрастов минералов (точки 2—4) и медленное уменьшение значения того же отношения с достижением изотоп-

ного равновесия между выветрелым биотитом и средой (точки 5—7). Таким образом, степень изменения Rb—Sr-систем выветривающихся биотитов зависит от положения образцов в коре выветривания и ее профиля, определяемого климатом. Сходные результаты получены и для глауконита [44, 89]. Следовательно, оба эти минерала должны быть совершенно свежими, если они используются для Rb—Sr-датирования.

Итак, в каждом из рассмотренных породообразующих минералов кристаллических пород Rb—Sr-системы при выветривании ведут себя по-разному. Что же касается амфиболов и пироксенов, то содержание Rb в них столь мало, что они не могут заметно повлиять на общий баланс радиогенного ^{87}Sr в корях выветривания.

Rb—Sr-системы новообразованных минералов. Развитие конкретных ассоциаций вторичных минералов кор выветривания — смектита, каолинита, иллита, смешанослойных, карбонатов и др. — определяется климатом и отчасти составом субстрата, тогда как Rb—Sr-системы этих минералов зависят от Rb—Sr-систем материнского минерала и химизма окружающей среды.

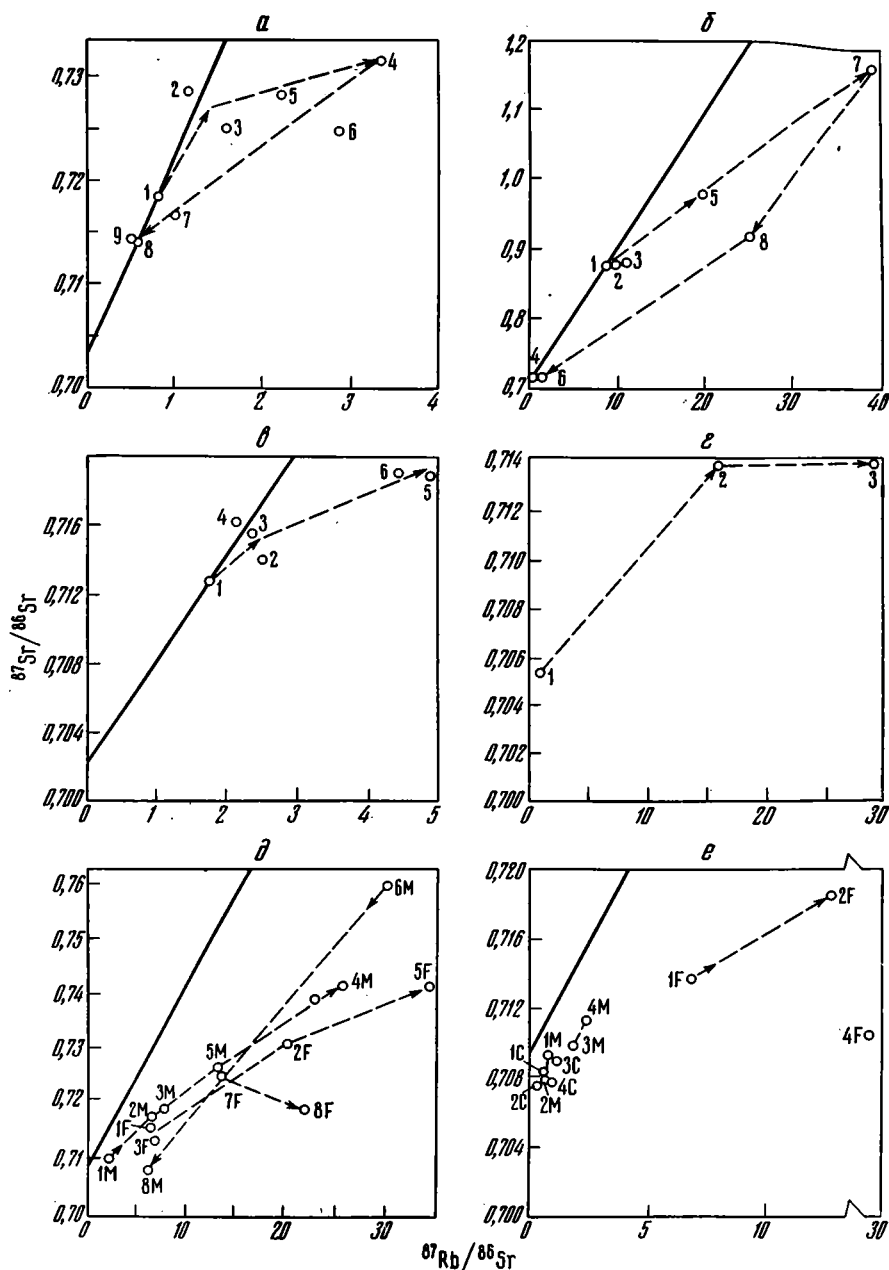
В новообразованных смектитах эта зависимость выступает очень ясно [44, 46, 49]. Смектиты, возникшие при выветривании и гальмиролизе базальтов, наследуют их низкие отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и малые содержания Rb. Выветривание гранитоидов дает смектиты с более высокими содержаниями Rb и повышенными отношениями Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Однако последние в изученных континентальных смектитах далеко не достигают пиковых значений, характеризующих докембрийские гранитоиды. Это связано с высокой ионообменной емкостью данного минерала и его способностью к адсорбции значительного количества слаборадиогенного Sr из окружающей среды.

В каолинитах содержания Rb и Sr и отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблются в широких пределах в зависимости от материнского субстрата [44, 46, 48]. Каолинит, образующийся по биотиту, наследует Sr с низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так как радиогенный ^{87}Sr почти полностью теряется биотитом еще до начала образования каолинита. Каолиниты, возникшие за счет полевых шпатов, напротив, содержат Sr с очень высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что связано, видимо, с преимущественной потерей полевыми шпатами обычного Sr на первых стадиях выветривания. В корях выветривания каолинит иногда способен адсорбировать заметные количества Rb [4, 76] и Sr [44, 46] из грунтовых вод и за счет этого менять изотопный состав Sr, унаследованный от материнского минерала.

Иллиты богаты Rb и радиогенным ^{87}Sr и вносят большой вклад в Rb—Sr-системы осадков и осадочных пород. Тем не менее поведение Rb и Sr при образовании иллитов в процессах выветривания до сих пор не изучалось. То же относится к хлориту и смешанослойным минералам. В известковых конкрециях, развивающихся в профилях выветривания, прямая связь изотопного состава Sr с его составом в материнских породах нарушается в ходе неоднократных перекристаллизаций кальцита.

Rb—Sr-системы в выветрелых породах. Поведение Rb и Sr в валовых пробах выветривающихся пород является функцией их минерального состава и отражает сложную интегральную картину изменения Rb—Sr-систем первичных и вторичных минералов.

На первых этапах исследований представлялось, что в твердых продуктах выветривания пород любого состава однозначно повышается отношение Rb/Sr за счет потери Sr и относительного, а на поздних стадиях и абсолютного накопления Rb, тогда как отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сохраняется или слабо растет вследствие преимущественного выноса обычного Sr из материнского субстрата [25, 35, 56, 76]. Отсюда следовало, что химическое выветривание сдвигает точки на изохронной диаграмме вправо. Накопленный опыт показывал, что обычно этот сдвиг невелик и снижает вычисленный возраст лишь на 8—10%.



Фиг. 3. Эволюционные диаграммы для валовых проб из кор выветривания. Кора выветривания: а — гранитоидов Боулдер-Крик [56]; б — гранитов Батлер-Хилл [30]; в — гранитоидов Элбертон [56]; г — базальтов [56]; д — мезозойских аркозов Уангарей [36] (точки 1—5 — незрелый профиль, точки 6—8 — зрелый профиль); е — мезозойских аркозов Веллингтон [36] (точки 1, 2 — незрелый профиль, точки 3, 4 — зрелый профиль). Буквами F, M, C обозначены гранулометрические фракции коры выветривания, мкм (F — <2; M — 2—20; C — 20—50)

Новый материал выявил более прихотливое поведение Rb и Sr в твердых продуктах выветривания [2, 3, 5, 11, 30, 36, 44, 56, 65, 108]. Оказалось, что на фоне преимущественного, часто весьма интенсивного выноса Sr отмечаются отдельные случаи его накопления в этих продуктах, особенно на поздних стадиях процесса (вероятно, в связи с появлением карбонатов в коре). Rb обладает более низкой подвижностью в корях выветривания, чем Sr, что легко объясняется высокой его склонностью к ионообменным и сорбционным процессам в контактах с глинистыми ми-

нералами. Тем не менее в глинистой части профилей выветривания (наряду с некоторыми флуктуациями содержания Rb) обычно наблюдается преимущественный его вынос, и лишь на поздних, а в отдельных случаях и на довольно ранних стадиях разложения материнской породы в корях гидрослюдисто-каолинитового состава может происходить его накопление. Наоборот, в верхних горизонтах латеритных профилей наблюдается наиболее интенсивный вынос Rb в связи с присущими этим горизонтам низкими значениями pH. Определенное влияние на поведение Rb в корях выветривания оказывает также состав материнских пород: продукты разложения базитов обогащены гидроокислами железа, активно сорбирующими щелочные металлы, тогда как коры кислых пород лишены этой дополнительной ловушки. Отношение Rb/Sr в твердых продуктах выветривания на начальных и средних стадиях процесса, как правило, повышается (и нередко весьма значительно) и проявляет четкую тенденцию к снижению на поздних стадиях. Те же черты поведения проявляет отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Моделью поведения Rb—Sr-систем выветривающихся кислых кристаллических пород может служить гранодиорит Боулдер-Крик в Колорадо [56, 44]. Как видно из фиг. 3, а, на начальных стадиях выветривания, когда разложение плагиоклаза приводит к потере им всех компонентов Rb—Sr-системы (конгруентное растворение) или только к потере обычного Sr (инконгруентное растворение), точка 2 выветрелого образца породы вследствие преобладания в плагиоклазе обычного Sr над радиогенным сдвигается вверх и вправо от точки неизмененного образца (точка 1), но остается при этом на изохроне сравнения. Включение в процесс выветривания биотита, а затем мусковита и калишпатов, теряющих радиогенный ^{87}Sr и, возможно, Rb (при продолжающейся потере обыкновенного Sr плагиоклазом), уводит точки валовых проб породы с изохроны сравнения вправо (точки 3—4). Наконец, адсорбция глинистыми минералами Sr из окружающей среды приближает точки выветрелой породы (точки 5—9) к изохроне сравнения.

Принципиально ту же картину иллюстрирует профиль выветривания гранитов Батлер-Хилл в Миссури [30], хотя последовательность точек их анализов на эволюционной диаграмме (см. рис. 3, б) не строго соответствует относительному положению проанализированных образцов в коре выветривания. Это несоответствие, видимо, объясняется, неравномерной миграцией изотопов Rb и Sr в верхних зонах коры, характеризующихся разуплотнением породы [11]. Остальные примеры, приведенные на фиг. 3, отвечают начальным или конечным стадиям рассмотренного процесса. Характерно, что точки анализов выветрелых образцов во всех случаях лежат ниже изохрон сравнения; иначе говоря, эти образцы имеют уменьшенный кажущийся Rb—Sr-возраст.

Так как поведение Rb и Sr в корях выветривания во многом определяется ионообменными и сорбционными процессами, то на него влияет также климатическая зональность, которая контролирует как гранулометрический и минеральный состав кор выветривания, так и массу материала, поступающего в пути миграции. К примеру, количество новообразованных глинистых минералов в элювии растет от 1—5% его массы в умеренной гумидной зоне до 5—10%, а иногда 25% в субтропической семиаридной и до 90 и даже 99% в тропической гумидной зонах, тогда как количество выщелоченного вещества в том же ряду увеличивается от 23—48 до 50—68% объема породы [14]. В экваториальной гумидной зоне среди новообразованных минералов кор выветривания на первое место выходят каолинит, гиббсит, отчасти смектит, которые оттесняют на второй план или вовсе вытесняют иллит, хлорит, а в какой-то мере и смешанослойные минералы, характерные для более высоких широт, где каолинит и гиббсит постепенно сходят на нет [12, 26, 27].

Помимо минерального состава и степени зрелости кор выветривания на динамику их Rb—Sr-систем влияет возраст кор: в ископаемых их представителях повышенное отношение Rb/Sr может способствовать росту отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Таким образом, интенсивность нарушения Rb—Sr-систем кристаллических пород в ходе выветривания зависит от ряда причин и не является монотонной функцией степени выветривания. Мера такого нарушения в каждом случае растет от относительно грубых фракций коры выветривания к наиболее тонким. При этом Rb в соответствии с его высокой склонностью к ионообменным и сорбционным процессам может вести себя разнонаправленно в различных гранулометрических фракциях одного и того же профиля выветривания [36]. Это вносит дополнительную пестроту в распределение рассматриваемых изотопов в твердых продуктах выветривания, как остающихся в элювии, так и поступающих в пути миграции.

ПЕРЕНОС

Рассмотрим пути формирования Rb—Sr-систем поверхностных и подземных вод. Дождевые воды содержат небольшое количество Sr — лишь 0,003—0,03 мкг/г [102, 103], тогда как в реках его содержание поднимается в среднем до 0,069 мкг/г (при колебаниях для разных рек от 0,02 до 0,2 мкг/г [44, 66]). Среднее содержание Rb в реках составляет 0,002 мкг/г (при колебаниях от 0,001 до 0,008 мкг/г [1, 19]). Основная масса Rb (до 96%) поступает в бассейны седиментации в составе механической взвеси, будучи сорбированной глинистыми минералами [19], тогда как Sr мигрирует в растворенном виде [9].

Изотопный состав Sr, растворенного в подземных водах, в значительной мере зависит от величины отношения Rb/Sr, наблюдаемого в дренируемых породах, и возраста последних. Парциальный вклад различных пород в Rb—Sr-системы подземных вод определяется относительной растворимостью составляющих их минералов, а также продолжительностью контакта воды и породы. В ручьях и реках, питаемых подземными водами, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ является взвешенным средним для Sr, выщелоченного из всех типов пород дренажного бассейна [63]. Корреляция между составом дренируемых пород и величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных водах столь тесна, что она наблюдается даже в таком масштабе, как отдельные бассейны системы Великих озер [61], отдельные отрезки рек среднего размера [63] или соседние речки, прорезающие разные части одного хребта [79]. Поэтому теоретически отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в континентальных водах может меняться от низких величин, наблюдаемых в молодых базальтах, до высоких, существующих в докембрийских гранитах. Но на практике размах его колебаний меньше. Лишь в областях развития молодых базальтов с низким отношением Rb/Sr отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ речных вод может отвечать наблюдаемому в коренных породах. На древних щитах различная устойчивость минералов к выветриванию и вариации присущих им отношений Rb/Sr приводит к тому, что значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных водах и в речной взвеси заметно ниже, чем в докембрийском субстрате: минералы с высоким отношением Rb/Sr, обогащенные радиогенным ^{87}Sr (калишпаты, мусковит), относительно устойчивы в зоне гипергенеза, а легко растворимые минералы (карбонаты, плагиоклазы) составляют в раствор Sr, обедненный радиогенным изотопом [37, 56, 61, 63, 72, 103] (таблица).

Среднее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современном континентальном стоке оценивается в $\sim 0,716$ [104] или в $\sim 0,711$ [106]. Хотя по мере углубления в геологическое прошлое это отношение по вполне понятным причинам постепенно снижалось, уже у границы архея и протерозоя ведущая роль в общем балансе Sr перешла от мантийного источника к континентальному стоку с его относительно более радиогенным Sr [38, 105, 106]. Следовательно, последние 2,5 млрд. лет этот сток способствовал повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанской воде. Количественное воздействие данного фактора, однако, ограничено резкими различиями содержаний Sr в морских и пресных водах (соответственно 7,6 и 0,069 мкг/г). Поэтому, например Гудзонов залив — полузамкнутый сильно опресненный бассейн, собирающий речные воды, обогащенные радиогенным Sr, — по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ существенно не отличается

Река (страна)	Породы, дренируемые рекой	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Литературный источник
Уайдуки (США) Рашн (США) Ил (США)	Основные	0,7036 0,7053 0,7063	[37]
Сайото (США) Бразос (США) Рона (Франция) По (Италия) Миссисипи (США)	Фанерозойские осадочные	0,7084 0,7086 0,7089 0,7097 0,7101	[55] [37]
Вебер (США) Коувери (Индия) Сасквехана (США) Уругвай (Бразилия) Оттава (Канада) Джордан (США) Парана Гуази (Бразилия) Бер (США)	Фанерозойские и докембрийские	0,7129 0,7130 0,7141 0,7159 0,7161 0,7206 0,7216 0,7219	[79] [37] [63] [29] [61] [79] [29] [79]
Мускарт (Канада) Клетц (Канада) Марто (Канада) Маттава (Канада) Кабенакегами (Канада)	Преимущественно архейские кристаллические	0,7121 0,7191 0,7192 0,7223 0,7263	[61]

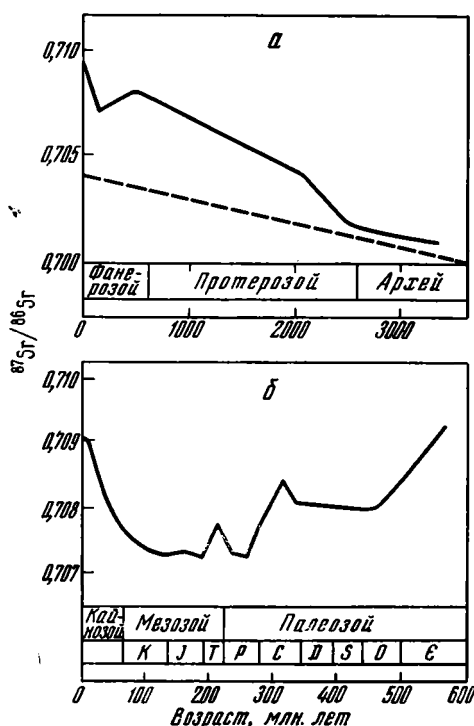
от Мирового океана [61, 104]. Что же касается Rb морской воды, то его распад не мог заметно повлиять на изотопный состав растворенного Sr, так как отношение Rb/Sr в океане очень низкое (около 0,015 в современную эпоху), а время пребывания в нем данных элементов относительно короткое ($3 \cdot 10^5$ лет для Rb и $5 \cdot 10^6$ лет для Sr [25]).

Изотопный состав Sr современного Мирового океана однороден, так как время полного перемешивания океанских вод на три порядка ниже времени пребывания в них Sr. Однородность изотопного состава Sr, несмотря на возможные отдельные исключения в полузамкнутых морях [39, 57], должна была достигаться в океане в каждый данный момент и в геологической истории. Следовательно, нужно искать какой-то механизм или какие-то механизмы, ответственные за систематические изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанской воде прошлого (фиг. 4, б). На фоне частных флуктуаций четко вырисовывается общая тенденция изменения этого отношения в фанерозое от максимальных значений 0,7094 в раннем кембрии до минимального 0,7069 в поздней юре и повышенного до 0,7091 в настоящее время [57, 59, 74, 91, 104]. Последнее значение выведено из анализа составного образца вод Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов [74]. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанах предшествующих моментов фанерозойской истории получены на основании множества измерений минимальных значений этого отношения в известковых раковинах морских организмов и в хемотронных карбонатах определенного возраста. Правомочность такого подхода определяется тем, что упомянутые объекты в момент своего образования приобретают изотопный состав Sr морской воды и при последующих диагенетических и катагенетических преобразованиях могут только повышать отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Гораздо более скудные данные по докембрию позволяли рисовать однонаправленный рост величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане от архея до кембрия (см. фиг. 4, а [105]). Новейшие материалы показали, что в архее оно составляло 0,7012—0,7025 (т. е. мало отличалось от существовавшего в верхней мантии того времени) и что в протерозое около 900 ± 50 млн. лет назад на фоне общего роста данного отношения произошел резкий его спад до 0,7056 (против 0,7075 около 1000 и 700 млн. лет назад [106, 107]).

Вариации стронциевого отношения в морской воде прошлого обычно связывали с изменениями соотношений масс Sr, поступающих из трех

разнородных источников, различавшихся изотопным составом данного элемента: 1) выветривающихся сиалических пород; 2) океанского вулканизма и разложения базитов; 3) выноса из морских карбонатов [25, 37, 38, 62, 105 и др.]. Первый из этих источников характеризуется относительно высокими, а второй и третий — низкими величинами отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$. В последнее время выяснено, что существенное влияние на эти вариации оказывает и принципиально иной процесс: изотопный обмен Sr морской воды и базальтов океанской коры. Доказательства такого процесса получены при изучении изотопного состава стронция и кислорода в современных базальтах океанского ложа и в меловых офиолитовых комплексах [73, 82, 85, 101, 107]. Привлечение данных по



Фиг. 4. Вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океанской воде в докембрии [105] (а) и в фанерозое [59] (б). Сплошная линия — океанская вода, пунктирная — верхняя мантия

творов. Твердые же продукты выветривания, включая глинистую их составляющую, поступают в бассейны накопления с резко различными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые в той или иной мере унаследованы от гетерогенных и разновозрастных материнских пород. Это и создает проблему унаследованного радиогенного ^{87}Sr в некарбонатной фазе осадков.

Главная масса Sr в современных осадках заключена в карбонатных илах, хотя заметные его количества связаны и с алюмосиликатными минералами. Основными же концентраторами Rb в илах являются детритовые и аутигенные силикатные их составляющие. Таким образом, эти осадки — вне зоны карбонатной компенсации — представляют собой смесь различных фаз, обладающих различными отношениями Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Одна из этих фаз (карбонатная) содержит мало Rb и большое количество Sr с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,708—0,709$, а другая или другие (аутигенная и(или) детритовая) содержат меньше Sr и характеризуются более высокими величинами отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (фиг. 5).

$Rb-Sr$ -системы в карбонатных и эвапоритовых осадках. Концентрации Rb в морской воде слишком малы, чтобы он мог образовать самостоятельные минеральные фазы: выпадение его в осадок происходит в результате соосаждения с другими элементами. В пресных водоемах и

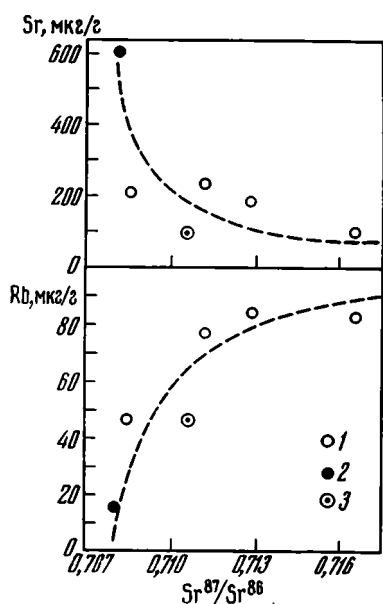
распределению теплового потока в океанах убеждает, что главные зоны гидротермального взаимодействия океанской воды и базальтов — это срединно-океанические хребты. По образному выражению А. П. Лисицына [13], их можно уподобить химическим реакторам, непрерывная сейсмическая активность которых ведет к дроблению горячих новообразованных базальтов и постоянному обновлению контактов базальт — вода.

Далее мы увидим, что знание величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, существовавшего в океанской воде прошлого, — необходимое условие корректной интерпретации геологического значения полученных $Rb-Sr$ -датировок осадочных пород и минералов.

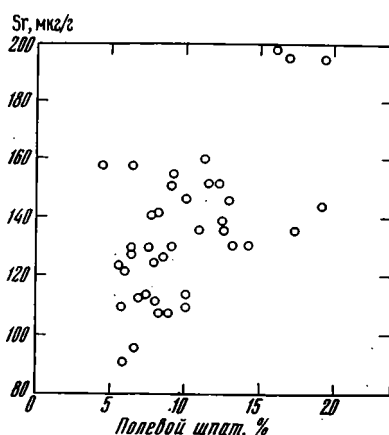
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Из изложенного следует, что на стадии выветривания и переноса изотопная гомогенизация Sr достигается только в жидких продуктах стока и осуществляется путем простого смешивания рас-

в морских водах нормальной солености то же справедливо и для Sr. Лишь в галогенной формации Sr способен выделяться в виде собственных минералов: целестина и гораздо более редких, видимо, эпигенетических стронцианита и стронциевых боратов, в ассоциации с доломитами, гипсами и ангидритами [1]. Но обычно Sr в этой, а также и других хемогенных формациях находится в виде изоморфной примеси в кальцийсодержащих минералах. Именно поэтому основная его масса концентрируется карбонатами. В ходе постседиментационных преобразований последних содержание Sr закономерно падает. В арагонитах и магнезиальных кальцитах может содержаться до 9000 мкг/г Sr, так как арагонит способен образовывать смешанные кристаллы со стронцианитом.



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Зависимость содержаний Rb и Sr от отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанских осадках северо-восточной части Тихого океана [43]

Осадки: 1 — открытого океана; 2 — в районе подводного вулканизма; 3 — вблизи континентального склона

Фиг. 6. Корреляция содержаний Sr и полевого шпата в детритовой фракции (<150 мкм) современных осадков моря Росса [97]

Кальциты могут принять в свою структуру значительно меньше Sr: первичные кальциты 500—1000 мкг/г, а вторичные кальциты, равно как доломиты и мраморы, всего около 100 мкг/г [44, 96]. По изотопному составу Sr карбонатных осадков и эвапоритов не отличается от Sr, растворенного в воде бассейна осадконакопления. Это правило выдерживается при различных значениях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, наблюдаемых в водах озерных, морских и эвапоритовых бассейнов [44, 52, 60].

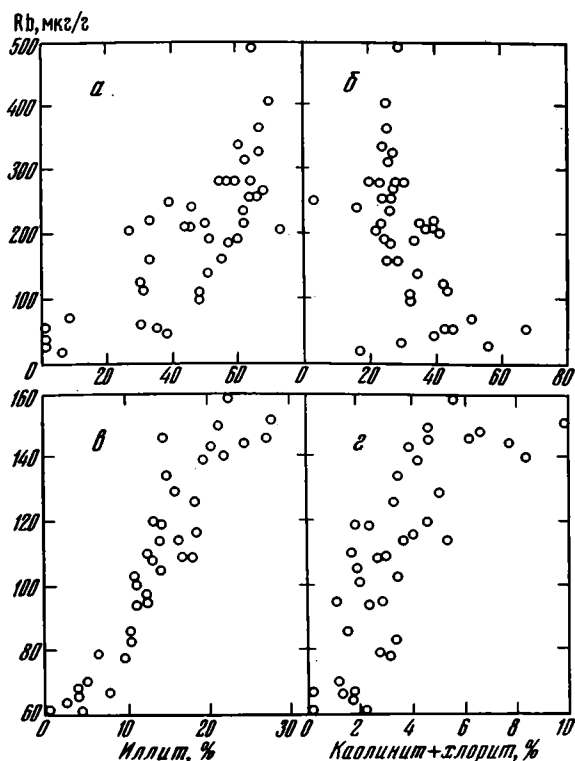
Содержания Rb в карбонатных осадках неизменно низкие. В породах галогенной формации он тесно ассоциирует с одним из наиболее поздних минералов — карналитом, который в среднем содержит около 100 мкг/г Rb, а в перекристаллизованном виде — и более [1]. Таким образом, осаждение Sr и Rb происходит на разных стадиях карбонато- и галогенеза (соответственно ранних и поздних).

Rb—Sr-системы в детритовой фазе осадков. Эта фаза осадков отличается от карбонатной как значительно большим содержанием Rb, так и изотопным составом Sr. Ставшие уже классическими исследования Э. Деша и П. Бискайя в Атлантике [29, 56] показали, что в ходе переноса и накопления терригенных глинистых минералов изотопная гомогенизация Sr не достигается даже в очень тонкой их фракции (0,08—2 мкм). Наблюдения, проведенные в отдельных пунктах Тихого и Индийского океанов, Средиземного, Черного и Красного морей [41, 43, 56, 88],

моря Росса [97], а также на оз. Верхнем [72], подтверждают, что отсутствие изотопного равновесия Sr между верхним слоем некарбонатного осадка и водой — общее правило. Единственное известное исключение

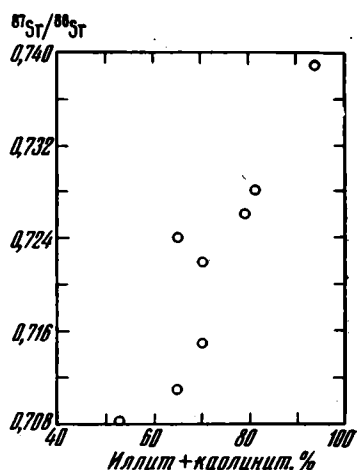
из этого правила — оз. Ван-да в Антарктиде — легко объясняется бессточным характером данного бассейна [78].

Основная часть Sr в детритовой фазе некарбонатных осадков находится в полевых шпатах (фиг. 6), тогда как Rb концентрируется преимущественно в глинистых минералах и прежде всего в



Фиг. 7

Фиг. 7. Корреляция содержаний Rb и глинистых минералов (иллита и каолинита + хлорита) в детритовой фазе современных осадков
а и б — пелагические осадки Тихого океана (фракция <1 мкм) [19]; в и г — гемипелагические осадки моря Росса (фракция <150 мкм) [97]



Фиг. 8

Фиг. 8. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от суммарной концентрации иллита и каолинита в глинистой фракции пелагических осадков экваториальной части Атлантического океана [87]

иллите (фиг. 7, а, в). Положительная корреляция между содержанием иллита и Rb отмечается в различных бассейнах [18, 56, 97]. Вклад каолинита и хлорита в общее содержание Rb в глинистой фракции осадков, как видно на фиг. 8, б, г, может быть двойственным. Материалы по Атлантике [56] свидетельствуют о том, что здесь между содержаниями хлорита и Rb нет ясных связей. Следовательно, упомянутую двойственность можно, видимо, целиком отнести за счет каолинита.

В глинистых осадках экваториальной Атлантики (см. фиг. 8) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ показывает прямую корреляцию с содержанием иллита и каолинита [87]. Значит, эти минералы в ходе переноса не обменивают (или слабо обменивают) унаследованный Sr и определяют основное количество радиогенного Sr в широкой области седиментации. Положительная корреляция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержанием иллита отмечается и для всей Атлантики в целом [44, 56], что согласуется с ролью иллита как главного рубидийсодержащего минерала осадков. Каолинит, иногда наследующий весьма радиогенный Sr [46], может влиять на отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в детритовой фракции аналогичным образом. Если же содержания Sr в каолините достаточно низки, то этот минерал (как и хлорит) является просто разбавителем, уменьшающим влияние обломочного смектита, который путем адсорбции и ионного обмена приобре-

тает значительные количества нерадиоγενного Sr и в некоторых случаях может даже достигать изотопного равновесия со средой [50]. Это обстоятельство, а также наличие значительных масс смектита, возникшего за счет океанской пирокластики с ее очень слабо радиогенным Sr, и объясняют возникновение сильной отрицательной корреляции между содержанием данного минерала и величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадке [44, 56].

Таким образом, детритовая фракция осадков современных водоемов представлена минералами, которые существенно разнятся один от другого как содержанием Rb и Sr, так и изотопным составом последнего. Более того, различные гранулометрические фракции одного и того же глинистого минерала и на стадии накопления осадков демонстрируют различную степень нарушения своих Rb—Sr-систем. Так, для палеоценовых обломочных смектитов по фракции тоньше 0,2 мкм был получен меньший кажущийся возраст, чем по фракции 0,2—0,4 мкм (соответственно 168 и 187 млн. лет), причем ни тот ни другой «возраст» не имел реального смысла и отражал лишь глубину прошедших ионообменных процессов [49].

Неравномерный разнос и смешивание терригенных глинистых минералов, различающихся размерностью, составом и источником, приводят к тому, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr в современных океанских илах испытывают значительные латеральные вариации [29, 41, 43, 56, 88, 97]. Так, в наиболее полно изученной Атлантике для некарбонатной фракции осадков северной и экваториальной частей океана характерны в целом более высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем для южной и особенно юго-западной частей. Величины этого отношения на всей территории Атлантического дна, кроме юго-западной его части (Аргентинская впадина), выше, чем в морской воде (0,709), и местами превышают 0,73. Низкие (0,704—0,708) значения рассматриваемого отношения на юго-западе, также не согласующиеся с наблюдаемыми в воде, легко объясняются малым количеством поступающего сюда терригенного материала из зоны питания (Антарктида и узкая полоска южной части Южной Америки) и высоким содержанием в илах смектита [12], обычно связанного с океанским вулканизмом.

Конечно, латеральное распределение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr в некарбонатной фракции океанских илов связано не только с разном терригенного материала, но и с двумя другими факторами: 1) вариациями массы аутигенных глинистых минералов и 2) изменениями количества вулканогенного материала. Вулканическое стекло и пирокластика в виде примеси широко распространены в океанских осадках разных типов [6, 13] и местами преобладают в их составе [20 и др.], а неразложившиеся обломки полевых шпатов размером 4—8 мкм разносятся подводными течениями на расстояние до 2000 км от центров извержения [93]. Однако оба эти фактора могут только нивелировать распределение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадках: аутигенные глинистые минералы изотопно уравниваются со средой (отношение равно 0,709), а продукты океанского вулканизма имеют еще более низкие стронциевые отношения (в среднем 0,703—0,704 [58]). Иначе говоря, вариации данного отношения в собственно терригенной составляющей осадка выше наблюдаемых усредненных величин.

Изложенные данные о вариациях величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанских осадках имеют значение не только для Rb—Sr-геохронологии, которой подвластно датирование лишь тех процессов, которые ведут к изотопной гомогенизации Sr. Эти данные интересны и для литологии, особенно в связи с обсуждением относительного вклада экзогенного и эндогенного источников в океанскую седиментацию [6, 12, 13, 16, 20, 24, 27, 29, 51, 56]. Напомним, что базальты океанского дна и океанских островов имеют очень низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — соответственно 0,702—0,705 и 0,702—0,708; при средних значениях 0,70280 и 0,70386. То же отношение у вулканитов островных дуг лишь очень редко поднимается до 0,707—0,710, а среднее и здесь близко к 0,704 (0,70437) [58]. Поэтому повышение зна-

чений данного отношения в некарбонатной фракции илов выше 0,705—0,708 (максимальных величин, наблюдаемых у собственно океанских базальтов) свидетельствует о появлении минералов, у которых Sr либо мобилизован на суше, либо заимствован из морской воды. Если величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в глинистых минералах выше, чем в океанской воде (0,7091), то остается только одна альтернатива — признать терригенное происхождение таких минералов.

Приведенные выше данные Э. Деша и П. Бискайя [29, 56] на изотопном уровне подтвердили, что для осадков большей части Атлантики справедлива модель, предполагающая значительную роль терригенного материала в океанской седиментации [12, 16, 27, 29, 51, 56]. К сожалению, нет систематических данных такого рода для Тихого и Индийского океанов, которые отличаются от Атлантического гораздо большими величинами отношений акватории к площади водосбора.

Отсутствие изотопной гомогенизации Sr в терригенных осадках порождает неприятную проблему, связанную с систематикой смешивания. В грубом приближении любой механический осадок можно считать смесью двух компонентов, отличающихся отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и концентрацией Sr [31, 32, 77]. Один из компонентов (*S*) — это выветрелый материал древних изверженных и метаморфических пород кислого и среднего состава, снесенный с суши, а второй компонент (*B*) — молодой вулканогенный материал основного состава, который доставлен в бассейны седиментации в результате вулканических выбросов и выветривания базитов.

Концентрация Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в смеси двух компонентов *S* и *B* описываются уравнениями [32]

$$\text{Sr}_M = f \text{Sr}_B + (1 - f) \text{Sr}_S \quad (1)$$

и

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Sr}_B/\text{Sr}_M + (1 - f) \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S \text{Sr}_S/\text{Sr}_M, \quad (2)$$

где подстрочные индексы относятся к концентрациям и изотопному отношению Sr в этих компонентах (*S* и *B*) и результирующей смеси (*M*). Коэффициент *f* представляет собой весовую или объемную долю базальтового компонента (*B*), содержащуюся в данной смеси. Уравнения (1) и (2) могут быть объединены путем решения их относительно *f*:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = a/\text{Sr}_M + b, \quad (3)$$

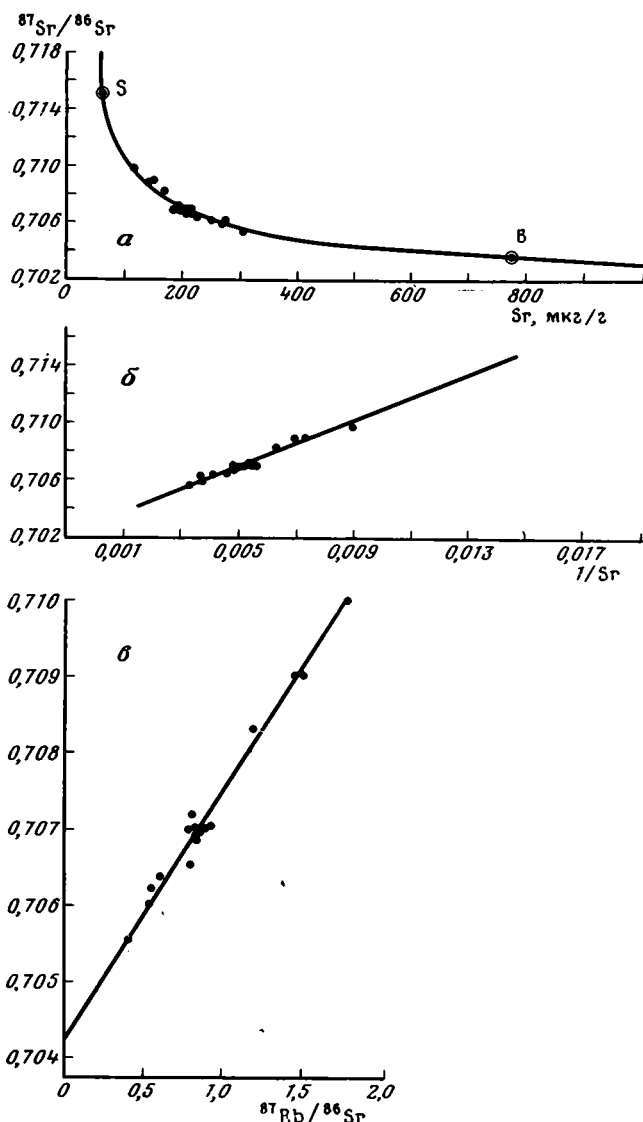
где

$$a = \text{Sr}_B \text{Sr}_S [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B] / (\text{Sr}_B - \text{Sr}_S),$$

$$b = [\text{Sr}_B (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B - \text{Sr}_S (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S] / (\text{Sr}_B - \text{Sr}_S).$$

Очевидно, что параметры смеси тем лучше описываются уравнением (3), чем ближе система приближается к двухкомпонентной и чем меньше вариации изотопного состава и содержаний Sr в конечных ее членах, т. е. чем однороднее по составу и возрасту каждый компонент.

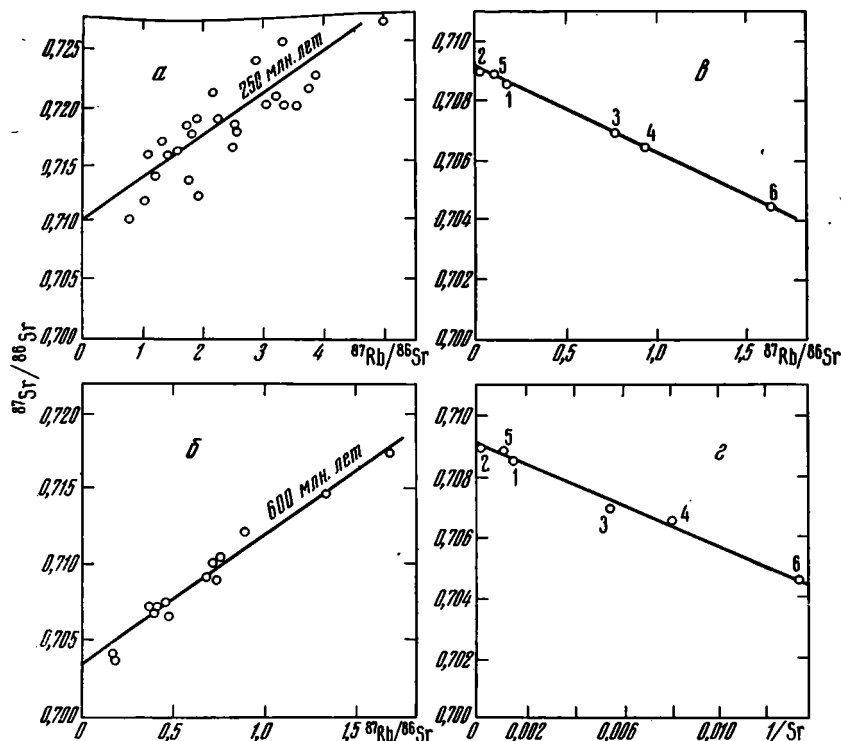
Уравнение (3) в координатах Sr — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определяет гиперболу, а в координатах $1/\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может рассматриваться как линейное. На фиг. 9 приведены результаты анализов силикатной фракции плейстоценовых осадков из скважины в Красном море в двух только что названных системах координат (см. фиг. 9, а, б) и в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. фиг. 9, в) [32]. Теоретическое значение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сиалическом (*S*) и базитовом (*B*) компонентах на фиг. 9а оценены по данным Г. Фора и Дж. Пауэлла [25], а соответствующие значения концентрации Sr вычислены из уравнения смешивания. На фиг. 9в, представляющей собой обычную изохронную диаграмму, точки расположились достаточно строго линейно и могут быть аппроксимированы прямой, наклон которой отвечает «возрасту» 228 млн. лет. Ясно, что в действительности этот наклон не имеет никакого геохронологического смысла, а сама прямая, приведенная на фиг. 9, в, отражает псевдохронную зависимость и является линией смешивания, определяемой различиями величин отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в конечных членах смеси.



Фиг. 9. Rb—Sr-системы в детритовых силикатных фракциях плейстоценовых осадков из скважины в Красном море [32]

a — гиперболическая зависимость, описываемая уравнением (3); *б* — линейная зависимость, полученная преобразованием координат; *в* — эволюционная диаграмма, показывающая существование псевдохронной зависимости с «возрастом» 228 млн. лет

Современные данные показывают, что псевдохронные зависимости при Rb—Sr-датировании осадочных пород возникают гораздо чаще, чем это принято. Они известны в различных объектах: в плейстоценовых морских и океанских илах [31, 32, 87, 97] и в современном аллювии [28, 92] как результат механического смешения материала различных источников (фиг. 10, *a*, *б*), в терригенно-карбонатных морских осадках [100], в различных гранулометрических фракциях глин одного образца и в смеси терригенного 2 *M* и аутигенного 1 *M* иллитов [86], отличающихся величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Более того, псевдохронные зависимости на эволюционных диаграммах могут возникать, казалось бы, в совершенно безобидных ситуациях: в мономинеральной фракции каолинита [45, 46] и в смеси двух аутигенных минералов [46, 50]. В первом случае они появились в результате смешивания более радиогенного Sr, унаследованного от материнского минерала, с менее радиогенным, заимствованным



Фиг. 10. Линии смешивания для океанских и речных осадков

а, б — эволюционные диаграммы: а — олигоцен-голоценовые гемипелагические осадки моря Росса [97], б — современный аллювий р. Колумбия [92]; в, г — осадки южной части Тихого океана вблизи островов Туамоту [44]: в — эволюционная диаграмма, г — линия смешивания Sr с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,709 и около 0,704 в крайних членах смеси. Точки на графиках в, г: 1 — глинистая фракция осадка, 2 — раствор и 3 — остаток, полученные выщелачиванием глинистой фракции 1N соляной кислотой, 4 — ассоциированная карбонатная конкреция, 5 — раствор и 6 — остаток, полученные выщелачиванием конкреции 1N соляной кислотой

из морской воды. Во втором случае один из аутигенных минералов, возникших при гальмиролизе базальтов (цеолит), заимствует Sr прямо из базальтов, а второй (сметтит) обогащается более радиогенным Sr морской воды. В последнем примере (см. фиг. 10, в) линия смешивания имеет отрицательный наклон, что само по себе исключает ее из кандидатов в изохроны. В общем же случае диагностика псевдохронных зависимостей, представляющих собой линии смешивания, осуществляется путем представления данных в координатах $1/\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. фиг. 9, б, 10, г), где они дают прямую линию. Добавочным критерием выявления линий смешивания может служить наличие корреляции между содержаниями Sr и главных окислов [31], а также получение «первичного» отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0,699.

Rb—Sr-системы в аутигенных силикатных минералах современных осадков. Накопление терригенной составляющей некарбонатных илов сопровождается новообразованием одних глинистых минералов в результате химического осаждения ионов из раствора и преобразованиями других в результате ионообменных реакций, получающих дальнейшее развитие в ходе диагенеза.

Одним из типичных минералов упомянутых групп является глауконит. Он образуется в редуцированной зоне морских осадков (видимо, не глубже 2,0—2,5 м от раздела осадок — вода) как путем новообразования, так и преобразования различного (терригенного, биогенного, пирокластического) кремнийсодержащего материала в присутствии Fe^{2+} [12, 15, 22, 51, 83, 90], причем первичная неоднородность замещаемых глауконитом матриц влияет на вариации химического состава не только отдельных

зерен, но и их частей [21]. Аутигенный глауконит в дальнейшем может перемываться, внося свой вклад в латеральный ряд обломочных глинистых минералов. Химический состав и количество разбухающих слоев в минералах группы глауконита варьируют в широких пределах, но в процессе раннего диагенеза, по мере перехода незрелых его разновидностей в зрелые, количество разбухающих слоев убывает до 10% и менее, а содержание К растет до 6% и более. Это обычно сопровождается превращением неупорядоченного поли типа 1 *Md* в упорядоченный 1 *M*.

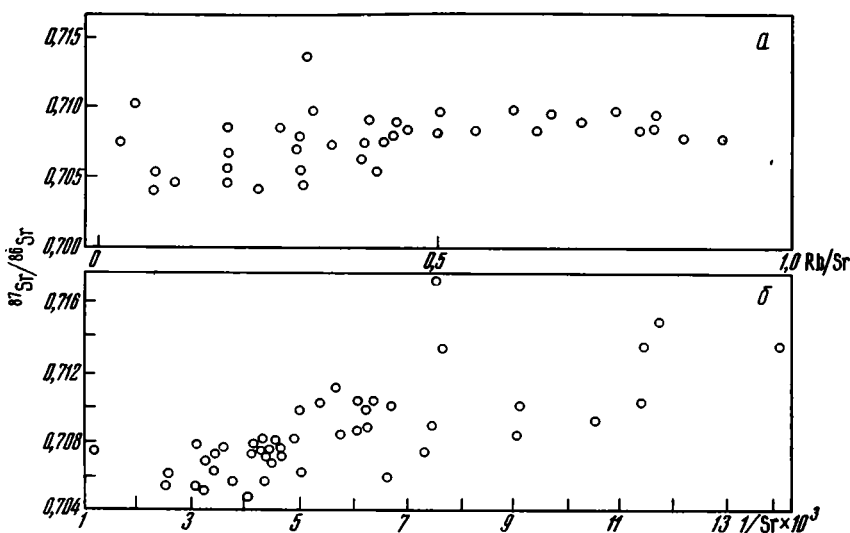
Глауконит — один из минералов, обогащенных Rb и обедненных Sr, что делает его заманчивым объектом Rb—Sr-датирования. Содержание Rb в нем колеблется от 56 до 630 мкг/г, но концентрации >500 мкг/г встречаются очень редко [53, 80]. Новообразованные разности минерала содержат обычно 150—300 мкг/г Rb. Их первичный Sr по изотопному составу не отличается от Sr бассейна накопления [69—71, 89]. В литературе известны примеры, когда точки анализов глауконитов ложатся вдоль изохрон, отвечающих геологическому возрасту образцов и проходящих через точку ассоциированного известняка [45, 49, 69, 71]. Это значит, что существуют глаукониты, не только способные уравнивать изотопный состав своего Sr со средой на очень ранней стадии образования породы (ранний диагенез), но и выступать как замкнутые системы в отношении Rb и Sr на последующей его истории. Далее, однако, мы увидим, что это, к сожалению, не единственно возможный стиль поведения глауконита. Глаукониты, возникшие в результате преобразования других минералов, нередко содержат значительно больше Rb, чем новообразованные (350—630 мкг/г), а первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них выше, чем в воде соответствующего возраста [44, 46, 51, 53, 80], вследствие изотопной связи с минералами-предшественниками.

Аутигенные смектиты ведут себя подобным же образом. Новообразованные их разности по изотопному составу Sr не должны отличаться от морской воды, тогда как смектиты, являющиеся продуктом гальмиролиза базальтов, захватывают Sr двух источников — базальта и морской воды, резко различных по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Цеолиты, обычно ассоциирующие с вулканитами, могут в полной или в значительной мере наследовать изотопный состав Sr материнского субстрата [44, 45, 49, 50] либо при образовании по пирокластике уравнивать свой Sr со Sr морской воды [95].

Новообразованные кремнистые минералы, обычные в глубоководных осадках, содержат заметные количества Rb, очень мало Sr и изотопно уравнивают последний с морской водой. Такое сочетание свойств, казалось бы, делает кремнистые осадки перспективным объектом Rb—Sr-геохронологии [40, 98]. Однако при постседиментационных изменениях они ведут себя как открытые системы для Rb и Sr. Rb—Sr-системы новообразованных иллитов и хлоритов на стадии накопления осадков не изучены.

Rb—Sr-системы неконсолидированных осадков. Из изложенного выше следует, что даже аутигенные глинистые минералы современных океанских осадков могут сильно отличаться по значениям отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и вносить свой вклад в общую дисперсию этих величин, наблюдаемую в некарбонатных илах. Достаточно хорошее механическое перемешивание материала в принципе могло бы привести к однородному изотопному составу Sr в валовых пробах, даже если они составлены частицами с различными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Если такая возможность в ходе переноса и захоронения осадков на практике реализуется достаточно часто, то это значит, что в тонкозернистых терригенных илах уже на стадии их накопления создается одна из необходимых предпосылок Rb—Sr-датирования.

Именно так считают У. Кордани с соавторами ([54], У. Кордани — устное сообщение 1982 г.), ограничивающие действие подобного механизма однородными фаціальными зонами. В обоснование своей точки зрения они приводят три эволюционные диаграммы современных бескарбонатных осадков как примеры систем с унифицированным изотоп-



Фиг. 11. Rb—Sr-системы в некарбонатной фракции современных осадков юго-западной части Атлантического океана (Аргентинская впадина и прилегающий шельф)
 а — эволюционная диаграмма в системе координат Rb/Sr— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по данным [29] из работы [54]; б — зависимость в системе координат $1/\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (для точек наблюдения к западу от 30° з. д. по данным [29]), демонстрирующая систематику смешивания

ным составом Sr. Одна из этих диаграмм, относящаяся к Аргентинской впадине и ее шельфу и наиболее насыщенная фактическими данными, приведена на фиг. 11, а. Чисто визуальная оценка расположения точек на этой фигуре производит впечатление, что аппроксимирующая их прямая имеет несомненный положительный наклон. Более строгую оценку этого материала можно получить путем представления данных в координатах $1/\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: расположение точек на фиг. 11, б свидетельствует о том, что в Rb—Sr-системах осадков Аргентинской впадины и ее шельфа мы встречаемся с линией смешивания. То же следует из работы П. Бискайя и Э. Деша [29]. В ней показано, что точки анализов некарбонатной фракции этих осадков к югу от эстуария Ла-Платы вытягиваются на эволюционной диаграмме вдоль прямой линии, наклон которой отвечает «возрасту» 200 млн. лет и отражает смешивание осадочного материала различных источников, происхождения и размерности. Следовательно, исходные посылки У. Кордани и его соавторов ложны. Но даже если допустить, что в каких-то иных случаях механическое смешивание может обеспечить унификацию отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах некарбонатных осадков, то останется неясным, почему тот же механизм не сnivelировал колебания отношений Rb/Sr.

Таким образом, приходится признать, что в ходе переноса и накопления осадков не достигается унификация изотопного состава Sr в различных составляющих некарбонатных илов и даже кажущаяся его однородность в больших объемах осадков (в валовых пробах). Иначе говоря, на названных стадиях литогенеза не реализуется одно из необходимых условий Rb—Sr-датирования. Смешивание материалов, различных по содержанию и изотопному составу Sr, создает условия для возникновения псевдохронных зависимостей в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

В поверхностном слое современных океанских осадков существует смесь гетерогенных минералов, которые в различных комбинациях ассоциируют друг с другом, обрисовывая поля преобладания тех или других из них [12, 16, 27, 56] и определяя латеральные вариации изотопного состава Sr. Во внутренних и окраинных морях континентальная подготовка материала еще сильнее влияет на осадконакопление, и здесь достижение изотопной гомогенизации Sr в детритовой составляющей илов еще менее вероятно, чем в океанах. Следовательно, особую остроту приобретает вопрос о том, как и на какой стадии жизни осадка-породы была

достигнута изотопная гомогенизация Sr, описанная во множестве глинистых толщ, не затронутых сколько-нибудь существенным метаморфизмом. Именно этим вопросам уделено основное внимание в следующем сообщении.

* * *

Итак, Rb—Sr-системы породообразующих минералов кристаллических пород и твердых продуктов их химического выветривания слишком консервативны, чтобы в ходе выветривания, переноса и накопления изотопно уравновеситься со средой. Значит, терригенная фракция, даже представленная частицами глинистой размерности, не пригодна для определения возраста этих процессов Rb—Sr-методом, ибо данный метод по своей сути способен датировать лишь те события, которые приводят к изотопной гомогенизации Sr. В то же время преобразования Rb—Sr-систем, происходящие на стадии выветривания, не позволяют применить обломочную фракцию осадочных пород и для датирования источника сноса. Известные в литературе обратные утверждения [99], видимо, объясняются случаями «удачного» наклона линий смешивания, который вдруг совпал с ожидаемым по геологическим данным.

Rb—Sr-системы современных некарбонатных осадков определяются изменчивыми сочетаниями различных минералов, одна часть которых является аутигенной, а другая — детритовой. У минералов первой группы изотопный состав Sr тесно связан с его составом в придонных и(или) поровых водах. Вторые по степени взаимодействия со средой делятся на активные и инертные [44].

Примером активных детритовых минералов может служить обломочный смектит. Он поступает в бассейн седиментации с низким содержанием Rb и с малым количеством радиогенного Sr или совсем без него, но способен поглощать значительные количества Sr из окружающей среды. Ионообменные процессы, ответственные за это поглощение, интенсивнее меняют Rb—Sr-системы наиболее тонкой фракции.

Инертные детритовые минералы — 2 М иллит, каолинит, хлорит — отличаются тем, что содержащийся в них Sr обогащен радиогенным изотопом и не меняет или мало меняет свой изотопный состав при переносе, накоплении и начальном диагенезе осадков. Объясняется это тем, что перечисленные минералы не способны к активному ионному обмену со средой и могут лишь адсорбировать некоторые количества Rb и Sr.

На примере Rb—Sr-систем каолинита, как уже говорилось, рельефно выступает роль матрицы, по которой образовалась данная его разность и которая в какой-то мере сохранила реликты кристаллической структуры материнского минерала с присущими ему чертами поведения катионов. Анализ Rb—Sr-систем в будущем может помочь выяснить роль таких матриц и у других преобразованных глинистых минералов.

Современный прямой вклад Rb—Sr-систематики осадочных пород в решение литологических вопросов — это распознавание детритовых глинистых минералов, особенно важное для пелагических осадков. Так как аутигенные минералы уравнивают изотопный состав своего Sr со средой ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7091$) или в какой-то мере заимствуют еще менее радиогенный Sr из продуктов океанского вулканизма, то повышение значения данного отношения в некарбонатной фракции осадка до 0,710 и больше свидетельствует о наличии здесь Sr, мобилизованного на суше. Напомним, что по всей Атлантике, кроме Аргентинской впадины, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в некарбонатной фракции илов выше 0,710 [29, 56], а систематические данные такого рода для Тихого и Индийского океанов пока отсутствуют.

Итак, глинистая фракция современных осадков — это смесь различных по генезису и поведению минералов, изменчивые сочетания которых и определяют то, что данная фракция резко гетерогенна по изотопному составу Sr. В масштабе валовых проб такая гетерогенность еще возрастает за счет примеси карбонатов, мелких обломков полевых шпатов,

слюд и других аутигенных и терригенных минералов. Что же касается индивидуальных минеральных зерен, которые сейчас считаются представителями мономинеральных фракций, то современные методы минералогического исследования выявляют их внутреннюю неоднородность. Изучение этих микрон неоднородностей (например, включений мусковита или серицита в полевом шпате, биотита в каолините или в глауконите) могут в определенной мере изменить существующие представления о реальных носителях Rb и Sr в породообразующих минералах и о поведении их Rb—Sr-систем.

Рассмотренная выше модель поведения Rb и Sr в минералах различного состава и генезиса, как мы видели, была построена в основном на материале по современным осадкам. Последние накопились в эпоху теперешнего высокого стояния континентального блока и резко выраженного терригенного характера осадконакопления в Мировом океане [12]. В минувшие талассократические эпохи роль терригенного материала в общей массе осадков, несомненно, сокращалась, а содержание глинистой фракции в твердом континентальном стоке составляло более 60%, наблюдаемых в настоящее время. Но основными объектами Rb—Sr-датирования осадочных образований являются не отложения безбрежных глубоководных океанов с их специфичным литогенезом, а осадки более скромных по размерам и по батиметрии бассейнов, в которых континентальная подготовка материала должна была сказаться по крайней мере столь же ярко, как на современных шельфах. Здесь же господство терригенной составляющей осадков бесспорно [12, 13, 16 и др.], а результаты изучения ряда палеофациальных профилей [12, 42, 75 и др.] прямо свидетельствуют о том, что рассмотренные выше особенности пространственного распределения генетически различных глинистых минералов не являются спецификой текущего момента геологической истории, а могут считаться общей моделью.

Следовательно, есть все основания утверждать, что в литифицированных отложениях (как и в современных осадках) ни вся сумма глинистых минералов, ни тем более валовые пробы глинистых пород не могут служить материалом для определения времени седиментации Rb—Sr-методом. Этот вывод сейчас уже не является новым [10, 33, 34, 44—49], но некоторые геохронологи до сих пор продолжают связывать с этими объектами возможности Rb—Sr-датирования времени седиментации. Для гомогенизации изотопного состава Sr в глинистой фракции или в валовых пробах глинистых пород необходимы относительно более интенсивные взаимодействия, в общем случае достижимые на стадиях катагенеза и (или) анхиметаморфизма. Иначе говоря, только эти процессы при соблюдении определенных условий можно датировать Rb—Sr-методом, если опираться на всю глинистую фракцию или на образцы породы в целом. Однако такой материал таит в себе большую и явно недооцениваемую опасность получения псевдохронных зависимостей на изохронных диаграммах. Приведенные выше примеры ознакомили с механизмом возникновения псевдохрон, показывающих для момента осадконакопления отличный от нуля возраст.

Для определения времени седиментации и сопряженных с ней процессов начального диагенеза с общих позиций пригодны аутигенные минералы, изотопно уравнивающиеся со средой в момент образования. Но здесь встает проблема замкнутости Rb—Sr-систем на последующих стадиях истории породы. Опыт использования различных аутигенных минералов в качестве Rb—Sr-геохронометров будет рассмотрен в следующем сообщении.

Следовательно, для корректного Rb—Sr-датирования осадочных пород первостепенное значение имеют тонкая диагностика глинистых минералов и определение их генезиса. Этим вопросам при выборе и подготовке материала для датирования долгое время не уделяли достаточного внимания. Но в настоящее время ясно, что только точные ответы на них помогут решить, *какие моменты* в истории осадочной породы *можно надеяться датировать*, применяя тот или иной объект.

1. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
2. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания.— Литол. и полезн. ископаемые, 1971, № 4, с. 55—64.
3. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Редкие щелочные металлы и стронций в корях выветривания гранитоидов и некоторых других пород.— В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. Вып. 6. М.: ИМГРЭ, 1972, с. 106—115.
4. Бурков В. В., Подпорина Е. К., Ероцев-Шак В. А. Редкие элементы в биотитах из зоны гипергенеза.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 3, с. 441—444.
5. Бурков В. В., Чеховских Е. Г. Редкие и малые элементы в корях выветривания.— В кн.: Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976, с. 84—128.
6. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископаемые, 1980, № 2, с. 3—10.
7. Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В. О причинах занижения возраста слюд при определении Rb—Sr-методом.— Геохимия, 1962, № 9, с. 755—762.
8. Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Даштоян Г. Г. Изучение поведения изотопов стронция в биотите при обработке его раствором хлорида магния.— Бюл. Комис. по определению абс. возраста геол. формаций, 1970, вып. 9, с. 3—14.
9. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—28.
10. Горохов И. М., Семихатов М. А. Рубидий-стронциевые системы в осадочных породах.— В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадконакопления (тез. докл.) Киев: Наук. думка, 1982, с. 12—14.
11. Крылов И. Н., Шулешко И. К. Поведение Pb и Sr при процессах выветривания гранитов (на примере предьятулийской коры выветривания Карелии).— В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 239—253.
12. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
13. Лисицын А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию.— В кн.: Литология на первом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981: с. 20—45.
14. Лисицына Н. А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания различных климатических зон.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 67—84.
15. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. К вопросу о генезисе океанских глауконитов.— Литол. и полезн. ископаемые, 1981, № 5, с. 91—97.
16. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансoкеанический профиль).— Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 334. 263 с.
17. Матвеева Л. А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 14. М.: Наука, 1973, с. 227—239.
18. Морозов Н. П. К геохимии щелочных элементов в морских осадках.— Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 6, с. 3—16.
19. Морозов Н. П. К геохимии щелочных элементов в речном стоке.— Геохимия, 1969, № 6, с. 729—739.
20. Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 4, с. 24—38.
21. Муравьев В. И., Воронин Б. И. Гетерогенность состава глауконитовых зерен.— Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 3, с. 74—84.
22. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1977, вып. 328. 322 с.
23. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 252 с.
24. Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
25. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 168 с.
26. Черняховский А. Г., Градусов Б. П. Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока.— Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 1, с. 37—53.
27. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, № 7, p. 803—832.
28. Biscaye P. E. Strontium isotope composition and sediment transport in the Rio de la Plata estuary.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, v. 133, p. 349—357.
29. Biscaye P. E., Dasch E. J. The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep-sea sediments: Argentine basin.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 21, p. 5087—5096.
30. Blaxland A. B. Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Butler Hill Granite, Missouri.— Geochim. et cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 6, p. 843—852.
31. Boger P. D., Boger J. L., Faure G. Systematic variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, Sr compositions, selected major-oxide concentrations, and mineral abundances in piston cores from the Red Sea.— Chem. Geol., 1980, v. 29, № 1, p. 13—38.
32. Boger P. D., Faure G. Systematic variations of silic and volcanic detritus in piston cores from the Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 7, p. 731—742.

33. *Bonhomme M. G.* The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals.—*Precamb. Res.*, 1982, v. 18, № 1—2, p. 5—25.
34. *Bonhomme M. G., Lucas J., Millot G.* Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments.—Nancy: Actes 151st Collog. Int. C. N. R. R., 1966, p. 541—565.
35. *Bottino M. L., Fullagar P. D.* The effects of weathering on whole-rock Rb-Sr ages of granitic rocks.—*Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, № 8, p. 661—670.
36. *Brass G. W.* The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, № 12, p. 1647—1653.
37. *Brass G. W.* The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, № 7, p. 721—730.
38. *Brevart O., Allègre C. J.* Strontium isotope ratios in limestone through geological time as a memory of geodynamic regimes.—*Bull. Soc. géol. France*, 1977, v. 19, № 6, p. 1253—1257.
39. *Brooking D. G., Chaudhuri S., Dowling P. L.* The isotopic composition of strontium in Permian limestones, Eastern Kansas.—*Chem. Geol.*, 1969, v. 4, № 304, p. 439—444.
40. *Brueckner H. K., Snyder W. F.* Pb-Sr dating of chert; a potential chronological tool.—*Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr.*, 1979, v. 11, № 3, p. 71.
41. *Carwile R. H., Faure G.* Strontium isotope ratios and base metal content in a core from the Atlantis II Deep, Red Sea.—*Chem. Geol.*, 1971, v. 8, № 1, p. 15—23.
42. *Chaudhuri S.* The significance of rubidium-strontium age of sedimentary rocks.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, v. 59, № 2, p. 161—170.
43. *Church S. E.* Strontium isotope and alkali element geochemistry of selected sediments from the Atlantis II Deep, Red Sea.—*Chem. Geol.*, 1971, v. 8, № 1, p. 15—23. p. 1300—1305.
44. *Clauer N.* Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain.—*Sci. Géol. Mem. Strasbourg*, 1976, № 45, 256 p.
45. *Clauer N.* A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks.—In: *Lectures in isotope geology*. Springer-Verlag, 1979, p. 30—51.
46. *Clauer N.* Relationship between the isotopic composition of strontium in newly formed continental clay minerals and their source material.—*Chem. Geol.*, 1979, v. 27, № 1/2, p. 115—124.
47. *Clauer N.* Strontium and argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars.—*Chem. Geol.*, 1981, v. 31, № 4, p. 325—334.
48. *Clauer N.* Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconites.—*Precamb. Res.*, 1981, v. 15, № 3—4, p. 333—352.
49. *Clauer N.* The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties.—In: *Numerical dating in stratigraphy*/Ed. Odin G. S., 1982, p. 245—276.
50. *Clauer N.* Strontium isotopes of Tertiary phillipsites from the Southern Pacific: timing of the geochemical evolution.—*J. Sediment. Petrol.*, 1982, v. 52, № 3.
51. *Clauer N., Millot G.* Genèse des minéraux argileux et géochimie isotopique du strontium.—In: *Livre jubilaire Jacques Flandrin. V. 4*. Lyon: Docum. Lab. Géol. Fac. Sci., 1978, p. 129—142.
52. *Clauer N., Tardy Y.* Distinction, par la composition isotopique du strontium contenu dans les carbonates, entre le milieu continental des vieux socles cristallins et le milieu marin.—*Compt. rend., Acad. Sci., Paris*, 1971, v. 273D, p. 1291—1294.
53. *Cooper J. A., Wells A. T., Nicholas T.* Dating of glauconite from the Ngali Basin, Northern Territory, Australia.—*J. Geol. Soc. Austral.*, 1971, v. 18, pt. 2, p. 97—106.
54. *Cordani U. G., Kawashita K., Thomaz Filho A.* Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks.—In: *Contribution to the geologic time scale. Studies in Geology*, 6. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, p. 93—117.
55. *Curtis J. B., Stueber A. M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and total strontium concentrations in surface waters of the Scioto River drainage basin, Ohio.—*Ohio J. Sci.*, 1973, v. 73, № 3, p. 166—175.
56. *Dasch E. J.* Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, № 12, p. 1521—1552.
57. *Dasch E. J., Biscaye P. E.* Isotopic composition of strontium in Cretaceous-to-Recent pelagic foraminifera.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 11, № 3, p. 201—204.
58. *Faure G.* Principles of isotope geology. N. Y., 1977. 464 p.
59. *Faure G., Assereto R., Tremba E. L.* Strontium isotope composition of marine carbonates of middle triassic to early jurassic age, Lombardic Alps, Italy.—*Sedimentology*, 1978, v. 25, № 4, p. 523—543.
60. *Faure G., Barrett P. J.* Strontium isotope compositions of nonmarine carbonate rocks from the Beacon Supergroup of the Transantarctic Mountains.—*J. Sediment. Petrol.*, 1973, v. 43, № 2, p. 447—457.
61. *Faure G., Hurley P. M., Fairbairn H. W.* An estimate of the isotopic composition of Strontium in rocks of the Precambrian shield of North America.—*J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, № 8, p. 2323—2329.
62. *Faure G., Hurley P. M., Powell J. L.* The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, № 1, p. 209—220.

63. Fisher R. S., Stueber A. M. Strontium isotopes in selected stream within the Susquehanna River basin.—*Water Resources Res.*, 1976, v. 12, № 5, p. 1061—1068.
64. Fullagar P. D., Bottino M. L. Rubidium-strontium age study of middle devonian tioga bentonite.—*Southeastern Geol.*, 1969, v. 10, № 2, p. 247—256.
65. Fullagar P. D., Ragland P. C. Chemical weathering and Rb-Sr whole rock ages.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, № 9, p. 1245—1252.
66. Gieskes J. M. Strontium abundance in natural waters.—*In: Handbook of geochemistry*. Springer-Verlag, 1978, v. 11/4, p. 38—1—1—38—1—6.
67. Goldich S. S., Gast P. W. Effect of weathering on the Rb-Sr and K-Ar ages of biotite from the Morton Gneiss, Minnesota.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, v. 1, № 6, p. 372—375.
68. Grant W. H. Weathering of stone mountain granite.—*In: Clays and Clay Minerals*, 1963, Monograph № 113, p. 65—73.
69. Harris W. B. Rb-Sr glauconite isochron, Maestrichtian of Peedee Formation (Upper Cretaceous), North Carolina.—*Geology*, 1976, v. 4, № 12, p. 761—762.
70. Harris W. B., Bottino M. L. Rb-Sr study of cretaceous lobate glauconite pellets, North Carolina.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1974, v. 85, № 9, p. 1475—1478.
71. Harris W. B., Zullo V. A. Rb-Sr glauconite isochron of the eocene castle hayne limestone, North Carolina.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1980, pt I, v. 91, № 10, p. 587—592.
72. Hart S. R., Tilton G. R. The isotope geochemistry of strontium and lead in Lake Superior sediments and water.—*In: The Earth beneath the continents*. Richmond: William Byrd Press, 1966, p. 127—137.
73. Hawkesworth C. J., Morrison M. A. A reduction of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during basalt alternation.—*Nature*, 1978, v. 276, p. 381—383.
74. Hildreth R. A., Henderson W. T. Comparison of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for seawater strontium and the Eimer and Amend SrCO_3 .—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, № 2, p. 235—238.
75. Hofmann A. W., Mahoney J. W., Gillett B. J. K-Ar and Rb-Sr data on detrital- and postdepositional history of Pennsylvanian clay from Ohio and Pennsylvania.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1974, v. 85, № 4, p. 639—644.
76. Horstmann E. L. The distribution of lithium, rubidium and cesium in igneous and sedimentary rocks.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 12, № 1—2, p. 1—28.
77. Ikpeama M. C. U., Boger P. D., Faure G. A study of strontium in core 119K, Discovery Deep, Red Sea.—*Chem. Geol.*, 1974, v. 13, № 1, p. 11—22.
78. Jones L. M., Faure G. Origin of the salts in lake Vanda, Wirght Valley, Southern Victorial Land, Antarctica.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, № 2, p. 101—106.
79. Jones L. M., Faure G. Strontium isotope geochemistry of Great Salt Lake, Utah.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 8, № 6, p. 1875—1880.
80. Keppens K., Pasteels P. Comments on the paper: «A test of the reality of the Rb-Sr dates for selected glauconite morphologies of the Upper Cretaceous (Wavesink formation) of New Jersey» by R. L. Montag and D. E. Seideman.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 58, № 3, p. 439—441.
81. Kulp J. L., Engels J. Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. Symposium on radioactive dating. Athens. Intern. Atom. Energy Agency, 1963, Sm-33/7, p. 219—238.
82. Lanphere M. A., Coleman R. G., Hopson C. A. Sr isotopic tracer study of the Samail ophiolite, Oman.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № B4, p. 2709—2720.
83. McRae S. G. Glauconite.—*Earth Sci. Rev.*, 1972, v. 8, № 4, p. 397—440.
84. Marvin R. F., Wright J. C., Walthall F. G. K-Ar and Rb-Sr ages of biotite from the Middle jurassic part of the carmel formation, Utah.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1965, v. 525-B, p. 104—107.
85. McCulloch M. T., Gregory R. T., Wasserburg G. J., Taylor H. P. Sm-Nd, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics in an oceanic crust section: evidence from Samail ophiolite.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № B4, p. 2721—2735.
86. Morton J. P., Long L. E. Rb-Sr dating of provenance and time of diagenesis of the devonian woodford shale, Western Texas. 5-th intern. conf. on geochron. and cosmochronology isotope geology, 1982.
87. Murthy V. R., Beiser E. Strontium isotopes in ocean water and marine sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, № 10, p. 1121—1126.
88. Nardone C. D., Faure G. A study of sedimentation at DSDP Hole 379A, Black Sea, based on the isotopic composition of strontium.—*Initial Rep. of DSDP*, 1978, v. 42, pt. 2, p. 607—615.
89. Odin G. S., Hunziker J. C., Keppens E. e. a. Analyse radiometrique de glauconies par les methodes au strontium et a l'argon; l'Oligo-Miocène de Belgique.—*Geologie. Bull. Soc. belge Géol.*, 1974, v. 83, fasc. 1, p. 35—49.
90. Pasteels P., Keppens E. Re-examination of some Rb-Sr and K-Ar age determinations of cretaceous and tertiary deposits in Belgium and the adjacent countries.—*Bull. Soc. belge Géol.*, 1981, v. 90, № 4, p. 319—329.
91. Peterman Z. E., Hedge C. E., Tourtelot H. A. Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 1, p. 105—120.
92. Peterman Z. E., Whetten J. T. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation in Columbia river bottom sediments as a function of provenance.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, № 135, p. 29—36.

93. *Peterson M. N. A., Goldberg E. D.* Feldspar distribution in South Pacific pelagic sediments.— *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67, № 9, p. 3477—3492.
94. *Powers L. S., Bruckner H. K., Krinsley D. H.* Rb-Sr provenance ages from weathered and stream transported quartz grains from the Harney Peak granite, Black Hills, South Dakota.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, v. 43, № 1, p. 137—146.
95. *Pushkar P., Peterson M. N. A.* Strontium isotope analysis of three marine phillipsites from the Pacific Ocean.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, № 2, p. 349—350.
96. *Renard M.* Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-les-Mello (Oise). Mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenèse et de sédimentation des carbonates.— *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, 1972, v. 34, p. 19—29.
97. *Shaffer N. R., Faure G.* Regional variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and mineral compositions of sediment from the Rose Sea, Antarctica.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1976, v. 87, № 10, p. 1491—1500.
98. *Shibata K., Mizutani S.* Isotopic ages of siliceous shale from Hida-Kanayama, central Japan.— *Geochim. J.*, 1980, v. 14, № 5, p. 235—242.
99. *Spanglet M., Bruckner H. K., Senechae R. G.* Old Rb—Sr whole-rock isochron apparent ages from lower cambrian psammites and metapsammites, southeastern New York.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1978, v. 89, № 5, p. 783—790.
100. *Spears D. A.* The Rb-Sr age dating of some carboniferous shales.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, № 2, p. 235—244.
101. *Spooner E. T. C.* The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 31, № 1, p. 167—174.
102. *Starinsky A., Bielski M., Lazar B. e. a.* Marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the jurassic to pleistocene: evidence from groundwaters in Israel.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 47, № 1, p. 75—80.
103. *Stettler A., Allègre C. J.* $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ studies of waters in a geothermal area: the Cantal, France.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 38, № 2, p. 364—372.
104. *Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the phanerozoic.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, № 9, p. 1461—1484.
105. *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.
106. *Veizer J., Compston W., Hoefs J., Wielsen H.* Mantle buffering of the early oceans.— *Naturwissenschaften*, 1982, v. 68, № 1, p. 173—180.
107. *Veizer J., Compston W., Clauer W., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late proterozoic carbonates: evidence for a «mantle» event at 900 Ma ago.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1982, v. 14, № 7, p. 637.
108. *Worden J. M., Compston W.* A Rb-Sr isotopic study of weathering in the mertondale granite, Western Australia.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, № 12, p. 2567—2576.
109. *Zartman R. E.* A geochronologic study of the Lone Grove Pluton from the Llano uplift, Texas.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, № 3, p. 359—408.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
13.VI.1983.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР
Ленинград

УДК 552.513.1 : 551.735 (477.53)

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕНОСНОСТИ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ДНЕПРОВСКОГО ГРАБЕНА

НИКИТИН А. А.

Изложены результаты изучения регионально нефтегазоносных мономинеральных кварцевых песчаников верхневизейского подъяруса нижнекаменноугольного отдела средней части Днепровского грабена, находящихся в зоне глубинного катагенеза. Установлены литолого-минералогические критерии их нефтеносности. Выделение критериев основано на эффекте торможения жидкими углеводородами катагенетических преобразований в продуктивных (нефтенасыщенных) пластах-коллекторах, выявленном по особенностям вторичного преобразования аллотигенного мусковита и каолинитового цемента, особенностям проявления процессов окварцевания и формирования структур и текстур растворения под давлением.

В настоящее время при минералого-петрографическом изучении разрезов скважин нефтеносных структур широко применяется сравнительный анализ вторичных преобразований в продуктивных (нефтенасыщенных) и непродуктивных (водоносных) породах-коллекторах. Результатом этого анализа является выделение литолого-минералогических критериев (показателей) нефтегазоносности. Например, в качестве минералогических показателей (минерал присутствует в непродуктивных, но отсутствует в продуктивных терригенных породах-коллекторах) отмечаются вторичные аутигенные цементы: каолинитовый с высокой степенью совершенства кристаллической структуры каолинита [35], мономинеральный монтмориллонитовый [24], регенерационный кварцевый (до 10—13%) [7, 10, 37 и др.], регенерационный альбитовый (2% и более) [36, 39], гидрослюдистый пленочного типа, представленный удлинено-призматической гидрослюдой 1М [36]; эпигенетические минералы: кальцит, сидерит, пирит [3, 5, 6, 21, 24, 39 и др.], гидроокислы железа [1, 5, 6]; вторичные аутигенные минеральные новообразования: каолинит, развивающийся по обломкам полевых шпатов [3, 40], лейстам биотита [40] и мусковита [3, 28], монтмориллонит, образующийся по аллотигенному биотиту, лейкоксен и тонкозернистый анатаз, возникшие за счет внутрислойного эпигенетического растворения и замещения титанистых минералов (сфена, ильменита) [40]. В некоторых работах [6, 37] указывается на отсутствие в продуктивных песчаниках развития микростилолитовых и типичных конформных структур, имеющих широкое распространение в непродуктивных песчаных пластах-коллекторах.

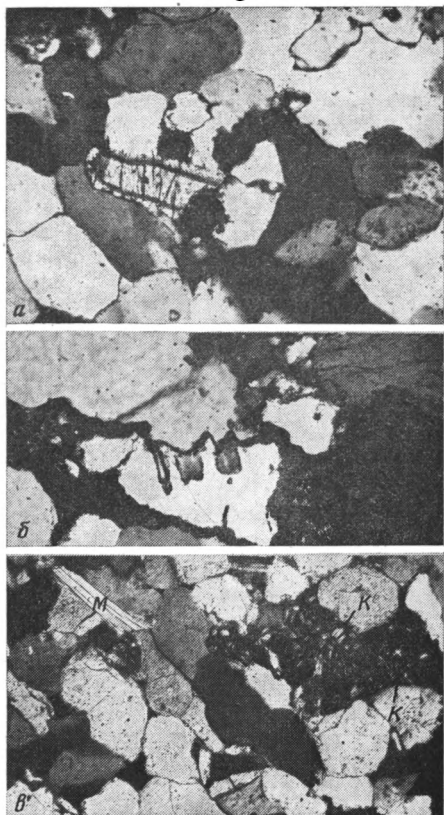
Объектом наших детальных минералого-петрографических исследований послужили регионально нефтегазоносные мономинеральные кварцевые песчаники верхневизейского подъяруса средней части Днепровского грабена. При этом сравнительному анализу были подвергнуты пласты-коллекторы нефтеносных антиклинальных структур, главным образом так называемой [11] Артюховско-Рыбальской зоны нефтегазоаккумуляции Днепровско-Донецкой впадины (Анастасиевская, Чижевская, Гадячская, Харьковцевская, Погарщинская, Веселая и другие структуры). Визейские отложения залегают здесь на глубинах 3,5—5,0 км, перекрываясь верхнепалеозойско-мезозойско-кайнозойской осадочной толщей и, согласно данным многочисленных исследователей [11—14, 20, 22, 23 и др.], по степени катагенетических изменений соответствуют зоне глубинного (позднего) катагенеза.

Исследования проводились по общепринятой методике, включающей минералогические наблюдения в стандартных и нестандартных шлифах (в том числе и вычисление коэффициента K [30, 33], дающего количественную оценку катагенетическим структурным преобразованиям), иммерсионный и хроматический методы, рентгеноструктурный анализ. Принадлежность песчаников к продуктивной или непродуктивной части разреза наряду с использованием каротажных диаграмм контролировалась под микроскопом по методике М. Д. Бобровник [1, 2], основанной на использовании типа битума, присутствующего в песчанике, и степени насыщения им породы. Согласно этой методике, в песчаниках различаются подвижный (неизмененный, неокисленный) и инертный (сильно-измененный) битумы. Продуктивные песчаники насыщены подвижным битумом. Последний интенсивно сорбируется каолининовым цементом песчаников. Непродуктивные песчаники характеризуются отсутствием подвижного битума. Содержащийся в них инертный битум обычно пиритизирован, а в окружающей его породе обычно присутствуют гидроокислы Fe [1].

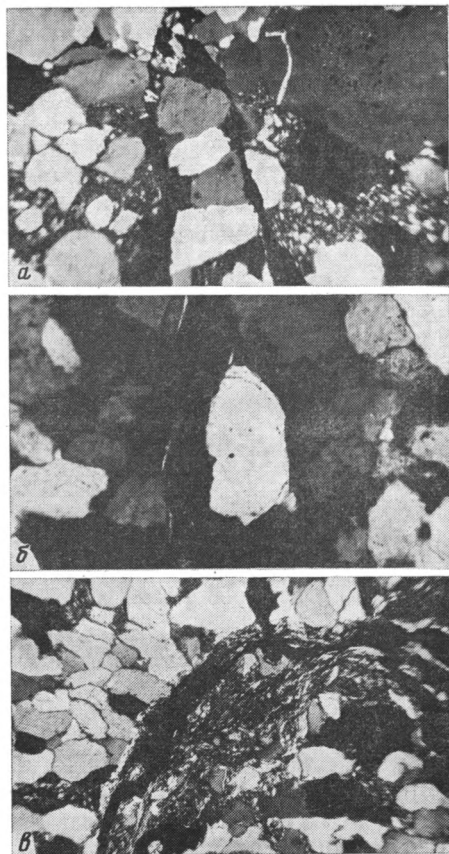
Сравнительный анализ показал, что изученные продуктивные и непродуктивные кварцевые песчаники различаются между собой прежде всего по интенсивности произошедших в них типичных катагенетических процессов, таких, как формирование структур и текстур растворения под давлением, окварцевание, преобразование каолининового цемента и аллотигенного мусковита. Кроме этого в непродуктивных песчаниках, как было ранее установлено [3, 6, 22 и др.], фиксируются эпигенетические кальцитизация, сидеритизация и пиритизация; характерно также широкое развитие минералов окисного железа.

В настоящей статье рассматриваются только типичные катагенетические процессы, существование и интенсивность проявления которых связаны с определенной подстадией постдиагенетического преобразования пород, что позволяет проследить эволюцию этих процессов в ходе постепенного погребения верхневизейских песчаных пластов-коллекторов под более молодыми отложениями позднего палеозоя и мезозоя-кайнозоя при проседании кристаллического фундамента Днепровского грабена. Эволюция этих процессов, как будет показано ниже, прерывается с приходом нефти в пласт-коллектор, что открывает перспективу определения по литологическим данным относительного времени формирования залежей жидких углеводородов в верхневизейских отложениях на ряде нефтеносных локальных структур региона. Новообразования же кальцита, сидерита, пирита, гидроокислов железа в водоносных песчаниках могут возникать на любой из подстадий катагенеза осадочных пород [20]. Поэтому эти эпигенетические минералы в работе не рассматриваются, хотя сам факт интенсивного их развития именно только за контуром ряда залежей визейской толщи грабена (в особенности в зоне водонефтяного контакта) действительно имеет место.

Формирование структур растворения под давлением. Широкому развитию структур растворения под давлением, представленных конформными, инкорпорационными и микростилолитовыми контактами, в изученных песчаниках способствуют преимущественно кварцевый состав последних и относительно небольшое содержание в них цемента. В песчаниках с базальным кальцитовым цементом структуры растворения под давлением отсутствуют, поскольку в них обломочные зерна кварца разобщены между собой. Из всех типов структур в песчаниках резко преобладают конформные (фиг. 1, а). Микростилолитовые контакты между обломочными зернами (фиг. 1, б) встречаются реже, но повсеместно в непродуктивных песчаниках. В резко подчиненном количестве присутствуют инкорпорационные контакты, причем они отмечаются только между парами кварцевых зерен, поперечники которых неодинаковы: поперечник инкорпорируемого зерна кварца превосходит поперечник инкорпорирующего зерна в 2—3 и более раз. Незначительное развитие инкорпорационных контактов связано с одинаковой относительной растворимостью под давлением контактирующих между собой кварцевых зерен.



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Типы структур в песчаниках

а — конформные, редко инкорпорационные контакты. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 130. Березовская площадь, скв. 485, гл. 5237—5247 м; *б* — микростилолитовое сочленение кварцевых зерен. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 125. Солоховская площадь, скв. 41, гл. 4205—4211 м; *в* — слабоборщепленная на конце чешуйка мусковита (М), удлиненные и линейные контакты, каолиновый цемент (К). Продуктивный песчаник. Николи X, увел. 150. Погарщинская пл., скв. 131, гл. 3808—3818 м

Фиг. 2. Стилолитовые образования в кварцевых песчаниках

а — фрагмент мелкого стилогита первого вида II порядка. Николи X, увел. 65. Анастасиевская площадь, скв. 11, гл. 4411—4419 м; *б* — фрагмент вертикальной боковой поверхности главного среднего стилогита третьего вида II порядка. Николи X, увел. 75. Харьковцевская площадь, скв. 8, гл. 5048—5058 м; *в* — фрагмент лобовой поверхности второстепенного стилогита первого вида II порядка. Мелкие раздробленные кристаллы — диксит. Николи X, увел. 60. Там же

нацело слагающих изученные песчаники. Одинаковая относительная растворимость под давлением кварцевых зерен препятствует возникновению инкорпорационных контактов [26, 27, 42]. Наиболее интенсивно процессы формирования структур растворения под давлением в верхневизейских песчаниках происходят на глубинах 4400—4900 м и более (фиг. 1; 2, *а, б*; 4, *б*). Структуры растворения под давлением характерны для песчаников из непродуктивной части разреза верхневизейского подъяруса. Коэффициент *K* в непродуктивных песчаниках варьирует от 0,60 до 0,72. Среднее статистическое значение по 100 шлифам составляет 0,64, что характерно для песчаников Донбасса и Днепроовско-Донецкой впадины, вмещающих угли марок Ж и К (глубинный катагенез) [30, 33].

В продуктивных песчаниках присутствуют преимущественно линейные и удлиненные контакты. Лишь иногда здесь отмечаются конформные сочленения кварцевых зерен. Среднее статистическое значение коэффи-

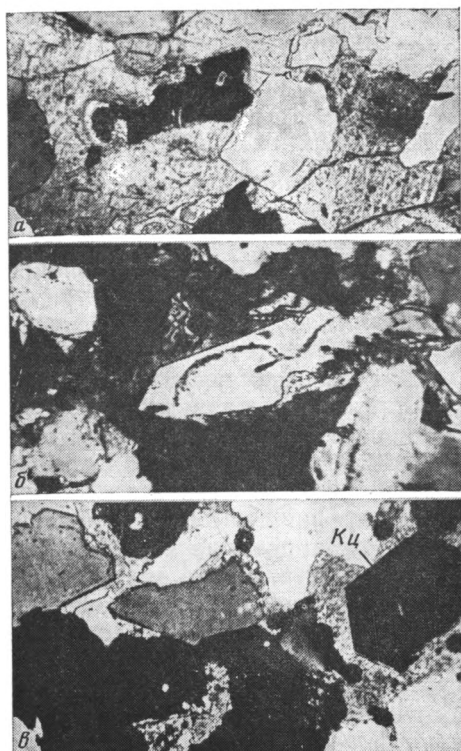
циента K по 40 шлифам составило 0,51 (при вариациях от 0,45 до 0,54), что соответствует песчаникам, вмещающим угли марки Д (средний кагагенез) [30, 33]. Таким образом, продуктивные песчаники по сравнению с непродуктивными испытали значительно меньшие структурные катагенетические преобразования (фиг. 1, в).

Формирование текстур растворения под давлением — стилолитов. Особенности процессов стилолитобразования (фиг. 2) в кварцевых песчаниках верхнего визе детально описаны нами ранее [25—27]. При характеристике стилолитов учитывались их размеры по высоте, значения коэффициента q , морфологические типы, а также деление стилолитов на главные и второстепенные. Размер стилолитов по высоте определялся по китайской классификации: мелкие 1—5 мм, средние 5—50 мм, крупные 50—100 мм [4]. По величине коэффициента q , представляющего собой отношение высоты стилолита к ширине его основания в вертикальном сечении, различаются четыре разновидности стилолитов: уплощенные ($q=0,3—0,8$), изометричные ($q=0,8—1,3$), вытянутые ($q=1,2—2,3$) и очень вытянутые ($q=2,3—3,0$ и более) [25]. Морфологическое изучение стилолитов проводилось в соответствии с морфологической классификацией, принятой в нашей статье [25], согласно которой стилолиты подразделяются на стилолиты первого вида 0 (бугорчатые), I (конусовидные) и II (усеченно- и сглаженно-конусовидные и колонноподобные) порядков, второго вида (с нерастворенными головками на лобовой поверхности) и третьего вида 0, I и II порядков (стилолиты, лобовые поверхности которых образованы соответственно стилолитами первого вида 0, I и II порядков). Разделение стилолитов на главные и второстепенные основывалось на различной степени участия стилолитов в формировании фрагментов стилолитовой поверхности. Под главными понимаются стилолиты, непосредственно формирующие протяженную в пространстве стилолитовую поверхность, а под второстепенными — стилолиты, располагающиеся на лобовых поверхностях стилолитов третьего вида.

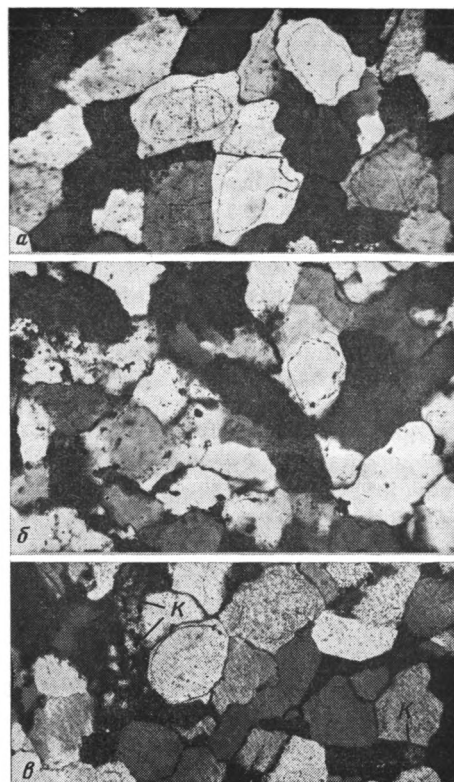
Для формирования стилолитов в кварцевых песчаниках верхнего визе Днепровского грабена имеются все необходимые условия: одностороннее повышенное давление нагрузки вышележащих верхнепалеозойско-мезозойско-кайнозойских осадочных пород, высокая температура — 100—140°C и более [8 и др.], поровые растворы, мономинеральный состав песчаников с низким содержанием цемента [26, 27]. Суммируя признаки катагенетической природы стилолитов, выявленные при изучении всех их морфологических форм [25—27, 31], можно констатировать, что формирование наиболее простых морфологических форм стилолитов — первого вида 0 порядка — начинается в среднем катагенезе; формирование же средних и крупных стилолитов первого вида I и II порядков и третьего вида всех порядков присуще только глубинному катагенезу (см. фиг. 2).

В непродуктивных кварцевых песчаниках подъяруса наблюдаются почти все морфологические типы главных стилолитов. Стилолиты второго вида не встречены. Резко преобладают при этом стилолиты первого вида II порядка и третьего вида II порядка. По размеру они относятся к мелким и средним. Коэффициент q колеблется от 1,0 до 4,0 и более; преобладают вытянутые и очень вытянутые формы. Второстепенные стилолиты по размеру обычно относятся к мелким (1—2 мм), иногда — к средним, но имеют не более 8,0 мм в высоту. В морфологическом отношении они представлены стилолитами первого вида II порядка, редко 0 и I порядков. Иногда отмечается присутствие второстепенных стилолитов второго вида, у которых нерастворенные головки состоят из аллотигенных зерен турмалина или циркона. Коэффициент q второстепенных стилолитов варьирует от 0,5 до 2,5; преобладают изометричные и вытянутые стилолиты. В непродуктивных песчаниках отмечаются лишь главные мелкие уплощенные и изометричные стилолиты первого вида 0 порядка, иногда I порядка.

Окварцевание. Процессы катагенетического окварцевания проявляются в исследованных песчаниках по-разному. Так, окварцевание в пес-



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 3. Катагенетические изменения в кварцевых песчаниках с базальным кальцитовым цементом

а — кальцитовый пойкилитовый цемент коррозионного типа. Николи X, увел. 155. Яровская площадь, скв. 1, гл. 4916—4924 м; *б* — кварцевые регенерационные каймы с правильной кристаллографической огранкой. Николи X, увел. 175. Рыбальская площадь, скв. 62, гл. 3513—3523 м; *в* — вторичные аутигенные кристаллы кварца (Кц). Николи X, увел. 180. Березовская площадь, скв. 485, гл. 5260—5270 м

Фиг. 4. Катагенетическое окварцевание в песчаниках с некарбонатным цементом
а — интенсивное раннее окварцевание. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 110. Опошнянская площадь, скв. 14, гл. 3819—3834 м; *б* — позднее окварцевание. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 130. Березовская площадь, скв. 485, гл. 5325—5332 м; *в* — слабоинтенсивное раннее окварцевание, каолиновый цемент (K). Продуктивный песчаник. Николи X, увел. 170. Гадячская площадь, скв. 487, гл. 4649—4653 м

чаниках с базальным кальцитовым цементом отличается от окварцевания, наблюдающегося в кварцевых песчаниках с некарбонатным цементом.

Окварцевание в песчаниках с базальным кальцитовым цементом связано с интенсивной коррозионной (замещающей) способностью кальцитового цемента (фиг. 3, *а*) по отношению к обломочным компонентам породы в процессе его перекристаллизации в условиях высоких давлений и температур, свойственных большим глубинам залегания верхневизейского подъяруса в грабене. Высокая коррозионная способность кальцитового цемента обусловлена значительно более высокой относительной растворимостью минерала кальцита по сравнению с обломочным кварцем песчаников. Относительная растворимость кальцита, например, под давлением превышает таковую кварца в 2,0—2,5 раза [41]. Растворяясь раньше кварца, кальцитовый цемент обретает способность корродировать и замещать кварцевые зерна. При этом вокруг последних нередко формируются реакционные полосы (каймы), отмечающие последователь-

ность стадий неоднократного замещения кварца кальцитом, иногда вплоть до полного уничтожения обломочного зерна кварца. В результате интенсивной коррозионной деятельности кальцитового цемента высвобожденный на одном участке породы кремнезем идет на образование вторичных кварцевых регенерационных кайм с правильной кристаллографической огранкой у обломочных зерен кварца (фиг. 3, б) или на формирование идиоморфных кварцевых кристаллов на другом участке песчаника (фиг. 3, в). Последние обычно как бы погружены в базальный кальцитовый цемент нередко пойкилитового типа.

Катагенетическое окварцевание в кварцевых песчаниках с некарбонатным цементом носит иной характер. Оно выражается в формировании вокруг обломочных зерен кварца вторичных регенерационных кайм без правильной кристаллографической огранки последних и возникновении вторичного кварцевого цемента порового типа (фиг. 4). По масштабу и особенностям своего проявления в рассматриваемых песчаниках нами выделяются раннее и позднее окварцевания. Раннее окварцевание в свою очередь подразделяется на слабоинтенсивное и интенсивное. Слабоинтенсивное раннее окварцевание выражается в формировании вокруг единичных зерен кварца очень узких (0,005—0,03 мм) регенерационных кварцевых каемок (фиг. 4, в). Это окварцевание присуще продуктивным кварцевым песчаникам. Интенсивное раннее окварцевание характеризуется образованием вокруг зерен кварца широких (0,05—0,1 мм) регенерационных кайм (фиг. 4, а). При этом регенерация захватывает целые группы кварцевых зерен. Регенерация происходила в породе с высокой первичной пористостью. Позднее окварцевание заключается в формировании конформно сочленяющихся очень узких прерывистых каемок и вторичного кварцевого цемента порового типа (фиг. 4, б). Последний выполняет остаточные поры. В противоположность раннему окварцеванию при позднем окварцевании в песчаниках весьма широко развиты вышеописанные структуры растворения под давлением, что позволяет предполагать участие в осуществлении позднего окварцевания главным образом только кремнезема, поступающего при формировании структур растворения под давлением. Таким образом, формирование последних предшествует позднему окварцеванию. Предшествование структур растворения под давлением окварцеванию (позднему окварцеванию в нашем понимании) весьма наглядно было продемонстрировано Б. К. Прошляковым и Т. И. Гальяновой на примере глубокозалегающих мезозойских песчаников Прикаспийской впадины [34]. Позднее окварцевание происходит в песчаниках при наличии в них минимальной пористости.

Интенсивное раннее окварцевание и позднее окварцевание, а также окварцевание, связанное с растворяющей деятельностью кальцитового цемента в процессе его перекристаллизации, характерны для непродуктивных песчаников.

Интенсивное раннее окварцевание осуществлялось в песчаниках в условиях открытой системы с привнесом кремнезема со стороны. Осаждение кремнезема происходило из активно циркулирующих насыщенных SiO_2 поровых водных растворов в местах с пониженными значениями рН. Особенно благоприятными при этом являются зоны вблизи нефтяных залежей, формированию которых обычно сопутствуют кислые геохимически активные нефтяные воды [22]. Так, интенсивное раннее окварцевание, обусловленное близким присутствием залежи углеводородов, отмечается на Харьковцевской структуре (скважина 8) непосредственно над газоконденсатной залежью в вышележащих обводненных песчаниках (интервал 4578—4615 м).

Позднее окварцевание в изученных песчаниках происходило в зоне глубинного катагенеза в закрытой (или близкой к закрытой) системе, характеризующейся весьма замедленным водообменом, в процессе формирования структур растворения под давлением, несколько отставая во времени от последнего. Проявлению позднего окварцевания во многом благоприятствовало, по-видимому, то обстоятельство, что рН поровых вод в нижнекаменноугольных глубиннокатагенетически преобразован-

ных отложениях Днепровского грабена составляет 5—6, а в отдельных случаях снижается даже до 3—4 [16].

Окварцевание, связанное с растворяющей деятельностью кальцитового цемента в процессе перекристаллизации последнего, является результатом локального перераспределения растворенных компонентов (и в первую очередь кремнезема) породы в условиях систем, близких к закрытым, характерных для зон глубинного катагенеза [15, 23]. На закрытую систему, в условиях которой происходило это окварцевание, указывает то, что интенсивная перекристаллизация кальцитового цемента, коррозия последним обломочных зерен кварца и новообразование кварца наблюдаются в пределах площади одного и того же шлифа, т. е. эти процессы идут в ограниченном конкретном объеме породы. Это окварцевание, по-видимому, происходит в песчаниках параллельно с поздним окварцеванием, совпадая, таким образом, с последним по времени своего проявления.

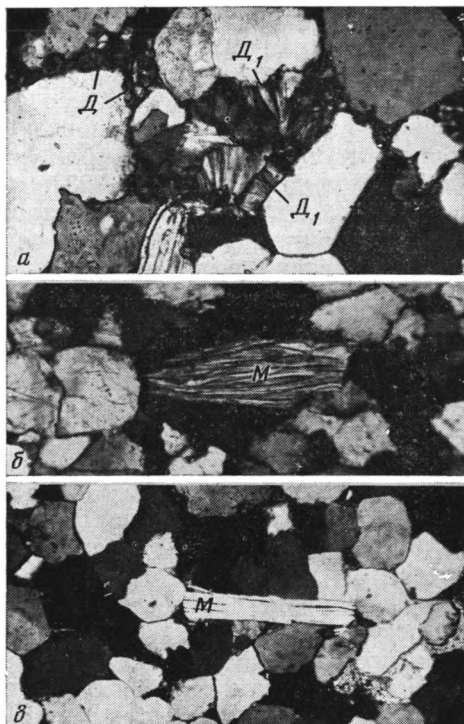
Раннее и позднее окварцевания отражают последовательность процессов окварцевания в ходе позднепалеозойского и мезозойско-кайнозойского погружения верхневизейской толщи на глубину, сопровождавшегося постепенным вовлечением верхневизейских кварцевых песчаников Днепровского грабена сначала в зону раннего катагенеза, затем среднего и наконец в зону позднего катагенеза.

Раннее окварцевание происходило в зоне раннего и среднего катагенеза, где верхневизейские кварцевые песчаники имели достаточно высокие коллекторские свойства, необходимые для активной циркуляции поровых вод, из которых осаждался кремнезем в виде вторичного кварца, формируя вокруг кварцевых зерен кварцевые регенерационные каймы (см. фиг. 4, а). Интенсивному развитию раннего окварцевания в песчаниках препятствовало поступление в них нефтяных углеводородов. Здесь успели сформироваться только узкие регенерационные каймы вокруг единичных зерен кварца. Поэтому в продуктивных кварцевых песчаниках окварцевание классифицируется как слабоинтенсивное раннее окварцевание.

Позднее окварцевание осуществлялось в зоне глубинного катагенеза, т. е. на большей глубине (по сравнению с ранним окварцеванием), соответствующей почти современной глубине залегания верхневизейского подъяруса. Позднему окварцеванию подверглись те участки песчаников, которые ранее в зоне раннего и среднего катагенеза не испытали раннего окварцевания. При попадании же в зону глубинного катагенеза интенсивно раннеокварцованные участки песчаника (см. фиг. 4, а) оставались неизменными, так как на глубиннокатагенетические факторы они реагировали не как агрегат разрозненных зерен, а как поликристаллическое твердое тело, хотя и гетерогенное по своему внутреннему строению [19]. В данном случае раннее окварцевание в песчанике находится не на той глубине, на которой оно возникло, а гораздо глубже. Такие интенсивно раннеокварцованные на подстадиях раннего и среднего катагенеза участки в глубиннокатагенетически преобразованных верхневизейских кварцевых песчаниках выглядят наиболее окварцованными по сравнению с другими окружающими их участками.

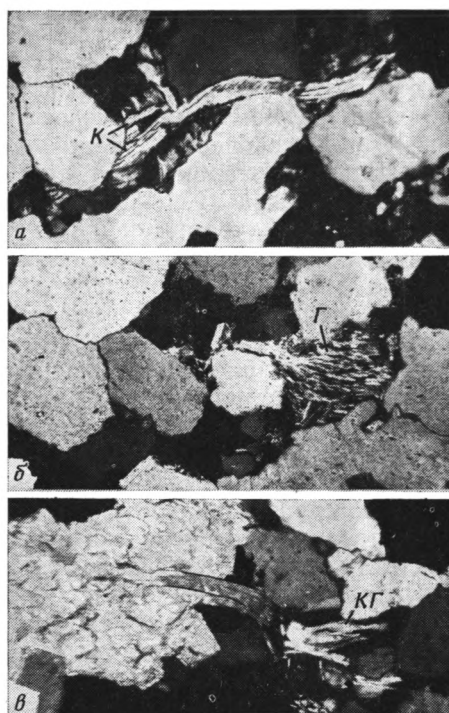
Преобразование каолинитового цемента выражается в его диккитизации, которая в кварцевых песчаниках верхневизейского подъяруса Днепровского грабена является типичным индикатором глубочайших позднекатагенетических преобразований в них (фиг. 5, а). Подобное явление установлено в ряде других районов нашей страны [9, 38] и согласуется с представлениями о формировании кварц-диккитовой фации катагенеза (эпигенеза) в кварцевых песчаниках, содержащих изначально преимущественно каолинитовый цемент [17, 18].

Как было показано нами ранее [32], диккитизация каолинитового цемента в кварцевых песчаниках визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины носит региональный характер и связана с перекристаллизацией седиментационно-диагенетического и раннекатагенетического каолинитового цемента под воздействием высоких температур и давле-



Фиг. 5

Фиг. 5. Позднекатагенетические преобразования в песчаниках
а — мелкие псевдогексагональные (Д) и крупные веерообразные (Д₁) кристаллы диккита. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 110. Опошнянская площадь, скв. 12, гл. 4114—4123 м; *б* — вспучивание чешуйки мусковита (М) в диагенезе с замещением диагенетическим каолинитом (серые «слойки»). Белые «слойки» — реликты мусковита. Непродуктивный песчаник. Николи X, увел. 125. Солоховская площадь, скв. 41, гл. 4050—4057 м; *в* — неизменная чешуйка мусковита (М), линейно-удлиненные контакты. Продуктивный песчаник. Николи X, увел. 100. Анастасиевская площадь, скв. 11, гл. 4470—4479 м



Фиг. 6

Фиг. 6. Катагенетическое замещение в непродуктивных песчаниках расщепленных концов чешуек мусковита
а — вторичный каолинит (К). Николи X, увел. 200. Гадяцкая площадь, скв. 4, глубина 4526—4549 м; *б* — вторичная гидрослюда (сноповидный агрегат) (Г). Николи X, увел. 80. Веселая площадь, скв. 416, гл. 4716—4726 м; *в* — агрегат (АКГ), состоящий из вторичных каолинита и гидрослуды. Николи X, увел. 140. Харьковцевская площадь, скв. 8, гл. 4578—4585 м

ний. Благоприятствовало диккитообразованию также незначительное содержание калия в подземных водах (поровых растворах) верхневизейской толщи [29], невысокое значение рН последних (не более 5—6), значительное уплотнение песчаников, сопровождающееся блокировкой межзерновых пространств, кварцевый состав обломочной части и мономинеральный (каолинитовый) цемент песчаников. В мезо- и полимиктовых песчаниках, имеющих, как правило, некаолинитовый цемент, а также в аргиллитах и известняках диккит отсутствует. Последнее обстоятельство наряду с другими, отмеченными ранее [32], убедительно указывает на позднекатагенетическую природу диккита в верхневизейских кварцевых песчаниках. Диккитообразование носит избирательный характер, приурочиваясь именно только к кварцевым песчаникам. Ведущим диккитообразующим процессом при этом является перекристаллизация каолинитового цемента в изолированном поровом пространстве при повышенных температурах и давлениях. В качестве вспомогательного диккитоформирующего процесса не исключается синтез некоторой части диккита непосредственно из обедненных калием глубиннокатагенетически измененных кислых поровых растворов, стимулирующих свою

диккитообразующую деятельность именно в кварцевых песчаниках с изначально каолинитовым цементом.

Глубиннокатагенетическая диккитизация каолинитового цемента наблюдается только в непродуктивных кварцевых песчаниках подъяруса. В продуктивных песчаниках (насыщенных подвижным битумом) позднекатагенетический диккит отсутствует; основным минералом цемента в них является каолинит с различной степенью совершенства кристаллической структуры (см. фиг. 1, в, 4, в).

Преобразование аллотигенного мусковита. Катагенетическое изменение мусковита в твердой зернистой породе при погружении последней на глубину начинается еще на подстадии раннего катагенеза [13, 18, 20, 33]: происходит слабая гидратация мусковита, что выражается в изменении показателей преломления и понижении его интерференционной окраски. Затем уже на подстадии среднего катагенеза следует интенсивное расщепление концов чешуек мусковита с последующим их замещением (на подстадии глубинного катагенеза) вторичным каолинитом или гидрослюдой. Рассмотренная последовательность преобразования мусковита ярко выражена в тех непродуктивных кварцевых песчаниках верхнего визе, в которых чешуйки мусковита достигают в длину 1—2 мм и более. Подчеркнем при этом, что преобразование чешуек аллотигенного мусковита происходит не со стороны базальной плоскости 001, а со стороны плоскостей 110 и 010, т. е. на концах чешуек мусковита, что свидетельствует об изменении мусковита в твердой породе в процессе катагенеза. Часто можно видеть, как со стороны плоскости 001 чешуйки мусковита зажимаются (блокируются) между зернами кварца, а на их концах, интенсивно расщепленных, сформирован вторичный каолинит (фиг. 6, а), либо вторичная гидрослюда (фиг. 6, б), либо агрегат, состоящий из перемежающихся между собой новообразованных пакетов гидрослюды и каолинита (фиг. 6, в). Вместе с тем иногда в песчаниках отмечается присутствие чешуек мусковита, преобразованных в незатвердевшей породе — в диагенезе (см. фиг. 5, б); такие чешуйки мусковита вспучены по всей их длине вдоль плоскости 001 и частично замещаются диагенетическим каолинитом. Формируется своеобразный «слоистый» агрегат, состоящий из перемежающихся между собой по оси с диагенетического каолинита и неизменных «слойков» мусковита. Такие агрегаты отмечаются как в непродуктивных, так и в продуктивных песчаниках. В последних чешуйки мусковита обычно испытывают либо слабую гидратацию и слабое расщепление на концах (см. фиг. 1, в), либо вообще не изменены (см. фиг. 5, в). Катагенетически измененный мусковит наблюдается только в непродуктивных кварцевых песчаниках (см. фиг. 6).

Итак, в верхневизейских непродуктивных кварцевых песчаниках в процессе их погружения на глубину, сопровождавшегося накоплением над ними все более молодых отложений при проседании кристаллического фундамента Днепровского грабена на протяжении позднего палеозоя и мезозоя-кайнозоя, происходила эволюция катагенетических преобразований в сторону усиления последних. Эту эволюцию для наглядности целесообразно представить в виде эволюционных рядов, в каждом из которых предыдущий признак сменяется последующим, отражающим более высокую степень катагенетических преобразований.

1-й ряд (изменение контактов): линейные и удлиненные (I признак) — конформные (II признак) — микростилолитовые, редко инкорпорационные (III признак).

2-й ряд (изменение стилолитов): уплощенные и изометричные мелкие стилолиты первого вида 0 и I порядков (I) — вытянутые и очень вытянутые мелкие стилолиты первого вида I и II порядков (II) — средние стилолиты первого вида I и II порядков с различным q (III) — мелкие и средние стилолиты третьего вида (IV).

3-й ряд (изменение окварцевания): слабоинтенсивное раннее окварцевание (I) — интенсивное раннее окварцевание (II) — позднее окварцевание (III).

Показатель нефтеносности	Пласт *	
	продуктивный	непродуктивный
Каолинитизация или гидрослюдизация катагенетически расщепленных чешуек мусковита	—	+
Диккитизация каолинитового цемента	—	+
Интенсивное раннее окварцевание, позднее окварцевание	—	+
Конформные и микростилолитовые контакты	—	+
Вытянутые и очень вытянутые медкие стилолиты первого вида I и II порядков, средние стилолиты первого вида I и II порядков, стилолиты третьего вида	—	+

* Знак «—» — процесс не наблюдается; знак «+» — процесс идет.

4-й ряд (изменение цемента): каолинитовый цемент (I) — диккитовый цемент (II).

5-й ряд (изменение мусковита): гидратация мусковита (I) — интенсивное расщепление чешуек мусковита на концах (II) — гидрослюдизация или каолинитизация катагенетически расщепленных концов чешуек мусковита (III).

В продуктивных песчаниках эволюция катагенетических преобразований в приведенных рядах приостановлена на I признаке (в 1-м ряду частично наблюдается II признак), что позволяет выделить текстурно-структурно-минералогические показатели нефтеносности для верхневизейских отложений изученного региона (таблица).

В заключение следует подчеркнуть, что продуктивные песчаники по степени катагенетических изменений в отличие от глубиннокатагенетически преобразованных непродуктивных песчаников находятся как максимум на подстадии среднего катагенеза, что открывает перспективу определения по литологическим данным относительного времени формирования нефтяных залежей в верхневизейских отложениях на ряде структур средней части Днепровского грабена. Жидкие углеводороды проникли в верхневизейские резервуары изученных нефтеносных структур до проявления в песчаниках типичных глубиннокатагенетических преобразований: до массового развития структур растворения под давлением, до интенсивного стилолитообразования, до диккитизации каолинитового цемента, до позднего окварцевания, до каолинитизации или гидрослюдизации катагенетически расщепленных концов чешуек аллотигенного мусковита.

Выводы. 1. Сравнительный анализ вторичных преобразований в продуктивных и непродуктивных породах-коллекторах верхнего визе средней части Днепровского грабена показал, что в нефтенасыщенных песчаниках наблюдается описанный в литературе [15, 18, 22 и др.] так называемый эффект торможения жидкими углеводородами катагенетических преобразований, который подтверждается отсутствием в продуктивных песчаниках глубиннокатагенетической диккитизации каолинитового цемента, каолинитизации или гидрослюдизации катагенетически расщепленных концов чешуек аллотигенного мусковита, интенсивного раннего и позднего окварцевания, ярко выраженных структур и текстур растворения под давлением.

2. Анализ особенностей катагенетических изменений в продуктивных песчаниках указывает на то, что они находятся как максимум на подстадии среднего катагенеза.

3. Непродуктивные песчаники находятся на подстадии глубинного катагенеза; в них интенсивно проявились все типичные явления, характерные для этой подстадии.

4. Отличие катагенетических преобразований в продуктивных и непродуктивных песчаных пластах позволяет выделить литолого-минералогические критерии нефтеносности для верхневизейских отложений изученного региона. Присутствие вторичных каолинита или гидрослюды на

катагенетически расщепленных концах чешуек аллотигенного мусковита, глубиннокатагенетического диккитового цемента, интенсивного раннего и позднего окварцевания, интенсивно развитых структур и текстур расщепления под давлением характеризует непродуктивный песчаный пласт.

Литература

1. Бобровник М. Д., Пелипчак В. П. Петрографический метод определения продуктивности нефтегазоносных горизонтов в Предкарпатском прогибе.— Нефть и газ. пром., 1979, № 4, с. 1—3.
2. Бобровник М. Д. Прогнозирование продуктивности отложений с помощью петрографического экспресс-анализа характера флюидов, насыщающих породу. Львов: УкрНИГРИ, 1980. 11 с.
3. Бобровник В. И., Бобровник М. Д., Вакарчук Г. И. Перспективы использования петрографического метода определения характера углеводородов, насыщающих породы-коллекторы.— Геол. ж., 1982, т. 42, № 3, с. 110—115.
4. Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8, с. 39—57.
5. Валукоис Г. Ю., Каретников Л. Г. Минералогические показатели нефтегазоносности локальных структур Днепровско-Донецкой впадины и Предкарпатского прогиба.— В кн.: Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1976, с. 64—65.
6. Валукоис Г. Ю., Каретников Л. Г. Количественные критерии нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины и Предкарпатского прогиба.— В кн.: Количественные методы прогноза нефтегазоносности. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 200—231.
7. Герасимова Е. Т. Регенерация кварца в пластах-коллекторах нижнего карбона на востоке Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 892—894.
8. Гонта З. Т. Краткая характеристика геотермических условий в северной прибортовой зоне Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж., 1977, т. 37, вып. 4, с. 18—26.
9. Еремеев В. В. Диккит из песчаников Кизеловского каменноугольного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 90—94.
10. Зарипов О. Г. О влиянии нефтяных углеводородов на распределение вторичного кварца в терригенных коллекторах нефти (на примере месторождений Западной Сибири и Башкирии). Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2, с. 443—445.
11. Зоны нефтегазоаккумуляции Днепровско-Донецкой впадины. М.: Недра, 1977. 120 с. Билык О. Д., Витенко В. А., Кельбас Б. И. и др.
12. Иванова А. В. Зональность вторичных изменений каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж., 1974, т. 34, № 5, с. 77—85.
13. Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Особенности эпигенеза терригенных каменноугольных пород области Большого Донецкого прогиба.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1968, № 4, с. 39—48.
14. Карпова Г. В., Лукин А. Е., Шевякова Э. П. Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 16—31.
15. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 346 с.
16. Кормилец Ю. С. Гидрогеохимические условия образования аутигенного кварца в зоне катагенеза Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 126—131.
17. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метакатагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—17.
18. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 9—34 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
19. Кудрявцев В. А., Симанович И. М. Стадийный анализ структур кварцевых песчаных пород и кварцитов.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 74—84.
20. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
21. Лукин А. Е., Трухан Л. А. О некоторых косвенных показателях нефтегазоносности палеозоя Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. нефти и газа, 1967, № 2, с. 39—43.
22. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1977. 102 с.
23. Муравьев В. И. Карбонаты терригенных пород — индикаторы стадий постседиментационного преобразования.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 145—153. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
24. Муравьев В. И. Постседиментационные изменения глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияк и Акжара (Северный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5, с. 133—141.
25. Никитин А. А. О стилолитах терригенных пород верхнего визе Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 147—153.
26. Никитин А. А. Роль минерального состава осадочных пород в стилолитообразовании. Стаханов: Стаханов. филиал Коммунарского горно-металлург. ин-та, 1980. 16 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ 5 июня 1980 г., № 2234-80Деп.).
27. Никитин А. А. О связи стилолитообразования с петрографическим составом пород визейского яруса средней части Днепровского грабена.— Бюл. МОИП, 1981, т. 56, вып. 5, с. 80—86.

28. Никитин А. А. Эволюция постдиагенетических преобразований мусковита как критерий нефтегазоносности (на примере верхневизейских песчаников Днепровско-Донецкой впадины).— В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории (Тез. докл. к VI съезду ВМО). Л.: Наука, 1981, с. 131—132.
29. Нудык Б. И. О ресурсах и условиях формирования подземных вод Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. и геохим. горючих полезн. ископ., 1974, вып. 37, с. 47—53.
30. Орлова Л. В. Новый метод оценки степени измененности структуры обломочных пород. Киев: Вища школа, 1974, с. 83—84 (Рефер. информ. о законч. НИР в вузах УССР, вып. 8).
31. Поляк Р. Я. Сутуро-стилолиты в песчаниках визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1972, с. 46—52 (Тр. УкрНИГРИ, вып. 6).
32. Поляк Р. Я., Никитин А. А. О дикките в песчаниках визейских нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 114—120.
33. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 6, с. 70—81. Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В., Белоцерковец Ю. И.
34. Прошляков Б. К., Гальянова Т. И. Стадийность вторичных изменений кварца в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 136—139.
35. Сахабгарев Р. С., Питкевич В. Т. К вопросу о влиянии тектонического фактора на эпигенетические изменения глинистого цемента песчано-алевритовых пород на примере продуктивных отложений Сургутского и Нижневартовского сводов (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 895—898.
36. Сахабгарев Р. С., Галикеев К. Х. Влияние разрывных нарушений на эпигенез глинистых минералов в нефтеносных отложениях неомома Западно-Сибирской низменности.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 136—139.
37. Теодорович Г. И., Чернов А. А., Котельников Д. Д. О степени постседиментационного изменения глинистого материала в отложениях нижнего отдела продуктивной толщи Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 2, с. 451—454.
38. Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюл. МОИП, 1960, т. 35, вып. 6, с. 48—67.
39. Щепеткин Ю. В., Рыльков А. В. Роль минералого-геохимических исследований в выяснении условий формирования месторождений нефти и газа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.— В кн.: Роль минералогии в поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1976, с. 99—103.
40. Юркова Р. М. Использование явления эпигенетического внутрислойного растворения некоторых акцессорных минералов для установления времени формирования нефтяных месторождений.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 154—166. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
41. Engelhardt W. Der Porenraum der Sedimente. Berlin, Gottingen, Heidelberg: Springer-Verlag, 1960. 207 S.
42. Trurnit P. Die relative Druck-Loslichkeit detritischer.— Mineralien und Gesteine, 1969, № 1, S. 41—76.

Горно-металлургический институт
Коммунарск

Поступила в редакцию
9.XI.1982

УДК 552.578.2.061.4(470.41)

**ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ, ОКВАРЦЕВАНИЯ
И ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ
И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА
НА ПРИМЕРЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТАТАРСКОЙ АССР**

ДАНИЛОВА Т. Е.

Описаны процессы уплотнения и окварцевания в нефтенасыщенных породах, сделана попытка оценить их интенсивность параметром плотности пород (P , г/см³). Показано изменение коллекторских свойств различных пород с увеличением уплотнения и окварцевания. Описаны различные формы выщелачивания кварца в нефтенасыщенных породах. Подчеркивается существование разнонаправленных процессов в породах, что объясняет отсутствие постепенного перехода в структуре порового пространства от коллектора к неколлектору и пятнистый характер нефтенасыщения переходных разностей.

Богатый керновый материал из нефтенасыщенных терригенных пластов-коллекторов основных продуктивных горизонтов на востоке Татарии позволил проследить развитие и взаимоотношение процессов формирования укладки обломочных зерен, окварцевания, выщелачивания и оценить их роль в образовании пустотного пространства пород.

Пласты-коллекторы основных продуктивных горизонтов Татарии — Д₁, пашийского и Д₀ кыновского возраста — слагаются в основном мономинеральными мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми песчаными алевролитами с подчиненными прослоями разноминеральных и глинистых мелкозернистых алевролитов. Последние не содержат нефти.

Коллекторские свойства пород-коллекторов изменяются в очень широких пределах: пористость от 12—13 до 28—31%, преимущественно 19—22%, а проницаемость от долей до 2800—3000 мдарси, чаще от 300—до 1500 мдарси.

Основными факторами, определившими коллекторские свойства пород, являются гранулометрический состав и интенсивность развития процессов уплотнения укладки зерен и окварцевания.

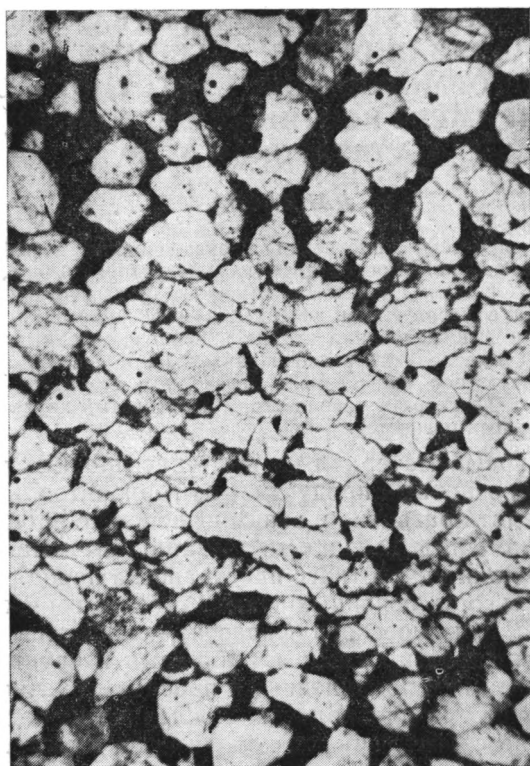
Гранулометрический состав коллекторов горизонтов Д₁ и Д₀ характеризуется хорошей сортировкой обломочного материала и резким преобладанием во всех породах-коллекторах фракций 0,1—0,25 или 0,05—0,1 мм. Как следует из табл. 1, проницаемость пород резко ухудшается с уменьшением размера зерен и увеличением содержания «мелких» фракций (<0,05 мм). Пористость (m) в среднем изменяется в небольших пределах.

Минеральный состав пластов-коллекторов повсеместно кварцевый, степень окатанности обломочного материала примерно одинакова, глинистая примесь в породах-коллекторах очень небольшая: от долей до 1—1,5%. Глинистые минералы — каолинит и гидрослюды — образуют локальные включения и неравномерно распределены в породах [1, 2]. Пелитовая фракция на 50—70% состоит из обломочного материала, в основном кварца. Встречающиеся локальные включения карбонатного цемента в виде сферолитов и единичные стяжения пирита также не оказывают заметного влияния на коллекторские свойства пород [6].

Важная роль в формировании коллекторских свойств принадлежит уплотнению, последовавшему вследствие некоторых перемещений самих зерен в процессе образования породы и окварцевания, обусловившего разрастание и срастание зерен.

Степень уплотнения пород даже в пределах одного и того же пласта

в отдельных прослоях может быть различна: наряду с сыпучими, очень слабосцементированными разностями встречаются уплотненные прослои, в той или иной степени окварцованные. Причем слабосцементированные, рыхлые разности песчаных пород отмечают на различных глубинах: на Елабужском месторождении они залегают на глубине 1450—1490 м, а на Бавлинском месторождении — 1735—1740 м.



Фиг. 1. Уплотненный прослой в нефтенасыщенном песчанике
Видны многочисленные конформные контакты зерен и преимущественная ориентировка их длинных осей вдоль плоскостей напластования. Характерна резкая смена плотной укладки зерен на рыхлую с цепочковидными сростками зерен, ориентированными почти перпендикулярно к уплотненному прослою. Сростки зерен ограничивают наиболее крупные поры и поры-каналы. Скв. 9179, Абдрахмановская пл., пласт Д₁ г+д; $m=17,4\%$; $K_{\text{пр}}=0,178 \text{ км}^2$, увел. 100

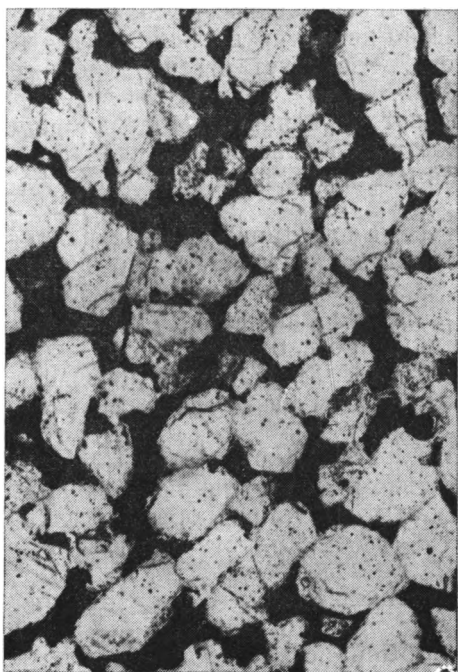
Наиболее четко процесс уплотнения выражен в характере укладки зерен. Для пород-коллекторов кыновско-пашийского возраста в основном характерна рыхлая укладка, осложненная многочисленными сростками зерен, которые возникают, по-видимому, как реакция на горное давление.

Таблица 1
Влияние зернистости пород на их коллекторские свойства и нефтенасыщение

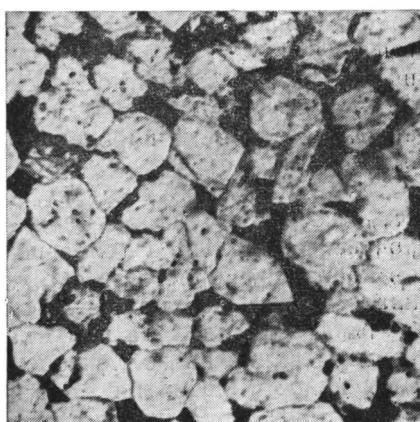
Порода	Md	S_o	Среднее содержание фракций		$m, \%$	$K_{\text{пр}}, \text{ км}^2$	$K_n, \%$
			0,05—0,01 мм	<0,01 мм			
Песчаники разномзернистые и среднезернистые	0,18	1,76	2,9	1,5	21,6	1,249	94,1
Песчаники мелкозернистые	0,16	1,74	3,4	2,1	21,2	0,757	92,1
Алевролиты крупнозернистые	0,08	2,06	6,5	2,7	20,7	0,436	88,0
Алевролиты разномзернистые	0,07	2,19	20,9	5,4	19,2	0,201	78,8

Сростки зерен различны по величине и по форме: изометричные, вытянутые прямолинейные цепочки или дугообразные. В сростках зерна плотно примыкают друг к другу длинными сторонами. Размеры сростков от 0,15 до 1,4 мм; число сросшихся зерен от 3—4 до 15—18, реже больше. С возрастанием количества и размеров сростков зерен укладка становится более неравномерной. Образуется своего рода жесткий «каркас», выдерживающий горное давление. Внутри «ячеек каркаса» сохраняется рыхлая укладка зерен, и в них же встречаются наиболее крупные поры — до 0,3—0,35 мм, ограниченные сростками зерен (фиг. 1). При большей степени уплотнения в породах количество и величина сростков

зерен возрастают; вместо крупных, изометричных пор между ними сохраняются лишь узкие извилистые поры-каналы (фиг. 2). Протяженность пор-каналов до 1,5 мм. Раскрытость их в песчаниках от 0,015 до 0,035 мм, а в алевролитах не превышает обычно 0,02—



Фиг. 2. Поры-каналы и крупные поры в песчанике с неравномерной укладкой зерен. Миннибаевская пл., скв. 15708, пласт Д₁ г, увел. 100



Фиг. 3. Регенерация кристаллографических граней на отдельных зернах кварца в мелкозернистом нефтенасыщенном песчанике Зеленогорская пл., скв. 8577, пласт Д₁ а+б, увел. 100

0,025 мм. Вследствие уплотнения поры становятся сплюснутыми, щелевидными, нередко с треугольными сечениями; весьма неравномерным становится их распределение в породах, отмечается локализация открытых пор на отдельных, как правило, наиболее крупнозернистых микроучастках. С уплотнением пород длина каналов увеличивается, а раскрытость их уменьшается до первых микронов.

Небольшая примесь глинистого материала способствует переориентации зерен под влиянием горного давления. Образуются уплотненные прослои, где зерна не только очень плотно уложены вдоль плоскостей напластования, но и внедряются друг в друга, что сопровождается растворением зерен под давлением. Об этом свидетельствуют многочисленные конформные и инкорпорационные контакты зерен. Толщина уплотненных прослоев иногда составляет доли миллиметров. В некоторых случаях почти перпендикулярно уплотненному прослою располагаются цепочки зерен, образующие «ребра», между которыми сохраняются наиболее крупные поры (см. фиг. 1). В уплотненных разностях пород, особенно в разномзернистых песчаных алевролитах, нет постепенного перехода от пористых участков к плотным. Обычно в шлифах четко выделяются участки породы, сложенные наиболее крупными зернами, к кото-

рым приурочено несколько открытых пор размером 0,05—0,08 мм, иногда до 0,1 мм, и сильно окварцованные плотные участки, почти лишенные пор. Этим обуславливается пятнистый характер нефтенасыщения в переходных разностях от коллектора к неколлектору.

Широкое развитие окварцевания в продуктивных пластах отмечалось многими исследователями. Процессам окварцевания и сопутствующим им явлениям в стадию эпигенеза пород посвящены работы А. В. Копелиовича, Р. Ф. Чепикова, Е. П. Ермоловой, Н. А. Орловой, В. Д. Шутова, А. Г. Коссовской и др. [3—10].

На месторождениях востока Татарии процесс окварцевания, т. е. отложение вторичного кварца, отмечается повсеместно [1, 6]. В наименьшей степени они развиты в однородных нефтенасыщенных высокопродуктивных пластах. Здесь вторичный кремнезем цементирует лишь контакты зерен, придавая прочность породе, реже — образует регенерационные каемки.

Интенсивность окварцевания возрастает с увеличением неоднородности пластов, с уменьшением их мощности, особенно вблизи глинистых или уплотненных прослоев, в кровельной или в подошвенной частях высокопродуктивных пластов.

Формы выделения вторичного кремнезема однотипны: регенерационные каемки зерен, наросты вторичного кварца на зернах, образование ксеноморфных зерен вторичного кварца. Нередко встречаются своеобразные тонкие (0,015—0,2 мм) перемычки внутри каналов, соединяющих поры, реже выстилание стенок пор. Очень редко наблюдается образование кристаллографических граней кварца (фиг. 3). Наиболее интенсивное окварцевание приурочено обычно к прослоям разнотернистых алевролитов.

Зерна кварца, разрастаясь, заполняют поровое пространство, пор остается мало, они мелкие и, видимо, в основном изолированные или приурочены к отдельным небольшим участкам. Порода приобретает сливной характер, пористость снижается до 3—5%, плотность пород увеличивается от 2—2,07 до 2,42—2,48 г/см³.

Нами была сделана попытка оценить влияние процессов уплотнения и окварцевания на коллекторские свойства пород. В качестве критерия интенсивности развития этих процессов была использована плотность пород (P , г/см³). Результаты представлены в табл. 2.

У всех разностей песчано-алевритовых пород под влиянием уплотнения и окварцевания возрастает плотность и ухудшаются коллекторские свойства, особенно проницаемость. Причем у различных групп пород изменение плотности и коллекторских свойств несколько различаются. Возможно, при достаточном количестве данных можно будет установить зависимость между ними для каждой группы пород, не содержащих глинистого материала.

По имеющимся данным плотность первых трех разностей пород близка: 2,07 г/см³, хотя проницаемость резко различна. Все породы высокопроницаемые.

При плотности менее 2,25—2,35 г/см³ породы являются низкопродуктивными коллекторами нефти. Пористость их снижается в среднем до 13,3—15%, а проницаемость до 0,0365—0,094 мкм².

При плотности 2,35—2,4 г/см³ породы не содержат нефти. Их пористость равна в среднем 8,2—12,8%, а проницаемость 0,053—5,7 мдарси, т. е. 0,000053—0,0057 мкм².

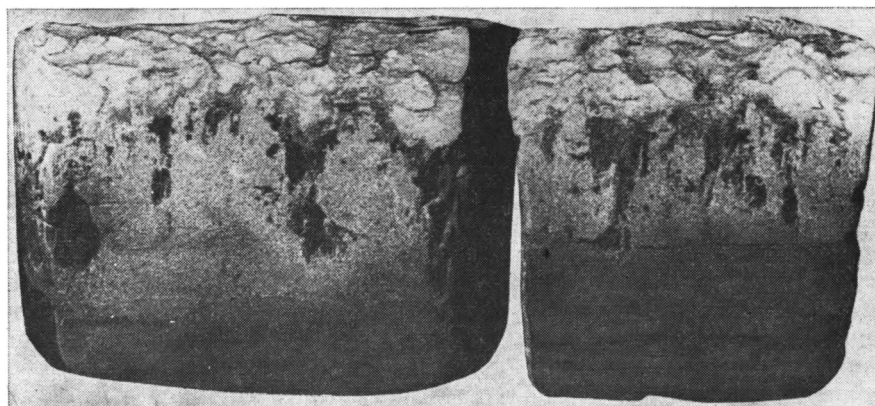
На северной и центральных частях Ромашкинского месторождения нередко встречаются довольно интенсивно окварцованные пласты мощностью 1,5—3 м, а на Абдрахмановской площади — до 4 м. Пласты слагаются в основном крупнозернистыми песчаными алевролитами с прослоями сильно алевроитистых мелкозернистых песчаников и разнотернистых алевролитов, содержащих весьма небольшие количества пелитовой фракции и почти лишенные глинистых минералов. Пласты обладают относительно низкими коллекторскими свойствами ($m=17$ —20,8%, $K_{пр}=0,105$ —0,558 мкм²), слабее нефтенасыщены. Иногда в них встречаются

Изменение коллекторских свойств пород с увеличением их плотности

Порода	Среднее по керну		
	P , г/см ³	m , %	$K_{пр}$, мкм ²
Песчаники средне- и разномзернистые	2,07	19,7	0,910
	2,16	17,8	0,337
	2,26	15,1	0,157
Песчаники мелкозернистые и алевроитовые	2,07	21,3	0,877
	2,11	19,9	0,408
	2,14	17,9	0,188
Алевролиты крупнозернистые, песчаные	2,07	20,9	0,419
	2,15	18,6	0,206
	2,31	13,6	0,094
	2,48	8,2	0,000053
Алевролиты разномзернистые, песчаные	2,15	18,8	0,176
	2,30	14,1	0,037
	2,42	12,8	0,706

многочисленные разнообразные фигуры выщелачивания, которые в высокопродуктивных коллекторах также встречаются, но реже.

Выщелачивание, как и окварцевание, проявляется преимущественно вблизи контактов плотных и более пористых нефтенасыщенных прослоев внутри продуктивных пластов, а также вблизи кровли или подошвы. Иногда фигуры выщелачивания прослеживаются по всему слабо нефтенасыщенному окварцованному пласту (Абдрахмановская площадь, пласт Д₁ в).

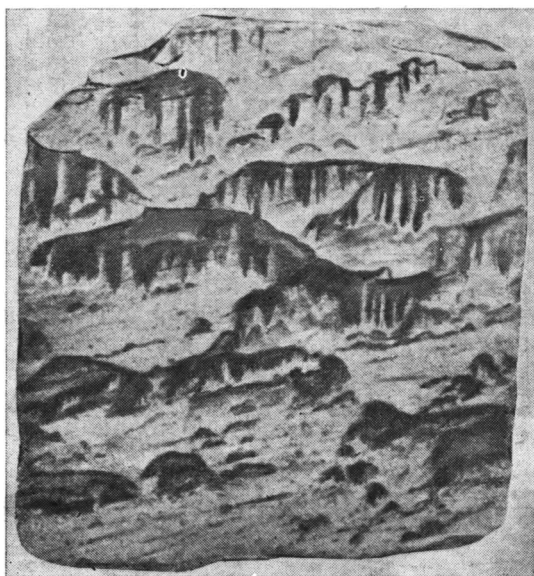


Фиг. 4. Каверны выщелачивания (темное) на контакте нефтенасыщенного песчаника со светло-серым окварцованным алевролитом. Миннибаевская пл., скв. 15708, пласт Д₁ г+д верхняя часть, увел. 1,7

Иногда каверны выщелачивания (фиг. 4) расположены на одном уровне, имеют воронкообразную форму, суживающуюся в направлении нефтенасыщенного пласта. Размер их достигает (5—7) × (2—3) мм. Чаще встречаются весьма своеобразные «бахромчатые», «лапчатые» и «гребенчатые» формы выщелачивания (фиг. 5—7). Они выделяются характерными очертаниями темно-коричневых фигур на более светло-коричневом фоне нефтенасыщенной породы. Темно-коричневая окраска на участках выщелачивания обусловлена скоплениями продуктов изменения нефти, заполняющими поровое пространство. Верхняя поверхность полос ровная, иногда слегка изогнутая, обычно совпадает с поверхностями напластования породы. Нижняя поверхность неровная, образована множеством «потеков» и напоминает на вертикальном срезе бахрому

различной длины — от 1—2 до 5—6 мм. Ширина темно-коричневых полос от 5 до 30—50 мм, чаще 10—15 мм. Количество этих прослоев от 2—3 до 8—15. Иногда они прерывисты и расположены кулисообразно. Прослеживается иногда и начальная стадия образования этих полос, причем мелкозубчатый срез поверхности выщелачивания напоминает сутурости-лолитовый шов.

Местами на отдельных участках нижней поверхности темно-коричневой полосы «зубцы бахромы» сливаются в небольшие (1—1,5×0,3 см) воронки, заканчивающиеся короткими трещинами выщелачивания. Для них характерна субвертикальная ориентировка, малая линейная протя-



Фиг. 5. «Бахромчатая» форма выщелачивания в нефтенасыщенном песчаном алевролите Ромашкинская пл., скв. 9388, пласт Д₁ г, увел. 1,7

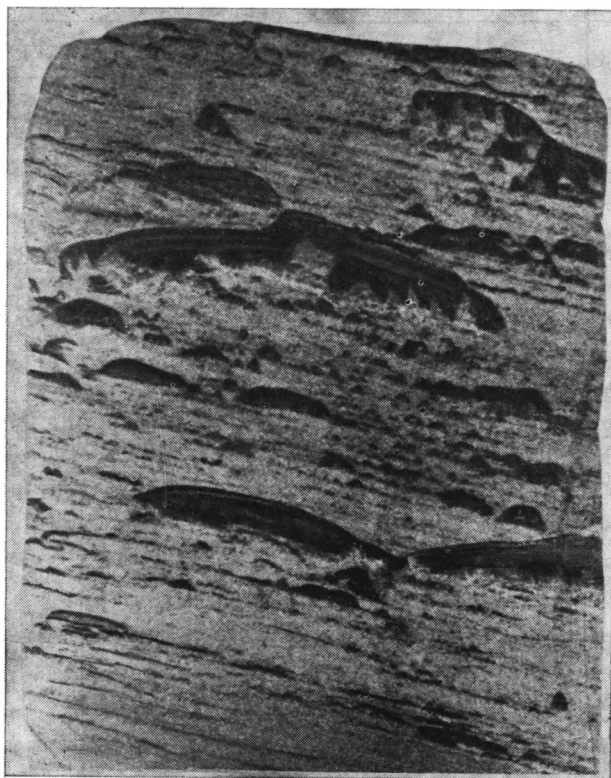
женность, небольшая извилистость и быстрое выклинивание. Максимальная длина трещин выщелачивания 5—10 см, обычно <1,5—2 см. Раскрытость их достигает в верхней части 0,8—1,5 мм. Наиболее крупные трещины выщелачивания, встреченные в зоне ВНК в песчанике с окисленной нефтью и локальным кальцитовым цементом, оказались частично выполнены кальцитом. Обычно трещины выщелачивания полые. Возможно, они развивались по каким-то ранее существовавшим ослабленным зонам, трещинам.

Темно-коричневые участки породы отличаются от вмещающих их отложений меньшей степенью окварцевания, что подтверждается меньшим количеством здесь вторичных контактов: $W/P=1,5$, а в окружающей породе $W/P=2,17$ (W — количество вторичных контактов, P — количество первичных контактов, %). Особенно велика разница в количестве регенерационных контактов: 5,5% в темно-коричневом прослое и 15% в породе.

Скопление продуктов изменения нефти и меньшее развитие процессов окварцевания в этих прослоях алеврито-песчаных пород позволяют говорить о поступлении небольших порций нефтяных углеводородов в самые пористые участки породы на более ранней стадии эпигенеза до прихода основной нефти, т. е. предполагают пульсационный характер формирования месторождения. Последующие процессы выщелачивания связаны с интенсивным движением флюидов по этим участкам и прослоям.

Аналогичные фигуры выщелачивания были встречены и в пласте Б₂ радаевского возраста (С₁). Однако здесь они имеют значительно меньшее развитие, как и процессы окварцевания.

Фигуры выщелачивания являются структурами гравитационно-направленной коррозии [10], но возникли они, видимо, на более ранней стадии, предшествовавшей стадии глубинного эпигенеза, или в самом ее начале. Сильное уплотнение зерен, напоминающее по структуре мета-



Фиг. 6. «Гребенчатые» формы выщелачивания в нефтенасыщенном окварцованном алевритовом песчанике Ю. Ромашкинской пл., скв. 9388, пласт Д₁ г, $m=15,7\%$, $K_{пр} = 0,150 \text{ мкм}^2$

морфические породы, встречается редко, лишь в отдельных микропрослоях. Причем глинистый материал в них обычно не раскристаллизован. Значительно чаще и большей мощности (сантиметры) встречаются прослой сильно окварцованных алевритов с плотной укладкой, но инкорпорационные контакты в них редки.

В водоносных пластах горизонта Д₁ процессы окварцевания развиты более интенсивно, что вообще типично для водоносных пород, где отсутствует консервирующее влияние нефти [3, 7, 8 и др.]. В результате происходит ухудшение коллекторских свойств, особенно проницаемости (табл. 3).

Выщелачивание в водоносных породах имеется, но формы его менее разнообразны, чем в нефтенасыщенных пластах, ничем не фиксируются, их трудно уловить.

Таким образом, в формировании пустотного пространства алевритопесчаных пород весьма существенное значение имели уплотнение укладки зерен, окварцевание и выщелачивание. Неравномерное развитие этих процессов увеличило послойную неоднородность продуктивных пластов.

Все процессы, а в итоге формирование пустотного пространства происходили под влиянием двух разнонаправленных факторов: внутренне-

Сопоставление коллекторских свойств нефтенасыщенной

№ скважин, площадь	Индекс пласта	Глубина залегания пласта, м	Отношение мощности пласта к выходу керна, м		
			суммарные величины	для нефтеносной части пластов	для части пластов без нефти
1065 Бавлинская	D ₁ в+г	1772,8—1787,4	$\frac{14,6}{4,2}$	$\frac{3,2}{1,5}$	$\frac{11,4}{2,7}$
2616 Ямашинская	D ₁ в+г	1873,4—1882	$\frac{8,4}{3,25}$	$\frac{1,6}{0,45}$	$\frac{6,8}{2,8}$
2151 Н. Елховская	D ₁ а+б	1785—1802,6	$\frac{17,6}{5,7}$	$\frac{4,4}{4,1}$	$\frac{13,2}{0,9}$

Примечание. В скобках — число определений.

го — гидростатического давления флюида, насыщавшего породы и стремившегося сохранить пути миграции, и внешнего — горного давления. Это обусловило сосуществование разнонаправленных вторичных процессов в одном и том же пласте. В местах наиболее интенсивного движения флюида протекали процессы выщелачивания, сохранялись наиболее крупные поры, формировались поры-каналы, разрабатывалась своего



Фиг. 7. «Лапчатая» форма выщелачивания в нефтенасыщенном алевритовом песчанике Абдрахмановская пл., скв. 14018, пласт D₁ г., увел. 1,6

Средние значения параметров для нефте- (н) и водонасыщенной (в) части пластов по керну			
пористость, %		проницаемость, мдарси	
н	в	н	в
21,9 (13)	18,5 (19)	1307,4 (9)	732,7 (19)
19,3 (7)	19,6 (24)	946,4 (7)	695,9 (21)
20,6 (47)	16,6 (13)	894,9 (46)	487,7 (10)

рода дренажная система. В соседних, но более мелкозернистых участках породы с меньшим размером пор, где движение флюида было сравнительно замедленным, происходило отложение кремнезема, образовывались более плотные участки, почти лишенные пор.

Возможность одновременного развития в обломочных породах растворения и кристаллизации кварца показал А. В. Копелиович [4]: «В местах повышенного давления идет растворение минералов, в местах ослабления — регенерация». Неравномерность в распределении давления вышележащих пород по расчетам этого исследователя определялась различным размером обломочных зерен.

Уплотнение породы также происходило неравномерно и имело двойственный характер: с одной стороны, образовывались уплотненные микропрослой, сростки зерен, с другой — сохранялись наиболее крупные поры, ограниченные этими же сростками.

Послойно неравномерное развитие уплотнения, окварцевания и выщелачивания в значительной мере обуславливает анизотропию коллекторских свойств пластов-коллекторов, особенно проницаемости.

Возможно, наличие в нефтенасыщенных пластах слабо сцементированных сыпучих разностей песчаников, переслаивающихся с более уплотненными и окварцованными прослоями, связано с развитием в одних случаях процессов выщелачивания, в других — окварцевания. Реже тот или иной процесс преобладает во всем пласте.

Разнонаправленность процессов окварцевания и выщелачивания и различие условий для более интенсивного развития того или иного процесса исключает возможность постепенного, равномерного уменьшения пустотного пространства вплоть до полного его исчезновения. Следовательно, постепенный переход от коллектора нефти к неколлектору невозможен. Переходные разности пород имеют пятнистый характер нефтенасыщения, отражающий наличие в породах пористых и плотных участков. Аналитические данные, характеризующие коллекторские свойства подобных пород, дают интегральные значения, отражающие лишь соотношение в породах пористых и плотных участков. Переход от равномерно нефтенасыщенных разностей к пятнистым лежит в интервале проницаемости 0,06—0,08 мкм², а преобладание пористых участков над плотными начинается у пород с проницаемостью в 0,03—0,04 мкм². Проницаемость 0,03 мкм² было рекомендовано [3] принимать за нижнюю границу коллекторов нефти для мономинеральных песчано-алевритовых пород, но не для пластов-коллекторов. Пористость, как было показано ранее [3], не может являться критерием разграничения коллектора и покрышки, так как интервал ее колебаний при одной и той же проницаемости составляет 8—10%.

Выводы. 1. Формирование пустотного пространства в нефтенасыщенных пластах происходило под влиянием разнонаправленных процессов:

уплотнения укладки зерен и окварцевания, с одной стороны, и процессов выщелачивания — с другой.

2. Определяющее влияние на качество коллекторских свойств пород-коллекторов имеют процессы уплотнения и окварцевания, интенсивность которых можно оценить параметром плотности пород при отсутствии глинистой примеси в них. Породы с плотностью более $2,4 \text{ г/см}^3$ не являются коллекторами нефти.

3. Процессы выщелачивания проявляются в виде разнообразных поверхностей и фигур выщелачивания, имеют широкое развитие в неравномерно уплотненных и окварцованных пластах, где формируются дополнительные пути миграции флюидов.

4. Разнонаправленность процессов формирования пустотного пространства пород обусловила невозможность постепенного перехода от породы-коллектора нефти к неколлектору. Переходные разности пород имеют пятнистый характер нефтенасыщения, обусловленный чередованием плотных и пористых участков. Переход от равномерно нефтенасыщенных разностей пород к пятнистым лежит в интервале проницаемости $0,06—0,08 \text{ мкм}^2$, а преобладание пористых участков над плотными начинается у пород с проницаемостью в $0,03—0,04 \text{ мкм}^2$.

Литература

1. Данилова Т. Е. О пелитовой и мелкоалевритовой фракциях в породах-коллекторах и их влияние на коллекторские свойства.— Тр. ТатНИПИнефть. Казань, 1975, вып. 30, с. 95—98.
2. Данилова Т. Е., Юдинцев Е. А. Нижний предел коллекторских свойств продуктивных пород горизонта D_1 на юго-востоке Татарии.— Геол. нефти и газа, 1978, № 3, с. 55—58.
3. Каледа Г. А. Об эпигенетических изменениях палеозойских отложений Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6, с. 78—80.
4. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 309 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 121).
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблемы эпигенеза. М.: Наука, 1971, с. 9—34 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
6. Смирнова Н. В. Влияние окварцевания на коллекторские свойства песчаников дельта Волго-Уральской области.— Геол. нефти и газа, 1961, № 7, с. 38—42.
7. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5, с. 1097—1100.
8. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. О коррозии кварцевых зерен в случае возможного влияния нефти на коллекторские свойства песчаных пород.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5, с. 1167—1170.
9. Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений пачелмского прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, № 6, с. 48—67.
10. Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3, с. 30—44.

ТатНИПИнефть
Бугульма

Поступила в редакцию
2.XII.1982

УДК 550.461.553.495

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НА ОКОНЧАНИЯХ ЗОН ПЛАСТОВОГО ОКИСЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ СЕРОЦВЕТНЫХ ПОРОД

**ЛИСИЦИН А. К., ЗЕЛЕНОВА О. И., ГАНИНА Н. И.,
ШУЛИК Л. С., СОЛОДОВ И. Н.**

На основе комплекса показателей (восстановительная способность, перманганатная окисляемость, содержания и соотношения окисленных и восстановленных форм урана и железа, химический состав и показатели окисленности органического вещества) установлена окислительно-восстановительная зональность рудных залежей. Показано сходство и отличие геохимических зональностей и распределения рудной минерализации в рудоносных горизонтах с восстановителями урана, сингенетичными и эпигенетичными осадочным отложениям.

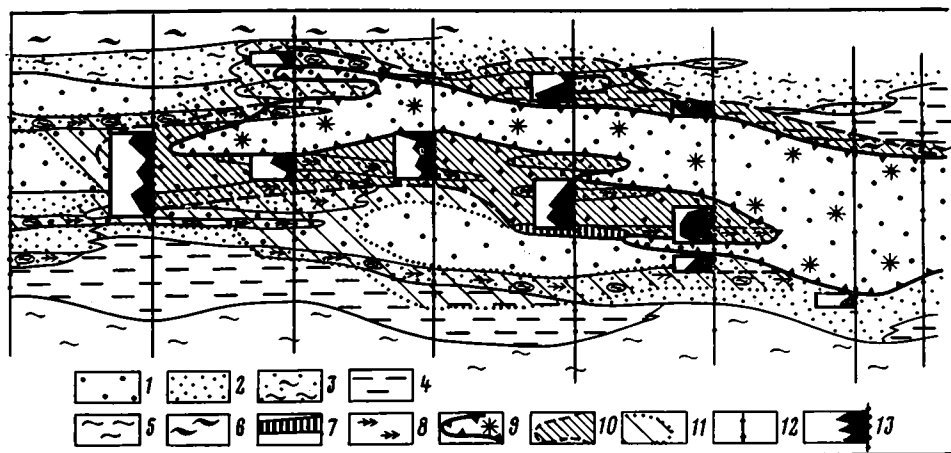
В результате изучения урановых месторождений в водопроницаемых осадочных породах выявилась генетическая связь оруденения с зонами пластового окисления. Последними называют участки водоносных горизонтов, в пределах которых минералы закисного железа частично или полностью замещены его гидроокислами и окислами. Неповсеместность и неравномерность уранового оруденения вдоль выклинивания зон пластового окисления объясняется неравномерным распределением восстановителей урана в водоносных горизонтах. При прогнозной оценке артезианских бассейнов на экзогенное эпигенетическое урановое оруденение эффективно используются фациальный контроль распределения восстановителей урана, сингенетичных осадочным отложениям, и структурный контроль распределения эпигенетических восстановителей урана в водоносных горизонтах с признаками проявления пластового окисления пород ураноносными инфильтрационными водами [3].

Естественно, что конкретное выражение рудоконтролирующих факторов в разных артезианских бассейнах и гидрогеологических районах неодинаково и объективно выясняется на основе применения комплекса общегеологических, литолого-геохимических и гидрогеохимических методов исследований.

Важное значение имеет при этом выявление в водоносных горизонтах рудоконтролирующей минералого-геохимической зональности по параметрам, характеризующим окислительно-восстановительное состояние пород.

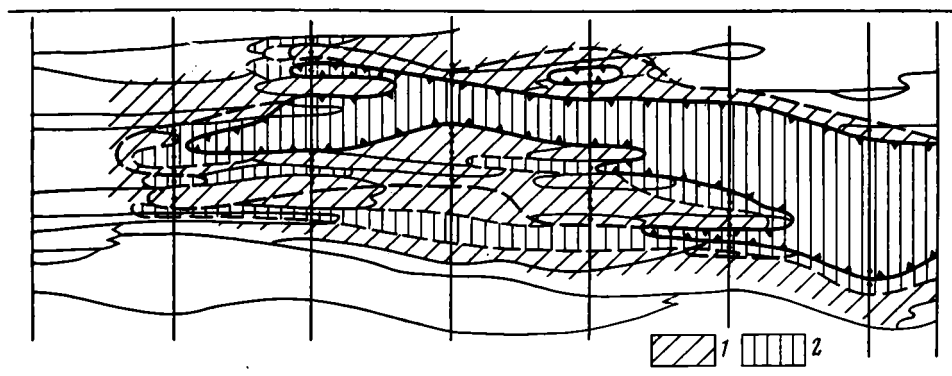
Окислительно-восстановительное состояние пород выражают обычно через содержание органического углерода, соотношение разновалентных форм железа и серы, окислительно-восстановительный потенциал равновесия породы с водным раствором, окисляемость пород, состав сорбированных газов. На этой основе выделяются литогенетические, фациальные, геохимические и другие типы пород с разной восстановительной способностью [3].

Показатели окислительно-восстановительных свойств пород и вод искажаются при хранении образцов на воздухе, а также в стенках аэрируемых горных выработок. Поэтому надежные результаты получаются лишь по анализам свежего керна скважин, сразу после подъема его на поверхность. Исследования проводились на участках детальной разведки и подготовки рудных залежей для подземного выщелачивания. При этом рассмотрена изменчивость основных параметров окислительно-восстановительного состояния в рудных залежах и прилегающих безрудных поро-



Фиг. 1. Литологический разрез рудоносного горизонта с сингенетическими восстановителями

Песок: 1 — среднезернистый, 2 — мелкозернистый, 3 — глинистый; 4 — алевролит; 5 — глина; 6 — углистая глина; 7 — уголь; 8 — обугленные растительные остатки; 9 — лимонитизированные породы; 10 — контур рудного тела; 11 — контур вышекларковых содержаний; 12 — точки опробования; 13 — степень окисленности урана (затитая часть — доля 4-валентного урана)



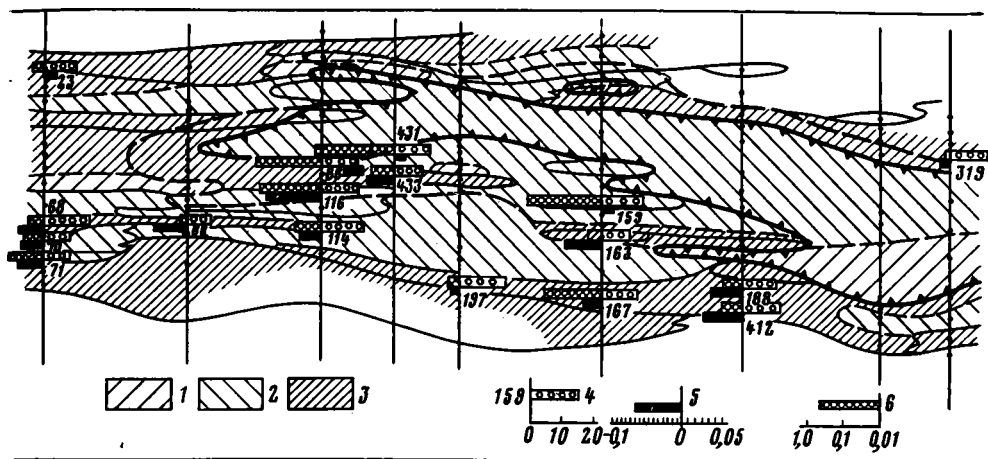
Фиг. 2. Окислительно-восстановительные границы в рудоносном горизонте
Породы с преобладанием кислоторастворимого железа: 1 — закисного, 2 — окисного

дах, в горизонтах с восстановителями урана, сингенетическими и эпигенетическими осадочными отложениями.

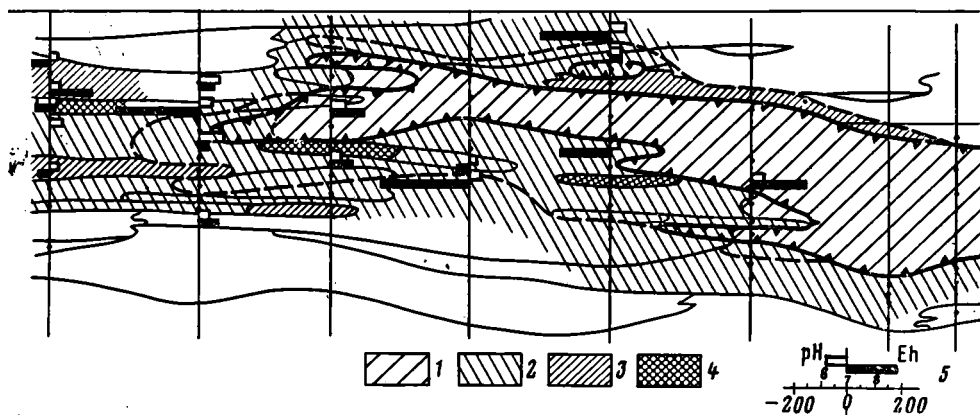
В качестве примера рудоносного горизонта с восстановителями урана, сингенетическими осадочными отложениями, приведен разрез нижнеэоценовых терригенных болотно-аллювиальных отложений прибрежно-морской равнины (фиг. 1—4).

Рудоносный горизонт сложен песками, залегающими между глинисто-алевролитовыми слоями. Среди неизменных песчаных отложений горизонта выделяются две основные разновидности: серые и темно-серые мелко- и разнозернистые пески, обогащенные обугленными растительными остатками и часто содержащие большое количество глинистых окатышей, и пески светло-серые, хорошо отсортированные, обедненные растительными остатками.

Урановое оруденение, облекая окончание зоны пластовой лимонитизации, распределено здесь неравномерно. На фронтальном выклинивании зоны пластового окисления оруденение образует узкую полосу неравномерного обогащения пород ураном. Основное оруденение локализуется в менее проницаемых прослоях, обогащенных обугленными растительными остатками. Вследствие этого оно не сплошное и разбивается участками с забалансовыми концентрациями (см. фиг. 1).



Фиг. 3. Содержание и состав органического вещества в рудоносном горизонте. Содержание $C_{орг}$ в породе, %: 1 — $<0,03$; 2 — $0,03-0,1$; 3 — $>0,1$; 4 — гигроскопическая влажность органического вещества, % (цифры слева — номер образца, см. таблицу); 5 — показатель окисленности органического вещества; 6 — уран в органическом веществе, усл. ед.



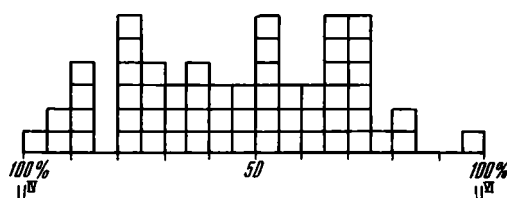
Фиг. 4. Окислительно-восстановительные свойства пород рудоносного горизонта. Перманганатная окисляемость пород, мг/г: 1 — $<0,1$; 2 — $0,1-1$; 3 — $1-10$; 4 — >10 ; 5 — масштабы численных значений окислительно-восстановительного потенциала Eh (мВ) и pH химического равновесия водного раствора с породой.

Урановая минерализация представлена преимущественно черными пылеватыми выделениями на поверхности обломочных зерен, часто связана с обугленными растительными остатками. Основными минеральными формами являются плохо раскристаллизованный настуран и коффинит.

Степень окисленности урана в рудных залежах определялась в образцах, отобранных из керна сразу после его подъема на поверхность и законсервированных в атмосфере CO_2 для предохранения от окисления кислородом воздуха. Гистограмма (фиг. 5) показывает предельно широкие вариации степени окисленности урана. На этом широком фоне выделяются три пика повышенной частоты встречаемости: около 25, 50 и 70% U^{VI} от ΣU , что указывает на значительное окислительно-восстановительное перераспределение рудной минерализации на месторождении. Крайние пики с модальными значениями около 25 и 70% можно интерпретировать как преобладание на фоне настуран-коффинитового оруденения соединений типа соответственно U_4O_9 и U_3O_8 — наиболее устойчивых рентгеноаморфных окислов урана. Согласно закону Оствальда, первый из них можно считать продуктом осаждения урана из пластовых вод

зоны пластовой лимонитизации, а второй — из высокоураноносных растворов при переотложении ранее образованной урановой минерализации [3]. Средний пик примерно одинаковых количеств 4- и 6-валентного урана в руде, по-видимому, отражает осредненную степень его окисленности при предельных вариациях, устанавливаемых на месторождении.

В приведенном разрезе через рудное тело (фиг. 1) отчетливо видно, что степень окисленности урана убывает по мере удаления от лимонитизированных пород. В этом направлении руда с преобладанием 6-валентного урана довольно резко сменяется рудой с преобладанием 4-валентного урана. В узкой «мешковой» части рудной залежи наблюдается общее преобладание 6-валентного урана с максимумом его окисления в тех



Фиг. 5. Гистограмма степени окисленности урана в рудных телах

прослоях, по которым пластовая лимонитизация распространилась наиболее далеко. По другим скважинам в мешковых частях рудных залежей наиболее высокие содержания урана и минимальная его окисленность устанавливаются в образцах, обеспечивающих самые низкие значения Eh, т. е. обладающих наибольшей восстановительной способностью.

Все это указывает на изменения окисленности урана в окислительно-восстановительной зональности рудоносного горизонта. Степень окисленности урана в залежи убывает в направлении удаления от пластово-лимонитизированных пород, отражая, по-видимому, смену его перераспределения первичным осаждением.

Окислительно-восстановительную границу в геохимии принято проводить по равенству концентрации окисного и закисного железа. Определения этих компонентов проводились в образцах, законсервированных от окисления на воздухе в атмосфере CO_2 . Разложение навесок производили 6 н. HCl . На разрезе (см. фиг. 2) видно, что вдоль верхнего контура лимонитизированных пород граница одинаковых концентраций закисного и окисного железа практически совпадает с границей развития визуально диагностируемой зоны пластовой лимонитизации. На фронтальном же выклинивании этой зоны и вдоль ее неровного нижнего контура геохимическая окислительно-восстановительная граница для железа проходит внутри сероцветных пород. Преобладание окисного железа над закисным против языков максимального развития зоны пластовой лимонитизации распространяется на значительное расстояние в глубь сероцветных пород.

Геохимическая окислительно-восстановительная граница дополняет и уточняет визуально диагностируемую границу, позволяя, в частности, понять причину повышенной окисленности урана на фронтальном выклинивании пластового окисления, захватывающего здесь мешковую часть залежи; показательна повышенная окисленность сероцветных пород на безрудном выклинивании пластово-лимонитизированных пород.

Приуроченность урановой минерализации за выклиниванием зоны пластовой лимонитизации к породам, обогащенным обугленными растительными остатками, определяет необходимость изучения последних в первую очередь с точки зрения их окислительно-восстановительного состояния.

Обугленные растительные остатки в породах рудоносного горизонта чаще всего встречаются в виде беспорядочно разбросанных обрывков растительной ткани с характерной клеточной структурой древесины. Ме-

стами растительные остатки превратились в сгустки аморфного органического вещества. Вокруг форменных растительных остатков встречается также перемещенное органическое вещество, заполняющее микротрещинки и поры в породе.

Максимальные содержания $C_{орг}$ (до 18%) установлены в прослоях бурого угля и в углистой глине. Пески, обогащенные обугленными растительными остатками, содержат первые проценты и доли процента $C_{орг}$; породы, обедненные растительными остатками, содержат его в количествах, не превышающих 0,1% (но обычно $>0,03\%$). На этот исходный фон накладывается влияние процесса, формирующего зону пластового окисления. В пластово-лимонитизированных породах содержание $C_{орг}$ нигде не превышает 0,1%, а в нижней части зоны пластовой лимонитизации породы практически лишены его полностью ($<0,03\%$). Среди сероцветных пород наименьшие содержания органического углерода установлены в прослоях, сопряженных с языками максимального развития пластовой лимонитизации. Эти прослои прослеживаются в верхней и нижней частях песчаной пачки, где отсутствует урановое оруденение. На приведенном разрезе, как и на других изученных на данном месторождении, видно, что в общем распределение урановой минерализации за выклиниванием зон пластового окисления контролируется распределением в породах органического углерода. Вместе с тем не во всех рудоносных породах содержатся заметные концентрации органического углерода. И на приведенном разрезе урановое оруденение наблюдается как в породах с содержаниями $C_{орг} > 0,1\%$, так и в породах с его содержаниями, измеряемыми сотыми долями процента. Очевидно, в участках рудоносного горизонта, обогащенных прослоями с обильными включениями растительных остатков, влияние последних распространяется и на прилегающие породы, обедненные углистым органическим веществом.

По данным анализов углистого органического вещества, соотношения С, Н и О во всех пробах довольно близки и отвечают составу лигнитов разной степени окисленности. Безрудные сероцветные породы по изменчивости основных компонентов состава не отличаются от оруденелых пород (таблица, фиг. 3, в). Вариации состава углистого вещества в пределах рудных тел шире вариаций его состава в зарудных сероцветах. Признаки окислительного изменения углистого органического вещества аналитически обнаруживаются только в пределах той части рудной зоны, которая примыкает к лимонитизированным породам.

По результатам элементного анализа, окисление углистого органического вещества в пределах рудного тела выражается в повышении содержания кислорода от 26 до 36%, в уменьшении содержания водорода от 5,5 до 3%. Степень окисленности органического вещества в рудоносных породах изменяется от отрицательных до положительных значений. Вблизи контакта с лимонитизированными породами степень окисленности достигает 0,05.

Положительная степень окисленности органического вещества установлена также в прослое хорошо отсортированного песка, обедненного растительными остатками. В этом случае она обнаружена на значительном удалении от выклинивания лимонитизированных пород. Следовательно, на безрудном выклинивании зоны пластовой лимонитизации породы характеризуются повышенной окисленностью как железа, так и органического вещества.

Зональные изменения органического вещества в объеме рудной залежи установлены также по его гигроскопичности и ураноносности. Гигроскопичность органического вещества, выраженная через его влажность, увеличивается с приближением к лимонитизированным породам от 10 до 15%. Обогащение ураном углистого органического вещества с приближением к лимонитизированным породам возрастает почти в 1000 раз, что убедительно свидетельствует об экзогенной эпигенетической природе урановой минерализации.

Зональные изменения углистого органического вещества, рассеянного в терригенных породах, оказались в общем аналогичными зональности

Положение образца относительно орудения	Номер образца	Краткая характеристика породы	Содержание в исходной пробе			Содержание во фракции			
			органическое вещество (C+H+S+O+N), %	растворимое органическое вещество, %	гуминовые кислоты	выход фракции плотностью <2,0, %	уран, усл. ед.	влажность W _а , %	зольность А _а , %
Зарудные	23	Песок темно-серый с растительным детритом	0,9	0,005	Много	1,2	0,022	9,82	15,05
	68	Растительный детрит из серого песка	73,8	0,005	Есть	100	0,030	7,90	13,81
	70	Песок серый с растительным детритом	3,0	0,01	Много	4,4	0,061	7,83	22,09
	71	То же	5,3	0,0004	»	8,2	0,01	8,45	25,27
	66	Обломки органического вещества в сером песке	82,1	0,01	Есть	100	0,013	8,82	7,92
	197	Песок глинистый, серый с растительным детритом	1,2	0,005	»	3,2	0,017	7,86	52,09
	167	Песок серый с растительным детритом	0,4	0,002	»	0,9	—	8,16	43,07
Над- и подрудные	462	Обломки углефицированной древесины из песка	75,2	0,09	Много	100	0,012	9,81	12,67
	319	Глина углефицированная	5,9	0,01	Следы	11,2	0,01	8,32	38,52
	188	Песок серый с растительным детритом	1,3	0,005	Есть	2,5	0,038	7,62	37,19
	114	Песок темно-серый с обломками растительной органики	17,0	0,02	Много	36,6	0,059	8,22	44,33
Рудные	115	Растительный детрит из темно-серого песка	80,4	0,002	Мало	100	0,09	11,31	7,71
	86	Обломки углефицированной древесины из песка	69,3	Нет	Следы	100	1,38	11,16	17,72
	433	Обломки углефицированной древесины из песка	67,4	0,03	»	100	0,031	5,52	31,00
	431	Песок с обломками углефицированной древесины	2,1	0,0005	Много	3,4	1,92	8,48	27,87
	163	Прослой бурого угля темно-коричневого цвета	46,6	0,09	Следы	100	0,018	5,13	34,86
	159	Песок темно-серый с обломками углефицированной органики	3,9	0,03	Есть	9,0	1,96	7,95	47,91
	459	Прослой пиритизированного угля	2,8	0,04	Много	6,6	0,16	6,80	47,69

гипергенного окисления пластов углей [6]. Но в отличие от углей, где окислительные изменения устанавливаются в разрезе пласта и их распространение исчисляется сантиметрами — первыми метрами, зональные окислительные изменения рассеянного углистого вещества измеряются метрами в разрезе и десятками метров по латерали. Они близки к расстояниям, на которых наблюдаются направленные изменения других показателей окислительной литолого-геохимической зональности.

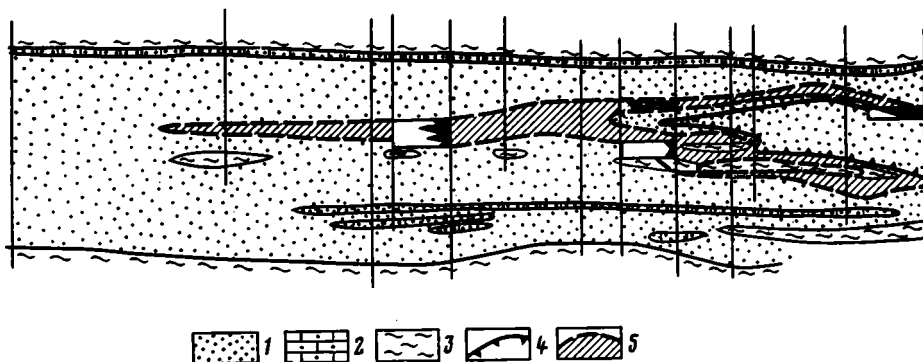
Восстановительная способность пород определялась в герметично упакованных водонасыщенных пластах путем измерения значения Eh—pH равновесия водного раствора с образцом [5].

По данным измерений значений Eh равновесия водного раствора с породами рудоносного горизонта установлены очень широкие вариации их восстановительной способности. В пределах pH от 6,5 до 8,1 значения Eh колеблются от +430 (в полностью лимонитизированных породах) до —420 мВ в породах, обогащенных обугленными растительными остатками.

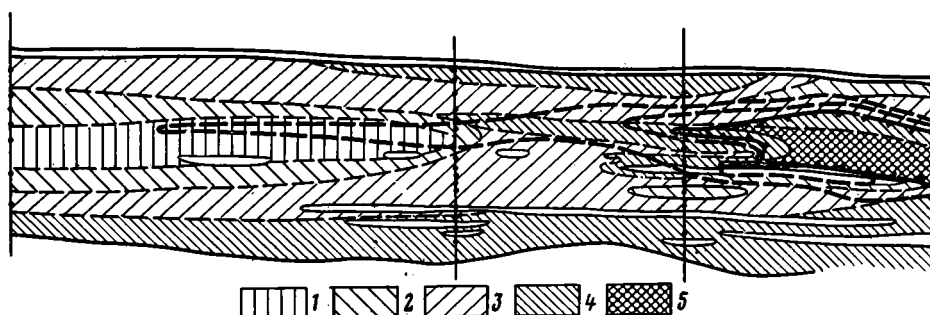
плотностью <2			Содержание в горючей массе										Окисляемость, мг/г
серы общая $S_{\text{общ.}}$, %	углерод C^a , %	водород H^a , %	горючая масса, %	уран U^I , усл. ед.	углерод C^I , %	водород H^I , %	кислород $(O+S+N)^I$, %	влажность W^I , %	C^I/H^I , отн. ед.	C^I/O^I , отн. ед.	степень окисленности		
2,08	47,79	2,87	73,83	0,03	64,73	3,89	31,38	11,6	16,6	2,1	+0,002	473	
7,27	48,78	3,29	73,77	0,04	66,12	4,46	29,42	9,2	14,8	2,2	-0,036	489	
3,46	44,44	2,95	67,92	0,09	65,43	4,34	30,23	10,1	15,1	2,2	-0,026	379	
2,47	44,29	2,84	64,74	0,15	65,32	4,39	30,29	11,3	14,9	2,2	-0,028	350	
1,84	55,91	3,74	82,11	0,02	68,09	4,55	27,36	9,6	15,0	2,5	-0,050		
2,10	23,86	1,71	38,74	0,04	61,59	4,41	34,00	16,4	14,0	1,8	-0,008		
2,80	30,13	2,05	47,02	0,02	64,08	4,36	31,56	14,3	14,7	2,0	-0,019		
3,64	51,88	3,49	75,24	0,06	68,95	4,64	26,41	11,2	14,9	2,6	-0,058	671	
1,33	32,12	2,53	52,33	0,02	61,40	4,83	33,77	13,5	12,7	1,8	-0,030	250	
3,63	33,28	2,35	52,92	0,07	62,89	4,44	32,67	12,1	14,2	1,9	-0,017	267	
1,42	27,99	2,32	46,56	0,13	60,12	4,98	34,90	14,8	12,1	1,7	-0,031	242	
0,95	54,49	4,46	80,39	0,10	76,78	5,55	26,67	12,3	12,2	2,5	-0,098	619	
2,86	43,95	2,13	69,31	2,00	63,41	3,07	33,52	13,6	20,7	1,9	+0,053	518	
18,66	34,94	2,53	51,82	0,06	67,43	4,88	27,69	9,6	13,8	2,4	-0,063	578	
1,89	39,17	2,28	62,47	3,10	62,70	3,65	33,65	11,8	17,2	1,9	+0,027	361	
21,51	31,01	2,19	46,57	0,04	66,59	4,70	28,71	9,9	14,2	2,3	-0,050	511	
0,98	26,44	1,86	43,63	4,50	60,60	4,26	35,14	15,3	14,2	1,9	+0,007	250	
3,80	25,41	2,08	43,13	0,40	58,91	4,82	36,27	13,0	12,2	1,6	-0,015	150	

При анализе конкретного профиля (см. фиг. 4) отчетливо видна приуроченность оруденения к слоям пород, характеризующимся отрицательными величинами E_h , и отсутствие оруденения в хорошо отсортированных, обедненных органическим веществом сероцветных песках, обуславливающих положительные его значения. Этот контроль оруденения породами с отрицательными значениями E_h , выступающий здесь наиболее отчетливым признаком их дифференциации на способные и неспособные к осаждению урана из раствора, служит физико-химической причиной неравномерности и несовместности оруденения на окончании зоны пластового окисления.

О количестве содержащихся в породе восстановителей судят обычно по расходу окислителя [2] или по изменению величины E_h окислителя после добавки определенной навески исследуемого материала [1, 4]. Значения окисляемости, которую называют также восстановительной емкостью, зависят от метода окисления и природы окислителя. Чаще других в качестве окислителя используется перманганат калия, способ-



Фиг. 6. Литологический разрез рудоносного горизонта с эпигенетическими восстановителями урана
1 — песок; 2 — карбонатный песчаник; 3 — глина, алевролит; 4 — контур зоны пластового окисления; 5 — контур рудного тела. Слева от линии скважины — степень окисленности урана (залитая часть — доля 4-валентного урана)



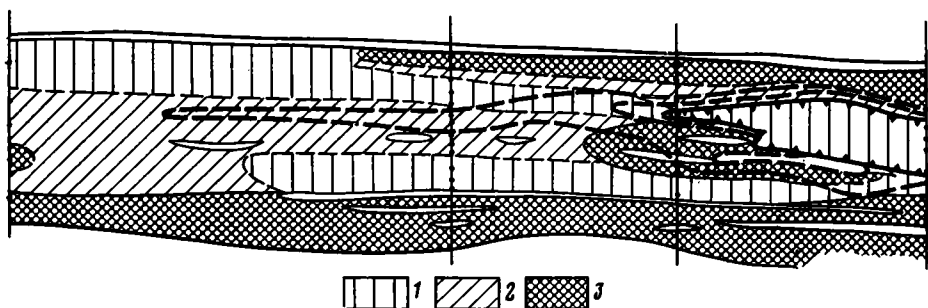
Фиг. 7. Соотношения закисного и окисного кислоторастворимого железа
Содержания окисного железа, % ΣFe : 1 — <20 ; 2 — $20-40$; 3 — $40-60$; 4 — $60-80$; 5 — >80

ный окислять как минеральную, так и органическую химически активную часть содержащихся в породе восстановителей.

Перманганатная окисляемость пород определялась нами методом потенциометрического титрования с платиновым электродом растертых до пудры навесок при $\text{pH}=0$ (1 н. H_2SO_4) и температуре 50°C ; перемешивание осуществлялось магнитной мешалкой.

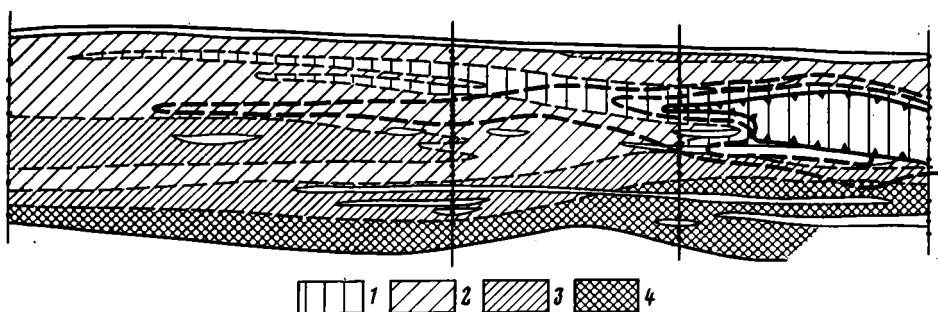
Количество восстановителей в породах, определяемое по их перманганатной окисляемости, на приведенном профиле также дифференцирует исходные породы и испытывает зональные изменения в связи с развитием пластового окисления (см. фиг. 4). Повышенной окисляемостью (1—10 мг/г породы) отличаются породы, обычно обогащенные растительными остатками, хотя отдельные прослои, обедненные ими, также характеризуются повышенной окисляемостью, обусловленной, очевидно, минеральными восстановителями. Наибольшей окисляемостью (более 10 мг/г) обладают прослои, особенно сильно обогащенные растительными остатками, а также прослои бурого угля (до 670 мг/г). Пониженная окисляемость (0,1—1 мг/г) характерна для сероцветных (в том числе и рудоносных) песков, относительно обедненных растительными остатками.

Развитие пластовой лимонитизации приводит к полному исчезновению восстановителей из пород (окисляемость $<0,1$ мг/г). Лимонитизированные породы только вблизи контакта с сероцветными сохраняют остатки восстановителей (окисляемость близка к 0,1 мг/г). Как правило, окисляемость пород прямо коррелирует с содержанием органического углерода, хотя в отдельных случаях и при пониженных содержаниях $\text{C}_{\text{орг}}$ наблюдается повышенная окисляемость. Поэтому эти параметры не замещают, а дополняют друг друга.



Фиг. 8. Восстановительная способность пород

Значения E_h равновесия водного раствора с породой: 1 — положительные; 2—3 — отрицательные (2 — при участии сорбированных газов, 3 — после потери части газообразных восстановителей)



Фиг. 9. Окисляемость пород

Перманганатная окисляемость, мг/г породы: 1 — $<0,1$; 2 — $0,1-0,5$; 3 — $0,5-1$; 4 — $1-10$

Более резкое увеличение окисляемости по латерали и в разрезе при повышении концентрации $C_{орг}$ указывает на наличие в породах также восстановителей неорганической природы. Вместе с тем в лимонитизированных породах вблизи их выклинивания наблюдаются случаи более резкого нарастания содержаний $C_{орг}$ по сравнению с окисляемостью. Это указывает на отставание окисления углистого органического вещества от окисления химически активных минеральных восстановителей.

Максимумы окисляемости не обязательно соответствуют минимальным значениям E_h . Эти параметры дополняют друг друга. Значения E_h отражают различия свойств веществ, участвующих в окислительно-восстановительных реакциях, а окисляемость — количество восстановителей, окисляемых перманганатом калия.

Взаимосвязанные зональные изменения степени окисленности урана, железа, углистого органического вещества, окисляемости пород, а также образование уранового оруденения только в породах, обладающих необходимой восстановительной способностью, в полной мере показывают, что процесс рудоотложения связан с окислительно-восстановительными реакциями. Основным восстановителем урана в этом случае являются обугленные растительные остатки, рассеянные в породах.

Окислительно-восстановительную зональность в водоносном горизонте с эпигенетическими восстановителями урана рассмотрим на примере оруденения в аллювиальных сероцветах верхнемелового возраста.

Рудовмещающие породы здесь представлены песками, разобщенными на отдельные горизонты алевролитоглинистыми слоями. Рудная залежь, разрез которой приведен на фиг. 6—9, локализуется в нижнем ритме аллювиальных отложений. Пески рудоносного горизонта отличаются высокой степенью однородности с преобладанием мелкозернистой

фракции (43—75%) и низким содержанием глинисто-алевролитовой (не более 10%). Состав песков кварц-полевошпатовый; цемент каолиново-гидрослюдистый.

Отдельные линзы и тонкие прослои карбонатных песчаников и алевролитов подчеркивают стратификацию горизонта и позволяют условно выделить нижний, средний и верхний слои.

Зона пластового окисления развивается преимущественно в наиболее проницаемых мелкозернистых песках, имеющих примесь среднезернистого материала. В этой же части разреза, за фронтальным выклиниванием лимонитизированных пород и зоной белесых безрудных пород, локализуется мешковая часть рудного ролла, крылья которого отжаты в менее проницаемые породы. Определенные в образцах значения коэффициента фильтрации рудоносных пород в мешковой части ролла находятся в пределах от 1,6 до 7,6 м/сут со средним значением (по 11 определениям) 4,06 м/сут. В крыльях ролла коэффициент фильтрации изменяется в пределах 0,2—1,5 м/сут со средним значением (по 13 определениям) 0,55 м/сут.

Урановая минерализация, тонко напыленная на поверхности песчаных зерен и в глинистом цементе песков, характеризуется переменной степенью окисленности. Характерно, что окисленность урана убывает по мере удаления от лимонитизированных пород (см. фиг. 6). В крыльях ролла в глубь сероцветов по разрезу она резко изменяется от почти 100% U^{VI} до 17—30%. По латерали в направлении фильтрации подземных вод возрастание степени восстановленности урана не такое резкое и растягивается на десятки метров, а иногда и более. Мешковые части рудных тел, удаленные от окисленных пород, чаще всего содержат уран на 20—30% в 6-валентном состоянии, что приближает его к составу окисла U_3O_8 . Степень окисленности урана, превышающую 30%, мы интерпретируем как результат его окислительно-восстановительного перераспределения. Наибольшая частота степени окисленности урана в залежах находится около 70% U^{VI} от ΣU , что дает основание предполагать наличие в руде его закис-окиси типа U_3O_8 — устойчивого продукта осаждения при восстановлении высоко ураноносных растворов [3].

На рассматриваемом разрезе (фиг. 6) изменение степени окисленности урана в верхнем крыле ролла типичное, т. е. при удалении по разрезу степень окисленности урана убывает от 100 до 24% U^{VI} от ΣU . Два пересечения через мешковую часть залежи в данном случае показывают преобладание окисленного урана ($U^{VI}=70\text{—}90\% \Sigma U$), что, как увидим ниже, согласуется с окислительно-восстановительным состоянием пород в этих местах по другим параметрам.

По результатам определения соотношений закисного и окисного кислоторастворимого железа (см. фиг. 7) наибольшей окисленностью, естественно, характеризуются лимонитизированные породы. В нижней, наиболее проницаемой части зоны пластового окисления железа в основном 3-валентное ($Fe^{III}>80\% \Sigma Fe$). В верхней части зоны пластового окисления (в более глинистом песке) сохранилась часть закисного железа ($Fe^{II}=60\text{—}80\% \Sigma Fe$). Выклинивание желтоцветных лимонитизированных пород проходит приблизительно по изолинии 70% Fe^{III} от ΣFe . Преобладание окисного железа над закисным в солянокислой вытяжке местами наблюдается и в сероцветных породах. Более 60% Fe^{III} содержится в сероцветных породах против языков максимального развития окисления, рассекающих рудную залежь. Большая часть поля сероцветных пород, сверху и снизу окружающих рудное тело, содержит приблизительно одинаковые количества окисного и закисного железа. Преобладание закисного железа над окисным установлено только на окончании мешковой части рудного ролла и за его крыльями (особенно над верхним крылом).

Наибольшая степень восстановленности железа ($>80\% Fe^{II}$) наблюдается в нижней части верхнего слоя за окончанием рудного ролла. Максимум восстановленности железа в наиболее проницаемой части разреза за рудой позволяет предполагать здесь проявление не только окисли-

тельных, но и предшествующих им восстановительных эпигенетических изменений пород.

В процессе измерений значений E_h — pH пород было обнаружено, что после упаковки образцов величины E_h резко понижаются, а затем наблюдается некоторое их повышение до относительно стационарных значений, свойственных каждому образцу. Эти колебания можно объяснить резкими изменениями температуры в течение суток (от дневной жары до ночной прохлады), достигавших 15°C . Каучуковый амортизатор в этих условиях оказался недостаточным для компенсации изменения объема суспензий. При понижении температуры воздуха в ячейку могло засасываться некоторое его количество, а при повышении — из упакованного образца происходила утечка наиболее летучих газообразных восстановителей.

В результате потери газообразных восстановителей E_h образца во времени повышается до относительно стабилизированных значений, обусловленных составом породы. Поэтому на разрезе (см. фиг. 8) приведены минимальные значения E_h , наблюдавшиеся после герметизации образца, а также его значения, направленно не изменяющиеся с течением времени. Первые обусловлены породой с содержащимися в ней газами; вторые приближены к тем значениям, которые создает минеральный состав пород.

Как видно на разрезе, закономерности изменения значения E_h имеют общую направленность как в породах, сохранивших газы, так и в породах, потерявших большую их часть. При этом поле, занятое породами с отрицательными значениями E_h , обусловленными газами, больше площади пород, обедненных газообразными восстановителями.

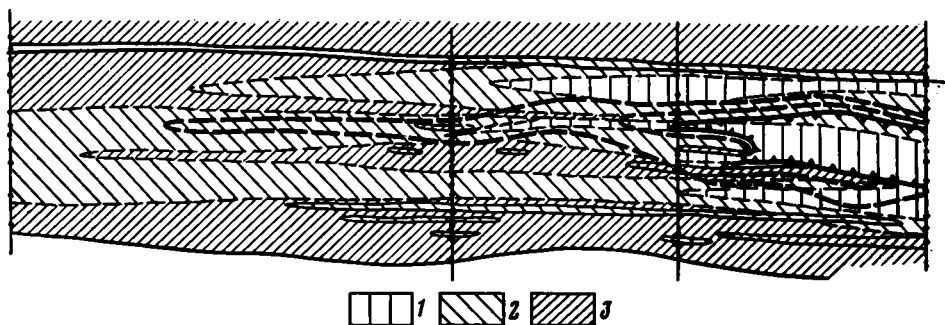
Лимонитизированные породы характеризуются высокими положительными значениями E_h (от $+200$ до $+450$ мВ). От зоны пластовой лимонитизации в глубь сероцветных пород внедряются два языка с пониженной восстановительной способностью, характеризующиеся положительными величинами E_h . Верхний язык развит на продолжении максимального проявления пластовой лимонитизации. Он пересекает мешковую часть рудной залежи и распространяется далее в верхней части рудоносного горизонта. Нижний язык распространен под рудной залежью и выклинивается в пределах разреза.

После потери основной части газообразных восстановителей отрицательные величины E_h сохраняют лишь породы, расположенные вблизи кровли и подошвы рудоносного горизонта, а в средней его части лишь вблизи глинистых линз.

Рудный ролл локализуется в породах с разной восстановительной способностью. Крылья ролла отжаты к породам с отрицательными значениями E_h . Мешковая часть ролла вблизи лимонитизированных пород находится в поле положительных значений E_h , а на удалении — в поле отрицательных его значений, обусловленных газообразными восстановителями.

Кисотно-щелочное равновесие в пределах изученной части разреза рудоносного горизонта меняется незначительно. Величины pH растворов, равновесных с породой, изменяются в пределах $6,9$ — $7,8$. Величины pH , близкие к 7 , тяготеют к средней, наиболее проницаемой и окисленной части разреза. Несколько повышенной щелочностью отличаются отдельные прослои песков в верхней сероцветной части горизонта.

Перепад E_h на коротком расстоянии от $+450$ до -400 мВ создает возможность окислительно-восстановительного переотложения рудной минерализации. В то же время нахождение части орудуения в породах с положительными значениями E_h определяют окислительные преобразования рудной минерализации без последующего восстановления, что хорошо согласуется с данными о степени ее окисленности. Признаки газообразных восстановителей, установленные по результатам измерения восстановительной способности пород, указывают на их значительную роль в формировании и сохранении орудуения на данном участке. Вместе с тем легкая потеря породами восстановительной способности —



Фиг. 10. Распределение органического углерода
Содержание $C_{орг}$, %: 1 — $<0,1$; 2 — $0,1-0,2$; 3 — $0,2-0,7$

свидетельство их незначительной восстановительной буферности, а положительные значения E_h в части рудной залежи — уже начавшийся процесс ее окисления.

Определения окисляемости пород рудоносного горизонта (см. фиг. 9) показывают ее исходные различия в разрезе, проявляющиеся в повышенном количестве восстановителей вблизи кровли и подошвы слоя (>1 мг/г породы) на фоне пониженной окисляемости средней части рудоносного горизонта (не $>0,5$ мг/г). Некоторое повышение окисляемости ($0,5-1$ мг/г) наблюдается также в стратиграфических интервалах с повышенной заглиненностью песка и вблизи глинистых линз.

Пластово-лимонитизированные породы характеризуются очень низкой окисляемостью (от 0 до $0,004$ мг/г). На продолжении языков максимального развития лимонитизации сероцветные породы характеризуются также пониженной величиной окисляемости ($<0,1$ мг/г) далеко по пласту над мешком рудного ролла и между глинистыми линзами в пределах его нижнего крыла (см. фиг. 9). Следовательно, на исходно различающиеся по окисляемости породы накладывается дополнительное окисление, которое распространяется значительно дальше визуального диагностируемого окисления, выраженного пластовой лимонитизацией.

Определение перманганатной окисляемости пород является, таким образом, дополнительной информацией, указывающей на окислительное изменение пород до их изменения в цвете.

Содержания органического углерода в песках рассматриваемого разреза невысокие. Среднее содержание $C_{орг}$ в зарудных сероцветах (по 24 определениям в трех скважинах) составило $0,23\%$ при вариациях от $0,1$ до $0,4\%$. В рудных интервалах скважин $C_{орг}$ в среднем (по 9 определениям) понижено до $0,12\%$ при вариациях от $0,02$ до $0,36\%$. В окисленных предрудных породах органического углерода еще меньше: оно составило (по 14 определениям) в среднем $0,06\%$ при вариациях от $0,02$ до $0,18\%$.

Количественные зависимости между содержаниями органического углерода, величинами перманганатной окисляемости и значениями окислительно-восстановительного потенциала пород здесь отсутствуют (фиг. 8—10). Следовательно, основным восстановителем урана в этом рудоносном горизонте не выступает органическое вещество пород, хотя участие его в окислительно-восстановительных реакциях, судя по меньшим содержаниям $C_{орг}$ в рудоносных породах по сравнению с зарудными, несомненно.

Большая роль газообразных восстановителей, установленная при измерениях окислительно-восстановительного потенциала пород, подтверждается и атмогеохимическим опробованием керна. В рудных интервалах и над ними установлены повышенные концентрации водорода, метана и тяжелых углеводородов.

Таким образом, литолого-геохимическое изучение детально разбуриваемых участков позволило выявить зональные изменения окислительно-восстановительных свойств руд и вмещающих пород, связанное с разви-

тием зон пластового окисления. Визуально диагностируемое окончание зон пластовой лимонитизации пород фиксирует завершение процесса пластового окисления лишь в первом приближении. Окислительно-восстановительные взаимодействия на окончаниях зон пластовой лимонитизации происходят в пределах широких зон направленных изменений окислительно-восстановительных параметров. В пределах этих зон закономерное положение занимает урановое оруденение.

Процесс рудообразования на окончаниях зон пластового окисления состоит из окисления и переотложения ранее образованной минерализации на фоне привноса урана инфильтрационными водами. Окисление и переотложение урановой минерализации отражается в увеличении доли 6-валентного урана по мере возрастания окисленности пород, выражающейся повышением значений E_h , доли трехвалентного кислоторастворимого железа, уменьшением их перманганатной окисляемости. В углистом органическом веществе повышается его окисленность и гигроскопичность.

Закономерное положение урановой минерализации в зоне пространственно изменяющихся окислительно-восстановительных свойств пород рудоносных горизонтов определяет ее зависимость от этих свойств. В горизонтах с восстановителями урана, сингенетичными осадочным отложениям, рудная минерализация тяготеет к породам, обогащенным растительными остатками, и не образуется в породах, лишенных углистого вещества. Низкая плотность обугленных растительных остатков определяет их приуроченность к заглиненным и плохо отсортированным разностям пород, в которых и образуется урановое оруденение. В хорошо отсортированных песках выклинивание зон пластового окисления безрудно. Геохимическими признаками наличия в породах восстановителей урана являются в таких случаях отрицательные значения степени окисленности органического вещества, повышенные ($>0,1\%$) содержания $C_{орг}$, отрицательные значения E_h пород, их заметная ($>0,1$ мг/г) перманганатная окисляемость, преобладание в породах кислоторастворимого железа в закисной форме.

В горизонтах с эпигенетическими восстановителями урана, проникающими преимущественно по наиболее проницаемым прослоям, наоборот, урановая минерализация тяготеет к этим же наиболее проницаемым прослоям, образуя фоллообразные залежи с крыльями, отжатыми в менее проницаемые породы. Геохимическими признаками эпигенетических восстановителей урана выступают здесь низкие отрицательные значения E_h пород, не зависящие от содержания в породах органического вещества, присутствие водорода и углеводородов в составе окклюдированных в породах газов, независимость распределения урана в рудных залежах от содержания в породах органического углерода, перманганатной окисляемости пород и степени окисленности кислоторастворимого железа.

Литература

1. Бардоши Д., Бод М. Новый метод измерений окислительно-восстановительных свойств осадочных пород.— *Геохимия*, 1960, № 3, с. 247—250.
2. Вайнбаум С. Я. Восстановительная емкость как показатель эпигенетических изменений пород.— *Тр. Куйбышев. НИИ нефт. пром.*, 1960, вып. 1, с. 205—212.
3. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования/Под ред. Батулина С. Г., Грушевого Г. В., Зеленовой О. И. и др. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
4. Евсеева Л. С., Фомина Н. П. Опыт изучения окислительно-восстановительных свойств осадочных ураноносных пород.— *Геохимия*, 1963, № 11, с. 1050—1054.
5. Лисицин А. К. Метод определения E_h — pH химического равновесия водного раствора с горными породами и минералами.— *Геохимия*, 1967, № 8, с. 999—1002.
6. Успенский В. А., Кисляков Я. М. Рудоконтролирующая окислительная зональность древнеэпигенетических урано-угольных месторождений.— *Литол. и полезн. ископаемые*, 1982, № 5, с. 57—67.

УДК 550.4 : 553.495

ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИОННОГО Fe—Mn-РУДООБРАЗОВАНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ МОРЯХ

ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., АНТИПОВ М. П., ДЕРКАЧЕВ А. Н.

Формирование конкреционных Fe—Mn-руд в современных внутренних и окраинных морях протекает по-разному. В последних эти руды образуются таким же путем, как и в гемипелагической зоне океанов.

Н. М. Страхов при сравнительно-литологическом изучении современных осадков, основываясь на морфологических признаках, выделил четыре группы водоемов: океаны, окраинные моря, внутренние моря и озера [31]. По характеру рельефа все они, за исключением океанов, подразделены им на котловинные и плоские. Основное внимание Н. М. Страхов уделил сравнительному анализу распределения элементов и накоплению их повышенных концентраций в отложениях этих резко контрастных водоемов и гораздо меньшее — выявлению различий между внутренними и окраинными морями [27]. Не рассмотрен им этот вопрос и при выявлении особенностей Fe—Mn-рудообразования в современных водоемах [28, 30].

В работах отечественных и зарубежных исследователей вопрос об особенностях Fe—Mn-рудообразования в современных, а также древних внутренних и окраинных морях до сих пор по существу не рассматривался. Вместе с тем имеющиеся в литературе данные позволяют утверждать, что процессы накопления осадков и образование руд в этих водоемах существенно различны.

Fe—Mn-КОНКРЕЦИОБРАЗОВАНИЕ ВО ВНУТРЕННИХ МОРЯХ

Формирование конкреционных Fe—Mn-руд в морских внутренних водоемах, как справедливо отмечено многими исследователями, протекает при диагенезе осадков, накапливающихся на их дне. Н. М. Страхов — создатель теории диагенеза неоднократно подчеркивал решающее значение органического вещества в этих процессах. Именно оно контролирует и направляет диагенез, приводя в конечном счете к появлению в осадках новых, ранее не известных минеральных фаз. В результате диагенеза в разрезе осадков формируются две взаимосвязанные зоны, характеризующиеся разными физико-химическими параметрами (рН, Eh, содержание кислорода, HCO_3 , H_2S и др.): нижняя более мощная — восстановительная и верхняя меньшей мощности — окислительная.

Марганец, железо и другие элементы мобилизуются на водосборах и с поверхностными водотоками подаются в бассейны седиментации в виде взвесей и растворов. Попадая в восстановительную зону осадков, взвешенные формы элементов с помощью органического вещества редуцируются, переводятся в водорастворимые соединения и накапливаются в иловых водах. Благодаря постоянному обмену между придонной и иловой водами осадков верхняя часть разреза несколько обедняется рядом подвижных компонентов, среди которых важное место занимают марганец и железо. Наличие двух смежных зон, содержащих разные концентрации рудообразующих элементов, приводит к их диффузионному перетоку в иловых водах в верхнюю часть разреза осадков, где на границе ил — вода и формируются конкреционные Fe—Mn-руды. Такой механизм образования диагенетических руд в озерных и морских водое-

мах, теоретически обоснованный Н. М. Страховым, подтвержден многочисленными работами советских и зарубежных исследователей. Особенно ярко он проявляется в озерах северной гумидной зоны на площади Балтийского щита, где четко выявляется связь между содержанием органического вещества в осадках и интенсивностью диагенетических процессов, приводящих к формированию разнообразных Fe—Mn-руд.

Данные об особенностях рудообразования в озерах, расположенных в разных субклиматических зонах, приведены в табл. 1. В озерах, расположенных на арктических островах и побережье Баренцева моря, суровые климатические условия резко подавляют деятельность биоса. Автохтонное органическое вещество в осадках практически существует. Дно этих водоемов покрыто относительно грубыми кластогенными отложениями. Южнее при появлении органического вещества в осадках в наиболее глубоких частях озер формируются сложнопостроенные Fe—Mn-корки (в нижней части их господствуют гидроокислы железа, а в верхней — гидроокислы марганца), далее с увеличением содержаний $C_{орг}$ в современных отложениях образуются шаровидные руды сначала в сублиторали, а затем в литорали. Происходит смена их состава (от железистых разностей к марганцовистым), увеличивается число и разнообразие аутигенных минералов [39].

Сходная зависимость образования в диагенезе конкреционных Fe—Mn-руд и ряда других аутигенных минералов от количества органического вещества наблюдается также в морских водоемах. С севера на юг (от Баренцева моря к Белому и далее к Балтийскому) по мере увеличения продукции фитопланктона возрастает содержание органического вещества в осадках. Одновременно уменьшается глубина зоны расположения рудных полей среди современных отложений, все более проявляется разнообразие форм рудин. В конкрециях и во вмещающих осадках, в значительной степени, увеличивается число разных по составу аутигенных минералов (карбонаты сложного состава, сульфиды марганца и железа, сульфаты, фосфаты и др.) [38].

Процессы диагенеза и связанное с ними образование Fe—Mn-руд наиболее полно проявляются в Балтийском море, относящемся к водоемам с плоским рельефом дна. Именно поэтому оно было выбрано нами для решения задачи, поставленной в настоящей работе. Другим внутренним водоемом, привлечшим наше внимание, является Черное море, характеризующееся котловинным рельефом дна.

Балтийское море. Мелководное шельфовое Балтийское море связано с Атлантическим океаном. Соленость его изменяется от 10‰ в южной части моря, куда поступает из Северного моря более соленая и поэтому более тяжелая вода, до 3‰ в северной его части (Ботнический залив). Величина B/L близка к 1,45. Глубина Балтийского моря в среднем составляет 45 м. Плоский рельеф дна осложнен рядом поднятий, возвышающихся над уровнем моря (острова Готланд, Эланд, Саарема и др.), и впадинами (Борнхольмская, Ландсортская, Готландская и др.).

Согласно А. И. Блажчишину [4] и другим исследователям, основная масса (около 90%) поступающего материала переносится в растворенном виде и лишь небольшая его часть в форме взвесей. Относительно низкий темп осадконакопления обуславливает малую мощность и локальное распространение современных осадков (табл. 2). Донные плейстоценовые отложения, по мнению многих авторов [3, 6, 7, 11, 12], не содержат каких-либо Fe—Mn-образований, которые связаны с гидрогенными процессами.

Среди современных отложений господствуют пески (табл. 2) при подчиненном развитии алевролитовых и особенно пелитовых осадков. Все они практически не содержат карбонатов и аутигенного кремнезема. По своей природе осадки Балтийского моря — терригенные [2]. Исключения представляют хемогенные образования периодически стагнируемых впадин [48], но их доля в общем осадко- и рудообразовании Балтийского моря весьма незначительна.

Озерные диагенетические Fe—Mn-руды (Балтийский щит)

Зона	Озеро	Максимальная глубина, м	Глубина зоны рудобразования, м	Осадки, вме- щающие руды	Сорг в осадках пелагиали, %	Типы руд	Аутигенные	
							в рудах	
Тундра	На побережье Ба- ренцева моря Нял-Явр	До 13	—	—	0,28	—	—	
Лесо- тундра		34	>5	Илы крем- нистые, сла- боалеврити- стые	2,4	Корковид- ные	Рентгеноаморфные гидроокислы Mn и Fe	
Северная лесная	Кончозеро	19,5	3—7	Алевриты— илы песчани- стые	3,4	В основном шаровидные	Рентгеноаморфные гидроокислы Mn и Fe, редко кальциевый ро- дохрозит	
Лесная	Красное	14	До 5	Пески	7,3	Шаровид- ные	Рентгеноаморфные гидроокислы Mn и Fe, карбонаты Mn (кальци- евый родохрозит, ман- ганокальций), железистый вермикулит, монт- мори ллонит	

На схеме размещения конкреционных Fe—Mn-руд (фиг. 1) видно, что эти образования довольно широко распространены на площади Балтийского моря и его заливов. Они приурочены к бортам поднятий [37], локализуясь в верхних частях окисленных песчано-алевритовых осадков, и, как правило, отсутствуют в богатых органическим веществом восстановленных иловых отложениях [2, 5]. Иловая вода тонкозернистых осадков (особенно черных илов), обогащенных органическим веществом, содержит высокие концентрации марганца, достигающие до 20 мг/л [12].

Такое накопление марганца в иловых водах несомненно обязано процессам диагенеза, протекающим при участии органического вещества, способствующего переводу окисных форм марганца (очевидно, и железа) в водорастворимые, по-видимому, бикарбонатные соединения. Придонная вода в отличие от этого содержит всего 0,02—0,3 мг/л Mn, что в десятки и даже в сотни раз меньше содержания его в иловой воде [33].

Наличие двух по соседству расположенных зон, содержащих резко отличные концентрации элементов, приводит к диффузионному их перетоку из иловой воды в придонную. Последняя содержит кислород, поэтому поступающие из иловой воды к разделу ил — вода рудные компоненты сразу окисляются и осаждаются на дно. В этих условиях решающее значение приобретает латеральная миграция марганца, железа и ряда других элементов на менее глубоководные участки, где накапливаются пески и алевриты, обедненные органическим веществом, и возможно формирование (по-видимому, при участии микроорганизмов) конкреционных Fe—Mn-руд. Скорость их образования составляет 2—3,5 мм за столетие [7], что весьма близко к темпу роста сходных по составу конкреций из других подобных внутренних морских водоемов. Fe—Mn-конкреции и корки океанов образуются значительно медленнее [45, 46].

Данные химических анализов (табл. 3) конкреционных Fe—Mn-руд, отобранных из разных участков Балтийского моря, свидетельствуют о близких значениях содержания в них Mn, Fe, Ni, Cu, Co, сходных по составу с конкреционными рудами других внутренних морей [10]. Для них характерны высокие содержания железа (величина Mn/Fe достигает 0,84), повышенные по сравнению с озерными рудами содержания Ni, Co, Cu (см. табл. 1, 3).

Обращают на себя внимание повышенные количества в конкреционных Fe—Mn-рудах фосфора, тесно коррелирующего с железом. Вероят-

и северная окраина Русской плиты) [38, 39]

минералы		Содержания в Fe—Mn-рудах, %					Содержание, мг/л			
в осадках пелагиали	Fe	Mn	Ni	Cu	Co	в придонной зоне		в иловой воде		
						Fe	Mn	Fe	Mn	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Не образуются или редко образуются линзы гидротроилита	38	0,85	12·10 ⁻⁴	11·10 ⁻⁴	19·10 ⁻⁴	0,7	0,02	3,0	0,4	
Слабо развит гидротроилит	23	6—9	35·10 ⁻⁴	33·10 ⁻⁴	13·10 ⁻⁴	0,8	0,02	14,0	1,2	
Гидротроилит, железистый вермикулит—монтмориллонит керченит, пирит(?)	10	38	10·10 ⁻⁴	6·10 ⁻⁴	5·10 ⁻⁴	1,2	0,02	5,0	8,0	

нее всего, одной из минеральных форм фосфора в них является вивианит. В рудных стяжениях установлены также аутигенные карбонаты марганца [40, 42, 47], а среди осадков — марганцевые и железистые сульфиды, железистый карбонат, близкий по составу к сидериту, сложный железистый фосфат и другие минералы [3, 6, 7], однозначно свидетельствующие об активной роли процессов диагенеза в формировании Fe—Mn-руд Балтийского моря.

Черное море. Это котловинный внутриконтинентальный водоем с плоским дном и крутыми бортами. Величина B/L равна 3,7 (см. табл. 2), т. е. значительно выше, чем в Балтийском море, что свидетельствует о большем поступлении терригенного вещества с суши и, следовательно, о более интенсивном накоплении осадков в годичном цикле.

Соленость воды на поверхности моря равна 18‰, а у дна 22,6‰, что приближает ее к океанской, отличаясь от последней повышенным содержанием в ней карбонатов кальция.

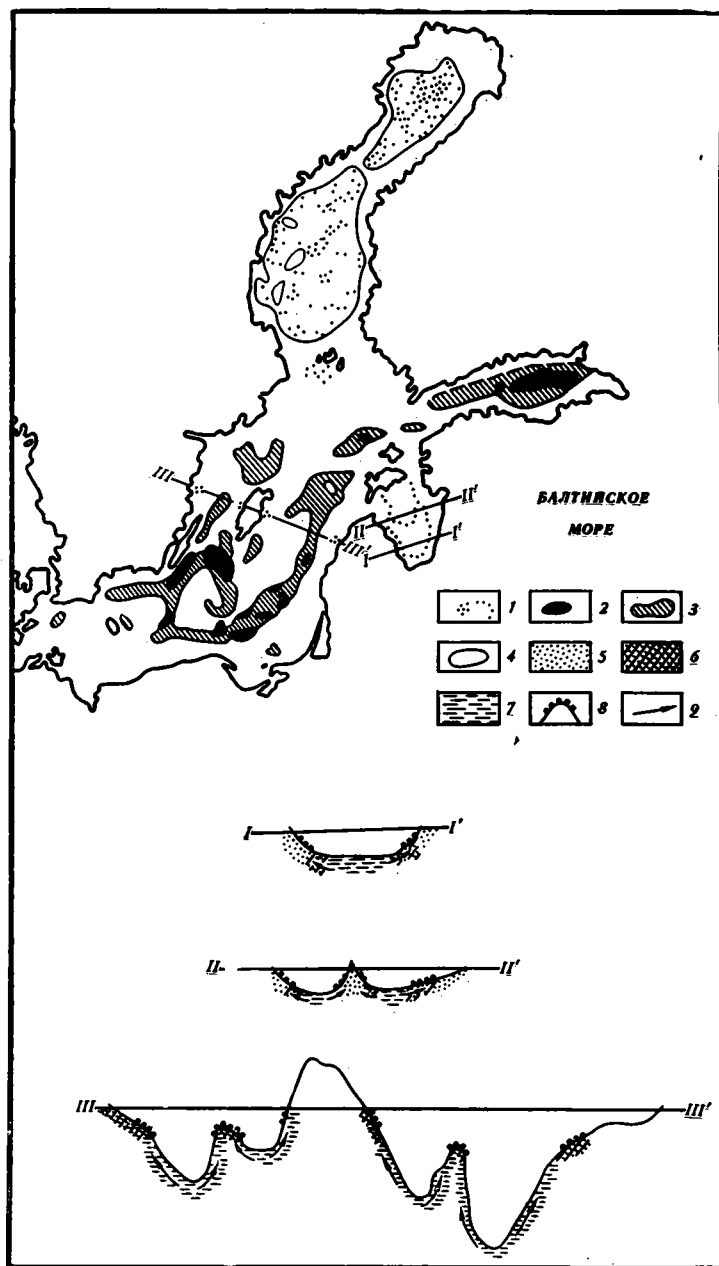
Питание его за счет речной системы неодинаково. С севера медленные, спокойные речные артерии, пересекающие плоскую Русскую платформу, несут, как и водотоки, впадающие в Балтийское море, водорастворимые компоненты, явно господствующие над взвесями. С востока,

Таблица 2

Соотношение основных гранулометрических типов современных осадков во внутренних и окраинных морях (по Н. М. Страхову [29] с добавлениями)

Море	Площадь водо- обора B , км ²	Площадь аквато- ри L , км ²	B/L	Наибольшая глубина, м	Средняя глубина, м	Площадь дна, %			Пески	Алевриты	Алевритистые илы	Пелиты	Площадь выхода на дне моря древ- них отложений, %
						до 200 м (шельф)	200—3000 м (континенталь- ный шельф)	более 3000 м (дно бассейна)					
%													
Балтийское *	580 060	385 000	1,45	465	45	100	—	—	48,6	21	21	21,5	8,9
Черное	1 864 000	500 000	3,7	2200	2000	28,5	71,5	—	13,3	19,5	29,4	37,8	—
Охотское	2 666 000	1 583 000	1,68	3374	860	42,3	48,3	9,4	24,7	21,9	24,3	29,3	—
Японское	347 230	978 000	0,35	3360	1757	10	50	40	7,7	25,3	23,3	44	—

* Площади дна, занятые современными и древними отложениями, рассчитаны по центральной части Балтийского моря.



Фиг. 1. Схема размещения конкреционных Fe—Mn-руд по площади Балтийского моря. Составлена по данным [3, 7, 12, 43, 47 и др.]

1 — станции, где установлены Fe—Mn-конкреции; 2 — зона интенсивного развития конкреций; 3 — зона слабого и умеренного развития конкреций; 4 — поднятия и острова, лишенные Fe—Mn-образований; 5 — пески; 6 — алевритистые илы и алевриты; 7 — илы; 8 — Fe—Mn-конкреционные руды; 9 — направления предполагаемого движения поровых вод. I—I', II—II' — профили через акваторию Рижского залива. III—III' — профиль через акваторию Балтийского моря (составлен А. И. Блажчиным с добавлениями авторов настоящей статьи)

запада и юга Черное море окружают молодые складчатые сооружения, возвышающиеся над уровнем моря до 4500 м, где интенсивно протекают процессы денудации. Многочисленные небольшие мелкие реки с крутопадающими руслами и быстрым течением выносят в море большое количество взвешенного материала. Поскольку общая масса вещества, поступающего с востока, запада и юга, превышает общую массу поступа-

ющего с севера, то взвешенная форма миграции компонентов оказывается решающей для всего водоема в целом [31]. Основную площадь дна занимают тонкозернистые алевроитовые и пелитовые илы (см. табл. 2).

Осадки Черного моря обладают повышенной карбонатностью, которая изменяется от 10 до 90%. При этом, судя по схемам Н. М. Страхова [29, 31], осадки, содержащие CaCO_3 , занимают основную часть дна этого водоема.

Известно, что только верхние 150 м водной толщи Черного моря содержат свободный кислород. В остальной, более чем 2000-метровой толще воды кислород отсутствует, уступая место сероводороду. Соответственно окислительно-восстановительный потенциал водной массы до глубин около 100 м положительный и изменяется от +300 до +400 мВ. Глубже 100—300 м располагается зона непостоянных величин Eh, резко падающих с глубиной до 150 мВ. Нижняя масса воды Черного моря довольно устойчива по значениям Eh (от 100 до 200 мВ).

Взвешенные формы марганца и железа ведут себя неодинаково. Взвеси железа, поступающие с водосборов, в основной массе осаждаются на дно, но проходя через восстановительную зону моря, успевают редуцироваться [29]. Марганец же, согласно В. В. Макневской [16], Б. А. Скопинцеву и Т. П. Поповой [25], растворенный в толще воды примерно от глубины 250 м до дна, составляет около 68—95% валового его содержания. Лишь небольшая часть его оказывается не измененной и представлена взвешенными формами. Вертикальное распределение марганца и железа в сероводородной и кислородсодержащей зонах осадков различное. В первой зоне содержание Fe и Mn довольно равномерное, а во второй устанавливаются два четких раздела: верхний толщиной в несколько сантиметров, представленный окисленными илами, окрашенными в буровато-коричневые и коричневые цвета, и нижний (для которого характерны восстановительные условия), представленный серыми и светло-серыми илами.

Верхние окисленные илы характеризуются повышенными содержаниями марганца и железа. В ряде случаев при благоприятных условиях формируются Fe—Mn-руды. Они отсутствуют в восстановительной зоне, осадки которой обогащены органическим веществом.

Fe—Mn-конкреции в Черном море пока известны в двух пунктах: на шельфе, южнее м. Тарханкут и на румынском побережье [44]. Наиболее детально изучены конкреции в районе Каламитского залива к югу от м. Тарханкут [9] (фиг. 2).

Осадки, подстилающие и включающие руды в районе Каламитского залива, представлены глинистыми, слабо алевроитистыми илами с раковинами *Modiola* и их обломками. Мощность слоя окисленных осадков с конкрециями в верхней части не постоянна по профилю (см. фиг. 2). Вверх по восстанию конкреции переходят в мягкие сгустки, обогащенные железом и марганцем. Толщина окисленного слоя при этом несколько увеличивается. Вниз по уклону дна окисленный слой, содержащий конкреции, постепенно выклинивается и сменяется восстановленными отложениями, богатыми органическим веществом.

Как и в Балтийском море, иловые воды осадков в зоне рудообразования характеризуются более высоким содержанием марганца и других элементов [9], чем придонные и тем более поверхностные воды этих бассейнов.

Согласно И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову [9], железо в окислительном слое присутствует только в трехвалентной форме в виде гидроокиси.

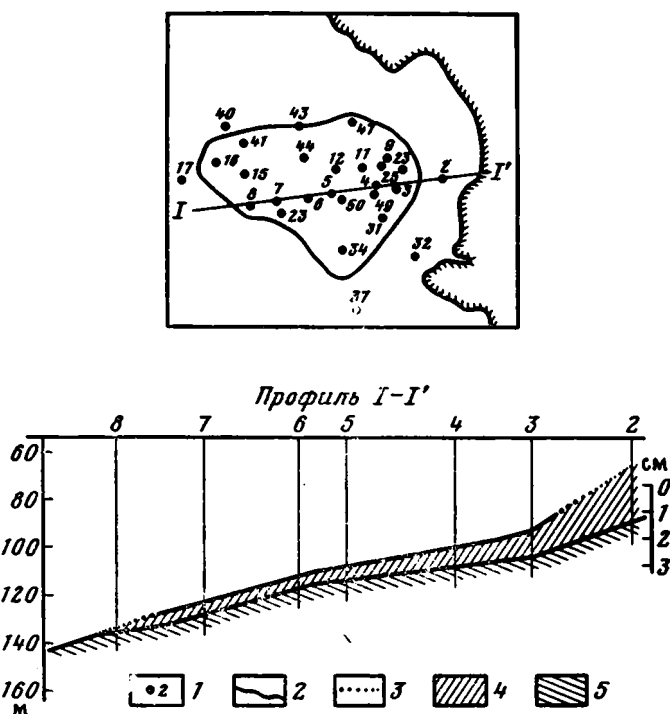
Марганец по данным химических анализов в конкрециях находится в двух формах, о чем свидетельствует явный дефицит активного кислорода по отношению к этому элементу. Н. М. Страхов [33] предположил, что дефицит кислорода по отношению к марганцу связан с гидратированными солями марганцеватистой кислоты (K , MnO , $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Вместе с тем имеются данные, свидетельствующие о наличии в рудах тонкорассеянных карбонатов марганца, образующих небольшие скопления [42].

Тип водоема	Море	Глубина зоны рудообразования, м	Морфологические типы Fe—Мп-руд
Внутренние моря	Балтийское	10—140	Монетные, дробовидные, бобовые, гороховидные, эллипсоидальные, коркообразные, лепешковидные, пластинчатые и др.
	Черное	80—140	Тип обрастания раковины <i>Modiola</i> , лепешковидные, блюдцеобразные
Окраинные моря	Охотское	600—2300	Корковидные образования
	Японское	1300—2500	1. Сросшиеся между собой мелкие конкреции шаровидной формы 2. Тонкие корки на обломках базальтов, диатомитах и песчанниках 3. Жерловые брекчии, проникнутые гидроокислами Мп и Fe

* 10—4%.

Fe—Мп-конкреционные руды Черного моря по данным химических анализов (см. табл. 3) мало отличаются от руд Балтийского моря. Они содержат несколько повышенные количества марганца и отчасти фосфора. Содержания никеля, меди и кобальта в этих образованиях также близки и не превышают обычно сотые доли процента. Сходен и мине-



Фиг. 2. Схема расположения станций и профиль через Каламитское рудное поле [9]
1 — номера станций; 2 — контур рудного поля; 3 — Fe—Мп-стакания; 4 — окисленные осадки; 5 — восстановленные осадки

во внутренних и окраинных морях

Содержание элементов, %						Литератур- ный источник	Типы ассоциирующих отложений
Fe	Mn	P	Ni*	Cu*	Co*		
22,6	8,7	1,08	75	25	50	[12, 33] [6] [6] [6]	Песчано-алевритовые осадки
22,7	10,2	0,72	47	17	64		
18,5	15,7	1,20	35	9	96		
16,5	8,9	0,91	71	42	100		
26,6	6,8	1,10	280	37	83	[9] [44]	Глинистые, слабо алевритистые илы
18,2	14,1	0,84	100	10	30		
Нет данных			1500	2000	150	[18] [18]	Галька и щебень пород среднего и осадочного состава, обломки и глыбы осадочных пород, раковины кремнистых организмов
9,8	15,8	0,1	600	250	260		
0,49	50,32	Нет данных				[14]	Обломки базальтов и дочетвертичных осадочных пород
2,4	36,2—42,2	»				[21, 22]	

ральный состав их рудных компонентов. Это в основной массе рентгено-аморфные, сильногидратированные окислы Fe и Mn.

Н. М. Страхов [33], обобщая имеющиеся в литературе данные о рудных накоплениях в Балтийском и Черном морях, считает их типично диагенетическими образованиями, связанными с вертикальной миграцией марганца, железа и сопровождающих их элементов из восстановительной зоны осадков в окислительную. Конкреционные руды при этом возникают на базе чисто кларковых величин исходных (седиментационных) содержаний рудообразующих Fe и Mn, восстанавливаемых органическим веществом до закисных форм этих элементов и поэтому приобретающих повышенную геохимическую подвижность.

Наряду со сходством путей формирования Fe—Mn-руд в Балтийском и Черном морях, определяющим фактором которого является качество и количество реакционноспособного органического вещества, между ними имеются и различия. Они выражаются в значительно большей распространенности по площади рудных зон, в большем разнообразии морфологических типов руд и, наконец, в значительно более широком наборе аутигенных минералов в рудах и во вмещающих их осадках Балтийского моря по сравнению с котловинным Черным морем.

Fe—Mn-КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ В ОКРАИННЫХ МОРЯХ

Особенности Fe—Mn-конкрециеобразования в окраинных водоемах рассмотрены на примере Охотского и Японского морей, располагающихся в близких широтах соответственно с Балтийским и Черным морями.

Охотское море. Согласно Г. Б. Удинцеву [34], П. Л. Безрукову [1], Н. М. Страхову и И. Л. Нестеровой [32] и другим исследователям, Охотское море по существу является колоссальным заливом Тихого океана и характеризуется многими чертами водоемов океанического типа. Связь с океаном осуществляется в основном через глубокие проливы между Курильскими островами.

Охотское море почти со всех сторон окружено участками суши, в строении которой участвуют породы разного состава и генезиса. Южная часть моря расположена в области, где на обычные процессы седиментогенеза накладывается вулканизм. Величина B/L равна 1,67. Для Охотского моря характерно широкое развитие шельфовой зоны, зани-

мающей чуть меньше половины его дна. Пески и алевроиты занимают большое место в общем осадконакоплении этого окраинного водоема (см. табл. 2).

Климат на водосборах холодный, среднегодовая температура ниже 0°C , влажность небольшая (300—400 мм/год), рельеф гористый и расчлененный. Питание Охотского моря взвешенным и растворенным материалом происходит из генетически разнородных источников. В значительной части (западное, северное и восточное побережья) это осадочные породы. В отличие от этого в полосе от восточного Хоккайдо через Курилы и до юго-западной оконечности Камчатки основная масса поступающего материала связана с вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Рассматривая участие пирокластического материала в осадконакоплении Охотского моря, Н. М. Страхов [29] убедительно доказывает, что поступление его мало отражается на геохимическом фоне отложений. Влияние пирокластики сказывается лишь в узкой полосе распространения песков и крупных алевроитов, вблизи Курило-Камчатской зоны, и ослабевает в области развития иловых отложений.

Небольшая часть материала в форме тонких взвесей и в растворенном виде поступает через проливы с поверхностными и придонными водами из Тихого океана. Как показали исследования П. Л. Безрукова [1], количество органического вещества в осадках открытой части Охотского моря сравнительно мало ($C_{\text{орг}}$ редко выше 2%). Именно поэтому процессы диагенеза в осадках Охотского моря значительно менее интенсивны, чем в осадках Черного и Балтийского морей. На это указывает также незначительное число аутигенных минералов в осадках [20]. Областью с наиболее развитой сульфатредукцией является не открытая часть моря, а заливы и бухты [19]. Вместе с тем процессы редуцирования захватывают и пелагические осадки. Так, красноцветные глины, характерные для пелагиали океанов, уступают место сероцветным. Окислительный режим сохраняется только в весьма тонкой пленке (10—20 см) пелагических илов, представляющей собой эфемерное образование; ее нижние слои редуцируются по мере нарастания верхних. По направлению к прибрежной зоне окислительный слой резко выклинивается [29].

Согласно П. Л. Безрукову [1], за исключением ракушечно-мшанково-галечных осадков мелководья, все мелкозернистые типы современных отложений малокарбонатны (в среднем 0,7—1,5% CaCO_3). Вместе с тем они в значительной степени обогащены аморфным кремнеземом, связанным с обильным развитием диатомовых водорослей [15]. Из приводимых П. Л. Безруковым [1] данных следует, что алевроито-глинистые и глинистые илы содержат аморфный кремнезем в среднем около 30—33%. Эти осадки занимают почти всю центральную часть моря.

Распределение марганца и железа по площади в осадках Охотского моря резко неравномерно [1, 32]. Наиболее высокие содержания железа наблюдаются в районе Курильских островов, где, по В. П. Петелину [20], в тяжелой подфракции (более 80%) осадков установлены наибольшие количества магнетита, красно-бурого непрозрачного вулканического шлака, бурого вулканического стекла. Повышенные концентрации марганца в отличие от этого приурочены к верхней части окисленных кремнисто-глинистых илов, заполняющих центральную часть моря (впадина Дерюгина и Южная котловина).

Таким образом, на площади Охотского моря пока не установлены макроскопически видимые, богатые железом, конкреции, подобно рассмотренным выше внутриконтинентальным морям. Они замещаются здесь микроконкрециями.

Fe—Mn-корки из Охотского моря описаны в работах А. А. Орлова [17, 18]. При драгировании юго-восточного склона Южной котловины с глубин 600—2300 м подняты оруденелые кремнистые губки, галка и щебенка пород основного и среднего состава, обломки и глыбы осадочных пород, покрытые рудными пленками и разнообразными по форме

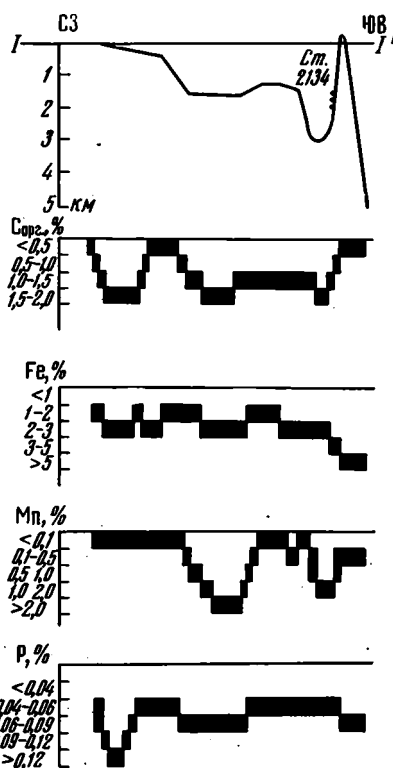
тонкими Fe—Mn-корками (см. табл. 3). Хотя по суммарному содержанию железа и марганца корки эти не уступают диагенетическим стяжениям из Балтийского и Черного морей, соотношения между этими элементами совершенно иные. В корках Охотского моря марганец преобладает над железом, и поэтому марганцевый модуль больше единицы. Весьма понижены в них количества фосфора и, пожалуй, на наш взгляд, самое примечательное — это весьма высокие содержания никеля, кобальта и меди, достигающие до 0,2%, что приближает их к Fe—Mn-образованиям гемипелагической зоны океанов [10].

Сходные конкреции и корки плиоцен-четвертичного возраста подняты при драгировании пород, слагающих вал Зенкевича и его океанический склон. Приводимые Б. И. Васильевым и его соавторами [8] результаты химических анализов макроскопически видимых Fe—Mn-конкреций свидетельствуют о том, что наряду с конкрециями гемипелагической зоны океанов, для которых величина Mn/Fe больше единицы, распространены конкреции, где железо преобладает над марганцем. К сожалению, Б. И. Васильев и его соавторы не приводят данных о концентрациях в корках и конкрециях никеля, меди и кобальта, повышенные содержания которых подчеркивают гидрогенную природу этих образований.

Для подтверждения нашего представления о гидрогенной, а не диагенетической, природе Fe—Mn-корок Охотского моря приводим составленный нами на основании материалов П. Л. Безрукова [1], Н. М. Страхова и И. Л. Нестеровой [32], А. А. Орлова [17] и ряда других исследователей геохимический разрез, пересекающий котловину Охотского моря с северо-северо-запада на юг—юго-восток (фиг. 3). Профиль этот наглядно демонстрирует, что Fe—Mn-корки (ст. 2134), описанные А. А. Орловым [17, 19], располагаются в той части моря, где содержания в осадках органического вещества, марганца и фосфора понижены. Повышенное содержание железа связано с вулканическими породами Курильских островов, и поэтому оно практически здесь не принимает участия в диагенетических процессах.

Японское море также является окраинным водоемом, тесно связанным с Тихим океаном. Водообмен с Тихим океаном осуществляется в основном через Корейский и Сангарский проливы, в меньшей мере через проливы Лаперуза и Невельского. Наибольшая глубина его составляет ~3700 м; основная часть дна характеризуется глубинами, превышающими 2000 м (см. табл. 2). Величина B/L равна 0,35, что весьма приближает этот водоем к океаническому типу. Близок он к последнему и по составу заполняющей его воды. Все это резко отличает Японское море от внутриконтинентальных морских бассейнов.

На его водосборах широко развиты магматические породы; роль осадочных пород в питании незначительна. Основная масса сносимого в море материала поступает, согласно нашим подсчетам, в форме взвесей, лишь в крайней северо-западной части моря в стоке преобладают растворенные вещества. Причем отмечается аномалия в поставке

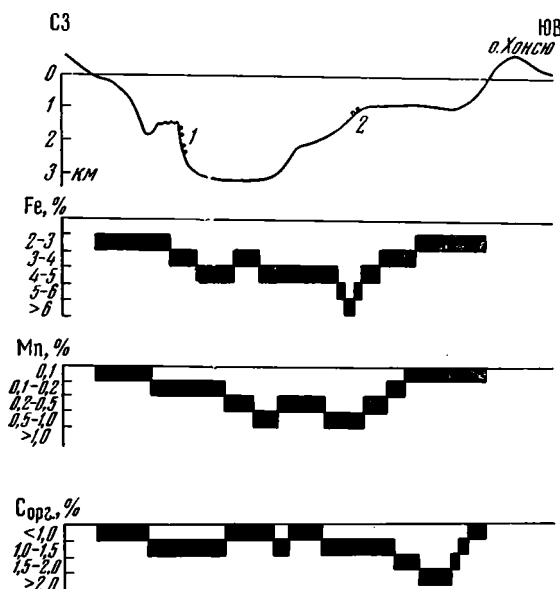


Фиг. 3. Геохимический профиль через акваторию Охотского моря

осадочного материала: около 80% общего количества ежегодно выносимого в море вещества (взвешенного и растворенного) приходится на южные и юго-восточные части моря. Количество пирокластического материала, поступающего в Японское море, по сравнению с Охотским меньше, и, судя по имеющимся данным [14 и др.], современный вулканизм слабо влияет на геохимию осадков этого водоема.

Область наиболее высоких содержаний органического вещества, по А. В. Соловьеву и М. А. Репечки [23, 26], располагается вдоль шельфовой зоны материка, но количество его и здесь в общем невелико, и, как правило, C_{org} не превышает 2%.

М. А. Репечка и Л. М. Грамм-Осипов [13, 14, 23, 24] отмечают, что распределение донных отложений в бассейне контролируется циркум-



Фиг. 4. Геохимический профиль через акваторию Японского моря

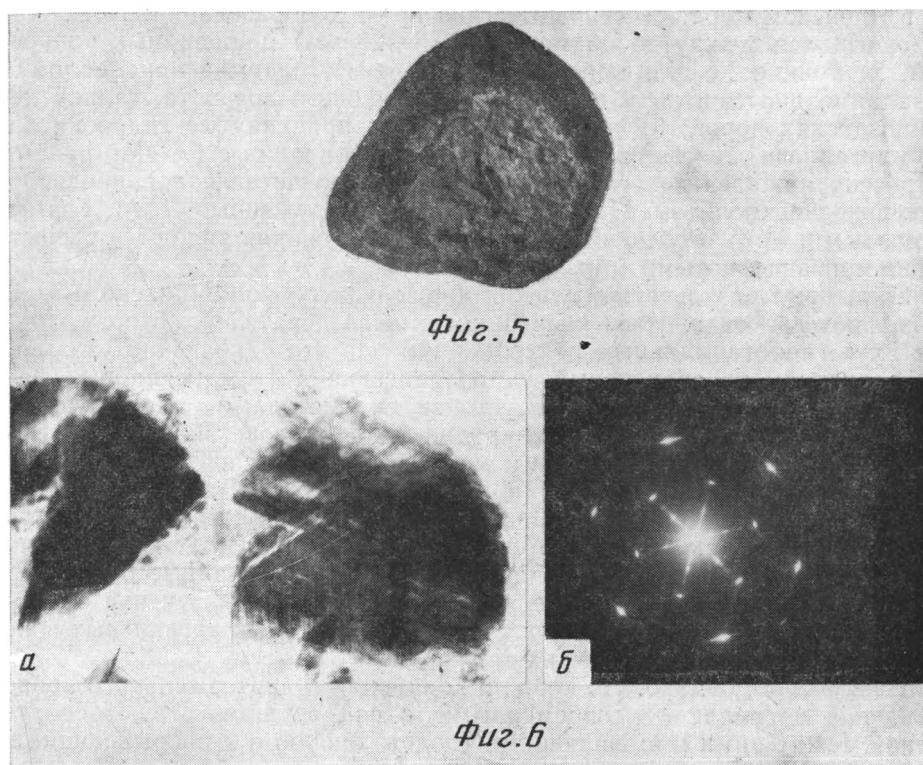
1 — станция, где И. К. Пушиным и др. [21, 22] подняты Fe—Mn-корки и конкреции гидротермального происхождения; 2 — станция, где установлены железистые ободки на гальке и камнях

континентальной, вертикальной и в меньшей степени климатической зональностью. В основной части бассейна, на его больших глубинах накапливаются алеврито-пелитовые терригенные илы, содержащие аморфный кремнезем в среднем 5,5—8,8% и $CaCO_3$ до 2%. Карбонатность в осадках несколько возрастает при увеличении зернистости и в песках, грубых алевритах составляет 8,8%. Таким образом, тонкозернистые осадки Японского моря в отличие от Охотского моря практически бескремнисты и бескарбонатны.

На составленном нами с использованием литературных данных [13, 14, 23, 26] геохимическом профиле (фиг. 4) видно, что здесь, как и в Охотском море, зоны повышенных концентраций железа, марганца и органического вещества в осадках отделены друг от друга. При этом вряд ли можно ожидать среди осадков этого водоема типично диагенетические макроскопически видимые конкреционные руды, как это имеет место в рассмотренных внутриконтинентальных морях. Л. М. Грамм-Осипов и др. [14] отметили наличие микроконкреций в верхней окислительной зоне пелагиали Японского моря, содержащих до 7% марганца.

Окислительная часть глубоководных осадков, располагающаяся над восстановленными, более глубокими горизонтами, является зоной, куда снизу подтягиваются в иловой воде растворимые марганец и железо

[14]. На это указывают соотношения между содержаниями этих элементов в восстановительном и окислительном горизонтах осадков в одних и тех же разрезах. Помимо микроконкреций к диагенетическим образованиям можно отнести существенно железистые образования в виде ободков на камнях и валунах темно-коричневого цвета (фиг. 5), обнаруженные на северном склоне возвышенности Ямато (координаты



Фиг. 5. Железистые ободки на камнях и гальках
Ум. в 2 раза; а — существенно железистый ободок на камне

Фиг. 6. Электронно-микроскопическое изображение пластинок тодорокита
а — тодорокит, увел. 33 000; б — электронограмма с *hko*-рефлексами, характерными для тодорокита

40°04' с. ш., 133°42' в. д., глубина 860—1000 м), где в осадках содержится небольшое количество органического вещества. Пояски эти располагаются на границе осадок — вода. Верхняя часть камней и валунов, обращенная к воде, и нижняя, погруженная в осадок, практически свободны от гидроокислов железа и марганца. Подобные рудные ободки на камнях описаны в работе [41]. Они находятся либо в континентальных и морских водоемах, осадки которых обеднены органическим веществом, либо формируются в крайней части литоральной зоны водоемов, где $C_{орг}$ в осадках очень мало.

Сведения о достаточно широко развитых макроскопически видимых гидротермальных Fe—Mn-корках и конкрециях, поднятых при драгировании со склонов подводных возвышенностей, стали появляться в литературе с 1975 г. С. Л. Грамм-Осипов и М. А. Репечка [13] описали находки корковидных рудных обломков в восточной части Японского моря, содержащих 50,3% Mn и 0,49% Fe. Однако эти авторы, к сожалению, оставили открытыми такие вопросы, как минеральный состав корок, их структурно-текстурные особенности, содержания в них малых элементов. В своей статье они указывают на осадочную природу этих образований, обращаются к диагенетическим процессам, сравнивают с Fe—

Мп-конкрециями Черного моря и вместе с тем делают предположение, что при образовании этих корок в Японском море не исключено влияние вулканизма.

Почти одновременно с ними появились работы И. К. Пушина с соавторами [21, 22], в которых отмечаются находки Fe—Мп-конкреций и корок, поднятых при драгировании склонов возвышенностей Первенца, Тарасова и некоторых других (см. табл. 3). Эти исследователи выделяют в Японском море три основных типа Fe—Мп-образований: 1) агрегаты сросшихся между собой мелких (0,3—20 мм) шаровидных конкреций; 2) тонкие Fe—Мп-корочки (0,1—10 мм), покрывающие обломки базальтов, диатомитов и песчаников неогенового возраста, гальку докайнозойских пород; 3) жерловые брекчии, проникнутые гидроокислами марганца и железа. В ряде случаев в ассоциации с Fe—Мп-рудами встречено ярко-зеленое глинистое вещество, представленное предположительно нонтронитом. По составу эти и обнаруженные Л. М. Грамм-Осиповым и М. А. Репечкой [13] рудные образования являются существенно марганцовистыми (Мп 36,2—42,2%; Fe 2,4%).

Некоторые результаты изучения корок и конкреций Японского моря позволяют присоединиться к мнению тех исследователей, которые относят их к гидротермальным образованиям. На это однозначно указывает в основном тодорокитовый состав слагающих их марганцовых фаз. Тодорокит (фиг. 6) достоверно установлен методами аналитической просвечивающей электронной микродифракции в сочетании с рентгенодифрактометрическим анализом и микроскопией. Он почти не содержит малых элементов (Ni, Cu, Co) и не реагирует на низкотемпературное (110° С) долговременное (2—10 ч) прогревание и другие обработки.

Помимо тодорокита в Fe—Мп-корках ряда подводных возвышенностей комплексом методом устанавливаются тесно связанные с ним бернессит и вернадит. В настоящее время продолжается изучение особенностей химического состава, строения и минералогии марганцевых и железистых минералов, слагающих эти корки.

Несомненно, однако, что корки и конкреции гидротермального происхождения не являются современными, о чем свидетельствуют соотношения между ними и вмещающими (подстилающими и покрывающими) их породами.

Наряду с известными сейчас осадочными диагенетическими марганцовистыми микроконкрециями и существенно железистыми облаками (поясками) на камнях и гальках осадочных и изверженных пород, а также дочетвертичными гидротермальными Fe—Мп-конкрециями и корками, найденными на склонах поднятий в Японском море, можно предполагать также присутствие Fe—Мп-корок гидрогенного происхождения. Вероятнее всего, они, как и в Охотском море, будут приурочены к древним породам, обнажающимся на приподнятых участках дна.

Марганцеворудная фаза этих корок, по-видимому, в основном будет представлена вернадитом (δ -MnO₂), обогащенным никелем, медью и кобальтом по сравнению с диагенетическими и гидротермальными образованиями этого же моря.

Н. М. Страхов [29] на основании сравнительного изучения морфометрии краевых морей, распределения в их осадках макро- и микроэлементов и органического вещества, а также по ряду других показателей приходит к выводу, что Японское и Охотское моря являются по существу аналогами краевой части Тихого океана (I и II зоны Японского профиля).

Скорость осадконакопления в пелагиали краевых морей резко увеличена по сравнению с темпом накопления осадков в пелагиали океанов, что приводит к исчезновению гидрогенных Fe—Мп-конкреций и корок, замене их здесь слабо развитыми диагенетическими микроконкрециями. Добавим также и появление макроскопически ощутимых гидрогенных Fe—Мп-корок (пока установленных только в Охотском море), обогащенных малыми элементами в такой же степени, как и подобные рудные корки из гемипелагической области океанов. По-види-

мому, образование гидрогенных корок на обнажающихся на дне вулканических и осадочных породах в окраинных морях является вполне определенным фактом.

Отметим, что в ряде своих работ Ю. Г. Чугунный с соавторами [35, 36] отметили наличие Fe—Mn-корок на гравийно-обломочном материале в ряде проливов, соединяющих Карибское море с Атлантическим океаном, где благодаря придонным течениям осадки накапливаются только спорадически на отдельных участках среди скал. Содержания валового железа в корках, по Ю. Г. Чугунному и др., колеблются от 13,7 до 17%, а марганца от 18,2 до 19,9%. Радиоуглеродные данные свидетельствуют о том, что скорость нарастания корок составляет около 0,005 мм за 1000 лет, что приближает их к коркам и конкрециям океанов.

Таким образом, изложенный выше материал бесспорно свидетельствует о том, что формирование конкреционных Fe—Mn-руд внутренних и краевых морей протекает не по единому плану. В последних процессы более многообразны. Помимо явно ослабленных типично диагенетических Fe—Mn-образований (микростяжения Mn и железистые ободки на камнях и гальке древних пород) здесь важную роль играют процессы вулканизма, приводящие к появлению гидротермальных корок и стяжений, представленных тодорокитом и в подчиненных количествах бернесситом. В этих же окраинных морях обнаруживаются и гидрогенные Fe—Mn-корки на обломках вулканических осадочных пород, по составу и строению близкие к подобным образованиям гемипелагической зоны океанов.

* * *

И. И. Волков и Л. Е. Штеренберг [10], развивая представления Н. М. Страхова [30] о генезисе современных конкреционных Fe—Mn-руд, предложили их новую типизацию. К осадочным образованиям этими авторами отнесены конкреционные руды озер, морей, гемипелагической зоны океанов (диагенетические) и пелагиали океанов (седиментационно-диагенетические).

На основании изложенного типизация современных Fe—Mn-руд должна быть несколько изменена. К чисто диагенетическим образованиям можно относить только конкреционные руды озер и внутренних морей. Процессы осадочного рудообразования в окраинных морях и в гемипелагической зоне океанов сходны, и их следует отнести к седиментационно-диагенетическим.

Действительно, наиболее активно процессы диагенеза участвуют в формировании конкреционных Fe—Mn-руд в озерах и именно в тех, осадки которых обогащены органическим веществом. При уменьшении содержания органического вещества в осадках континентальных водоемов интенсивность диагенеза явно ослабевает, приводя в конечном счете к накоплению безрудных отложений. Близкая картина наблюдается и во внутренних морях.

Fe—Mn-руды в окраинных морях и гемипелагической зоне океанов образуются под влиянием гидрогенеза и диагенеза; последний здесь проявляется слабее, чем во внутриконтинентальных водоемах (морья, озера). Fe—Mn-конкреции и корки пелагической зоны океанов, хотя по ряду признаков и относятся нами [10] к седиментационно-диагенетическим, однако гидрогенез здесь явно преобладает над диагенезом. Следовательно, в едином ряду современных водоемов от озер к внутренним морям и далее к окраинным морям, гемипелагической зоне океанов и, наконец, к их пелагиали заметно снижается роль диагенеза при формировании Fe—Mn-руд, уступая место гидрогенезу. Отсюда следует вывод о малом значении процессов диагенеза (в таком виде, как их понимал Н. М. Страхов [27, 31]) для образования Fe—Mn-конкреций и корок на глубоководном океанском дне.

1. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. XXXII, с. 15—95.
2. Блажчишин А. И. Основные химические элементы в донных осадках.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 255—287.
3. Блажчишин А. И. Типы донных осадков.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 187—212.
4. Блажчишин А. И. Физико-географический очерк водосборного бассейна.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 117—130.
5. Блажчишин А. И., Емельянов Е. М. Основные черты геохимии Балтийского моря.—В кн.: Геохимические исследования и поиски полезных ископаемых на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 60—156.
6. Варенцов И. М. Геохимические аспекты формирования железомарганцевых руд в современных шельфовых морях.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 150—165.
7. Варенцов И. М., Блажчишин А. И. Железомарганцевые конкреции.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 307—348.
8. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
9. Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диagenезе осадков Черного моря.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 134—182.
10. Волков И. И., Штеренберг Л. Е. Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах.—Литол. и полезн. ископаемые, 1981, № 5, с. 4—26.
11. Гайгалас А. И. Петрографический состав крупнообломочного материала донных осадков.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 213—220.
12. Горшкова Т. И. Донные осадки Балтийского моря и его заливов.—В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 14—21.
13. Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А. Марганцевые корки на дне Японского моря.—Океанология, 1975, т. 15, № 4, с. 672—674.
14. Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И. и др. К геохимии осадков Японского моря.—В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 91—114.
15. Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. XXI, с. 164—220.
16. Мокиевская В. В. Марганец в воде Черного моря.—Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6, с. 1445—1447.
17. Орлов А. А. О геохимии железомарганцевых образований Охотского моря.—В кн.: Геология морей и океанов (тез. докл. 5-й Всесоюз. школы морской геологии, т. 3). М.: Наука, 1982, с. 148—149.
18. Орлов А. А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря.—В кн.: Геологическое строение охотоморского региона. Владивосток, 1982, с. 101—106.
19. Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 22, с. 139—157.
20. Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций Охотского моря.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 22, с. 77—138.
21. Пуцин И. К., Аннин В. К., Берсенева Ю. И. и др. Новые данные о геологическом строении дна северо-западной части Японского моря (по материалам 21-го рейса НИС «Первенец»).—В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 3—12.
22. Пуцин И. К., Берсенева Ю. И., Берсенева Ю. И. и др. О находке Fe—Mn-конкреций в северо-западной части Японского моря.—Тр. Тихоокеанск. океанол. ин-та, 1975, т. 7, с. 94—95.
23. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря.—В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 66—90.
24. Репечка М. А., Грамм-Осипов Л. М. Гранулометрический и химический состав донных отложений различных фацональных обстановок (на примере Японского моря).—Тр. Тихоокеанск. океанол. ин-та, 1975, т. 7, с. 101—107.
25. Скопинцев Б. А., Попова Т. П. О накоплении в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.—Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 97, с. 165—181.
26. Соловьев А. В. Характерные черты процесса осадконакопления в Японском море.—Сов. геология, 1960, № 9, с. 103—112.
27. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 575 с.
28. Страхов Н. М. Локализация рудных накоплений Fe—Mn-стужений в Тихом океане и ее генетический смысл.—Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 5, с. 3—17.
29. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза.—Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 292. 299 с.
30. Страхов Н. М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах.—Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 1, с. 3—19.
31. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
32. Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1967, с. 438—483.

33. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.—Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 185 с. 455.
34. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Геологические исследования в Дальневосточных морях.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. XXII, с. 3—76.
35. Чугунный Ю. Г., Иваник М. М. О геологическом исследовании в Карибском море по программе «Сикар» на НИС «Академик Вернадский» — Геологический журн., 1972, т. 32, вып. 3, с. 115—126.
36. Чугунный Ю. Г. Железомарганцевые конкреции Карибского моря и некоторые вопросы их образования.— Геологический журн., 1982, т. 42, № 2, с. 78—82.
37. Штеренберг Л. Е. О некоторых сторонах формирования железомарганцевых конкреций Рижского залива.—Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2, с. 457—460.
38. Штеренберг Л. Е. Осадконакопление и диагенез в озерах северной гумидной зоны (на примере европейской части СССР): Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геолого-минерал. наук, М., 1979. 41 с.
39. Штеренберг Л. Е. Основные черты осадконакопления и диагенеза в озерах северной гумидной зоны.—Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 350, с. 167—185.
40. Штеренберг Л. Е., Горшкова Т. И., Нактинас Е. М. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Рижского залива.—Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 4, с. 63—69.
41. Штеренберг Л. Е., Дубинина Г. А., Степанова К. А. Образование Fe—Mn-конкреций-стяжений уплощенной формы.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.
42. Штеренберг Л. Е., Жигальцова З. Н., Калашникова Н. А. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Черного моря.—Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 911—914.
43. Boström, K., Wiborg L., Ingri J. Geochemistry and origin of ferromanganese concretions in Gulf of Bothnia.—Marine Geol., 1982, v. 50, № 1/2, p. 1—24.
44. Georgescu I. I., Lupan S. Contribution to the study of the ferromanganese concretions from the Black Sea.—Rev. Roumaine Geol., Geophys. et Geograph. Ser. Geol., 1971, t. 15, № 2, p. 157—163.
45. Ku T. L., Brierley W. S. Radiochemical studies on manganese nodules of deep-sea origin.—Deep-Sea Res., 1969, v. 16, № 6, p. 625—637.
46. Ku T. L., Glasby G. P. Radiometric evidence for rapid growth rate of shallow-water, continental margin manganese nodules.—Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, № 1, p. 699—703.
47. Manheim F. T. A Geochemical profile in the Baltic Sea.—Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 1, p. 52—70.
48. Suess E. Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter.—Geochim. et cosmochim. acta, 1979, v. 43, № 3, p. 339—352.

ГИН АН СССР
Москва,

Поступила в редакцию
4.V.1983

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР
Владивосток

УДК 551.352(265/266)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ ПОДВОДНЫХ ГОР
ТИХОГО ОКЕАНАСВАЛЬНОВ В. Н., УШАКОВА М. Г., ЧЕХОВСКАЯ М. П.,
КУЗЬМИЧЕВА Е. И., РУДАКОВА А. Н.

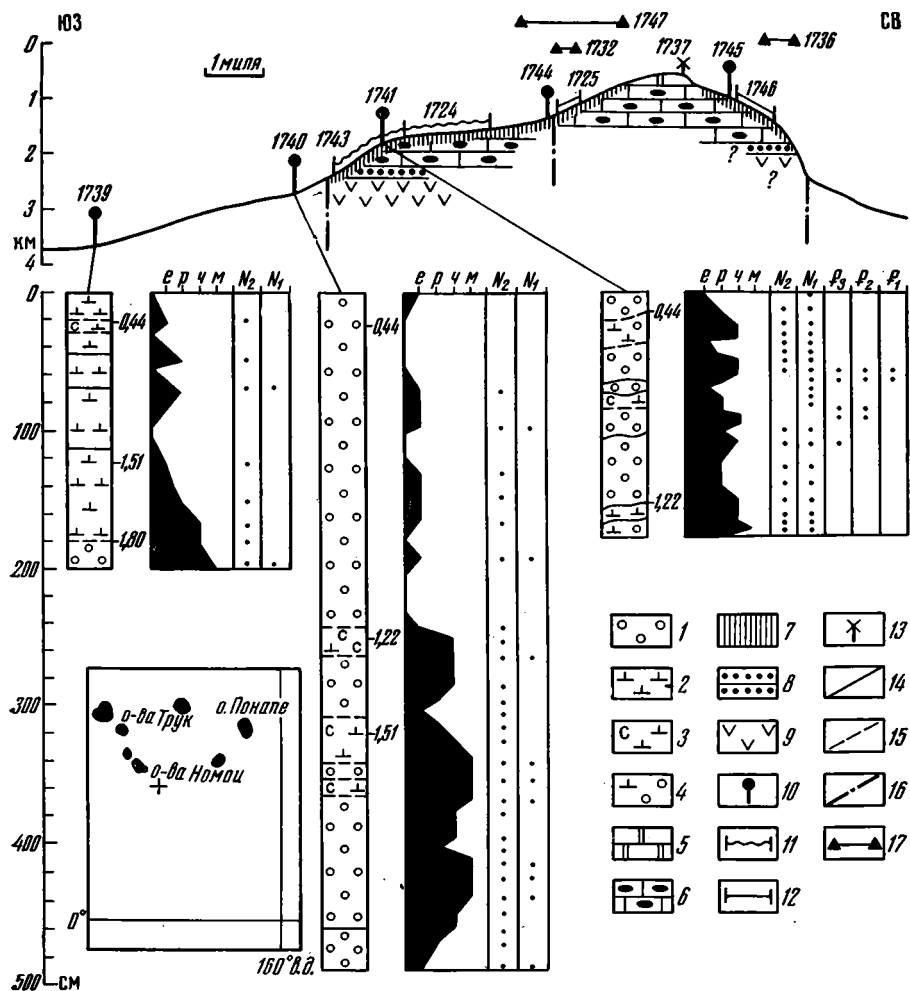
Комплексное изучение образцов, полученных в 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», показало, что формирование осадочной толщи на двух подводных горах Тихого океана началось в раннем мелу. Прослеживается смена мелководных условий седиментации глубоководными, сопровождавшаяся воздействием на осадки придонных течений. Этапы фосфатизации карбонатных пород приурочены к эоцену, позднему миоцену и, возможно, к мелу.

Вулканические подводные горы, перекрытые осадочным чехлом, подверглись за последние 10—15 лет довольно интенсивным геологическим и геофизическим исследованиям, включая глубоководное бурение. Однако многое в геологическом строении и процессах формирования этих интересных объектов остается неясным. В частности, слабо изучены фациальные условия осадконакопления на ранних мелководных стадиях развития гор, время и причины фосфоритообразования, проявления позднейших вертикальных тектонических движений и т. п.

В 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [3] нам удалось собрать интересные материалы по геологии двух подводных гор Тихого океана. При этом впервые в отечественной практике был использован обитаемый аппарат «Пайсис», позволяющий вести визуальные наблюдения и целенаправленный отбор образцов на глубинах до 2 км, что открывает принципиально новые возможности исследования океанского дна. Одна из гор расположена в северной части вала Капингамаранги (фиг. 1), другая (ст. 1722) — к юго-востоку от атолла Уэйк (17°59' с. ш., 173°35' в. д.). Несмотря на значительную пространственную разобщенность, эти горы объединяют сходные черты геологического строения и развития.

Подводная гора на валу Капингамаранги имеет две четко выраженные вершины. На глубинах 610—1000 м гора вытянута в меридиональном направлении, на больших глубинах форма ее постепенно становится изометричной. В пределах горы было проведено два траления и два драгирования, на пяти станциях собраны пробы прямоточными трубками, одна из вершин (глубины 610—750 м) обследована при погружении обитаемого подводного аппарата «Пайсис-7», выполнено три фоторазреза на глубинах 800—2170 м. На фиг. 1 приведены некоторые результаты комплексных исследований, включая состав пород и осадков, их возраст, стратиграфическую приуроченность, а также встречаемость перетолженных кокколитов. Последняя оценивалась качественно (е — единично, р — редко, ч — часто, м — в массе).

Судя по подводным фотографиям (139 кадров из коллекции П. Н. Фоминых), видеоманитофонным записям и визуальным наблюдениям на «Пайсисе», вершина горы на глубинах 610—800 м практически лишена рыхлого осадочного покрова. Только в небольших западинах встречаются фораминиферовые осадки с асимметричными знаками ряби, отражающими деятельность однонаправленных придонных течений. Обычно это слабоизогнутые валики высотой 2—5 см, вытянутые вдоль изобат. Длина валиков колеблется от десятков сантиметров до первых метров и контролируется параметрами микрорельефа. Как пра-



Фиг. 1. Литологическая и стратиграфическая характеристика осадочной толщи
 1 — фораминиферовый осадок, обогащенный кокколитами; 2 — кокколитовый ил, обогащенный фораминиферами; 3 — фораминиферо-кокколитовый ил; 4 — кокколитово-фораминиферовый осадок; 5 — кокколитовые, фораминиферовые и микарбовые известняки; 6 — кораллово-водорослевые и органогенно-обломочные известняки; 7 — рудные корки и глыбовые конкреции; 8 — известняк, обогащенный вулканокластическим материалом; 9 — базальт; 10—13 — орудия сбора (10 — прямоточная трубка, 11 — драга; 12 — трал, 13 — «Пайсис»); 14—15 — границы раздела (14 — резкие, 15 — постепенные); 16 — предполагаемые крупные разрывные нарушения; 17 — фоторазрез. Цифры у колонок (справа) — возраст границ наннопланктонных зон, млн. лет. На врезке крестом показано местоположение горы

вило, в ложбинах между валиками наблюдается грубообломочный (песчистый) материал.

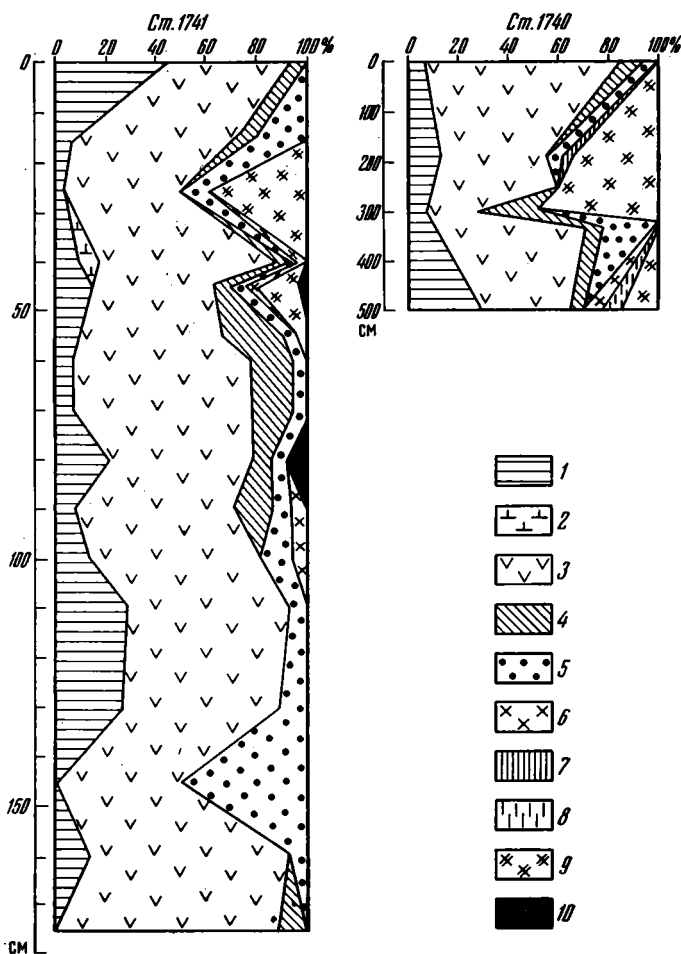
На верхней части склона (глубины 800—1500 м) более половины площади дна занято коренными выходами известняков. На поверхности развитых здесь фораминиферовых осадков с примесью кокколитов видны многочисленные знаки ряби, подобные описанным выше.

Глубже 1500 м большая часть дна покрыта фораминиферовыми, кокколитовыми и фораминиферо-кокколитовыми известковыми осадками со следами роющих организмов. На поверхности осадков иногда видны невысокие валики треугольного сечения, ориентированные поперек изобат. Протяженность их колеблется в пределах 25—50 см. Формирование валиков обусловлено, вероятно, деятельностью струй и узких потоков. Редкие обнажения коренных пород зафиксированы в интервале глубин 1700—2400 м. Поверхность известняков, залегающих глубже 800 м, сплошь покрыта железомарганцевыми корками мощностью 2—7 см, на

Химический состав осадков и пород, %

Номер станции	Образец *	Глубина, м	Осадок или порода	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaCO ₃	C _{орг}	CaO _{карб}	MgO _{карб}
1739	0—5 165—170	3570	Кокколитовый То же	1,43 1,40	Следы »	0,07 0,07	89,80 87,50	2,03 0,81	— —	— —
1740	0—5 245—250 470—475	2735	Фораминиферовый Фораминиферо-кокколитовый Фораминиферовый	0,96 1,27 0,80	» » »	0,03 0,03 0,04	88,00 94,00 85,10	2,09 0,34 0,17	— — —	— — —
1741	0—5 125—130 170—175	1860	» » Кокколитово-фораминиферовый	0,83 0,77 0,78	» » »	0,02 0,03 0,03	90,85 91,25 96,65	0,38 0,16 1,53	— — —	— — —
<i>Известняк</i>										
1725	1 3 4 7	1235—1380	Детритовый Фораминиферовый, фосфатизированный Детритовый фосфатизированный Кокколитово-фораминиферовый фосфатизированный	5,58 5,15 2,95 4,95	0,03 1,20 0,09 0,90	0,28 1,40 0,51 1,80	73,26 14,85 62,00 25,62	0,70 — 0,30 —	47,48 — 38,24 —	0,70 — 0,54 —
1737	1 36	750 610	Кораллово-водорослевый Кокколитово-фораминиферовый фосфатизированный	0,40 1,12	Следы 0,03	0,03 0,05	95,90 32,60	0,36 0,68	52,82 16,68	1,74 0,21
1743	1/1 5	1735—2430	Детритовый Детритовый, фосфатизированный	0,56 2,39	Следы 0,11	0,04 0,62	98,55 59,60	0,48 0,18	53,94 34,16	0,74 0,30
1746	1	960—1350	Кораллово-водорослевый фосфатизированный	1,12	Следы	0,09	41,85	0,45	22,14	0,50
1722	2 5 6 7 18 19	1365—1720	Детритовый Кокколитово-фораминиферовый фосфатизированный Детритовый фосфатизированный Детритовый Кокколитово-фораминиферовый фосфатизированный Микарбовый брекчиевидный	0,31 1,40 3,00 0,48 4,00 0,80	» 0,60 0,60 0,05 0,60 Следы	Следы 0,70 2,10 Следы 2,50 0,11	91,85 19,72 26,10 95,75 15,88 84,40	0,83 — — 0,62 — 0,35	53,48 — — 55,00 — 48,26	1,05 — — 0,60 — 0,58

* Образцы проанализированы Т. Н. Забортыск, Т. В. Потихошкиной (ГИГХС); для станций 1739—1741 приведены интервалы опробования, для станций 1722—1747 — номера образцов.



Фиг. 2. Распределение тяжелых прозрачных минералов во фракции 0,1—0,05 мм
1 — обыкновенная роговая обманка; 2 — тремолит-актинолит; 3 — моноклинные пироксены; 4 — ромбические пироксены; 5 — эпидот; 6 — хлорит; 7 — корунд; 8 — циркон; 9 — барит; 10 — дистен

меньших глубинах лишь местами обнаружены рудные пленки, чаще же встречается охристый налет гидроокислов железа.

Поднятые со склонов горы колонки представлены белыми, палевыми и желтовато-белыми карбонатными осадками, состоящими из планктонных фораминифер и кокколлитов в разных количественных соотношениях (см. фиг. 1). Так, на ст. 1739 (глубина 3570 м) колонка длиной 200 см сложена кокколлитовыми илами, обогащенными фораминиферами (в поле зрения шлифов 70—90% кокколлитов и 10—30% фораминифер). В верхней части разреза они включают горизонт (20—25 см) фораминиферо-кокколлитовых илов (50—70% кокколлитов, 30—50% фораминифер), в нижней (180—200 см) — фораминиферовых осадков, обогащенных (10—30%) кокколлитами (кокколлитсодержащих). По изменению цвета выделено несколько резких границ раздела.

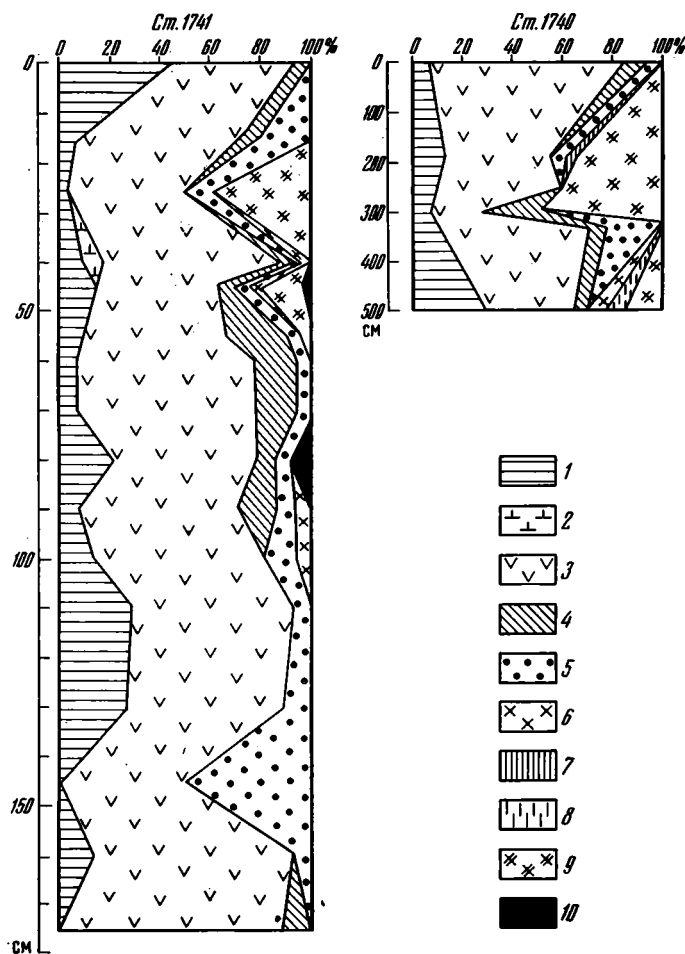
В колонке ст. 1740 (глубина 2735 м, мощность вскрытого разреза 490 см) преобладают фораминиферные осадки, обогащенные кокколлитами и включающие три горизонта (240—261, 305—340, 350—362 см) фораминиферо-кокколлитовых илов. Глубже 462 см наблюдается довольно резкое уплотнение осадков, а также изменение желтовато-белого цвета на палевый.

На ст. 1741 (глубина 1860 см) поднята колонка длиной 175 см. Разрез характеризуется резкими неровными границами раздела, отражаю-

Химический состав осадков и пород, %

Номер станции	Образец *	Глубина, м	Осадок или порода	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaCO ₃	C _{орг}	CaO _{карб}	MgO _{карб}
1739	0—5	3570	Кокколитовый	1,43	Следы	0,07	89,80	2,03	—	—
	165—170		То же	1,40		0,07	87,50	0,81	—	—
1740	0—5	2735	Фораминиферовый	0,96	»	0,03	88,00	2,09	—	—
	245—250		Фораминиферо-кокколитовый	1,27	»	0,03	94,00	0,34	—	—
	470—475		Фораминиферовый	0,80	»	0,04	85,10	0,17	—	—
1741	0—5	1860	»	0,83	»	0,02	90,85	0,38	—	—
	125—130		»	0,77	»	0,03	91,25	0,16	—	—
	170—175		Кокколито-фораминиферовый	0,78	»	0,03	96,65	1,53	—	—
				Известняк						
1725	1	1235—1380	Детритовый	5,58	0,03	0,28	73,26	0,70	47,48	0,70
	3		Фораминиферовый, фосфатизированный	5,15	1,20	1,40	14,85	—	—	—
	4		Детритовый фосфатизированный	2,95	0,09	0,51	62,00	0,30	38,24	0,54
	7		Кокколито-фораминиферовый фосфатизированный	4,95	0,90	1,80	25,62	—	—	—
1737	1	750	Кораллово-водорослевый	0,40	Следы	0,03	95,90	0,36	52,82	1,74
	36	610	Кокколито-фораминиферовый фосфатизированный	1,12	0,03	0,05	32,60	0,68	16,68	0,21
1743	1/1	1735—2430	Детритовый	0,56	Следы	0,04	98,55	0,48	53,94	0,74
	5		Детритовый, фосфатизированный	2,39	0,11	0,62	59,60	0,18	34,16	0,30
1746	1	960—1350	Кораллово-водорослевый фосфатизированный	1,12	Следы	0,09	41,85	0,45	22,14	0,50
1722	2	1365—1720	Детритовый	0,31	»	Следы	91,85	0,83	53,48	1,05
	5		Кокколито-фораминиферовый фосфатизированный	1,40	0,60	0,70	19,72	—	—	—
	6		Детритовый фосфатизированный	3,00	0,60	2,10	26,10	—	—	—
	7		Детритовый	0,48	0,05	Следы	95,75	0,62	55,00	0,60
	18		Кокколито-фораминиферовый фосфатизированный	4,00	0,60	2,50	15,88	—	—	—
	19		Микарбовый брекчиевидный	0,80	Следы	0,11	84,40	0,35	48,26	0,58

* Образцы проанализированы Т. Н. Забортиск, Т. В. Потихошкиной (ГИГХС); для станций 1739—1741 приведены интервалы опробования, для станций 1722—1747 — номера образцов.



Фиг. 2. Распределение тяжелых прозрачных минералов во фракции 0,1—0,05 мм
1 — обыкновенная роговая обманка; 2 — тремолит-актинолит; 3 — моноклинные пироксены; 4 — ромбические пироксены; 5 — эпидот; 6 — хлорит; 7 — корунд; 8 — циркон; 9 — барит; 10 — дистен

меньших глубинах лишь местами обнаружены рудные пленки, чаще же встречается охристый налет гидроокислов железа.

Поднятые со склонов горы колонки представлены белыми, палевыми и желтовато-белыми карбонатными осадками, состоящими из планктонных фораминифер и кокколитов в разных количественных соотношениях (см. фиг. 1). Так, на ст. 1739 (глубина 3570 м) колонка длиной 200 см сложена кокколитовыми илами, обогащенными фораминиферами (в поле зрения шлифов 70—90% кокколитов и 10—30% фораминифер). В верхней части разреза они включают горизонт (20—25 см) фораминиферо-кокколитовых илов (50—70% кокколитов, 30—50% фораминифер), в нижней (180—200 см) — фораминиферовых осадков, обогащенных (10—30%) кокколитами (кокколитсодержащих). По изменению цвета выделено несколько резких границ раздела.

В колонке ст. 1740 (глубина 2735 м, мощность вскрытого разреза 490 см) преобладают фораминиферовые осадки, обогащенные кокколитами и включающие три горизонта (240—261, 305—340, 350—362 см) фораминиферо-кокколитовых илов. Глубже 462 см наблюдается довольно резкое уплотнение осадков, а также изменение желтовато-белого цвета на палевый.

На ст. 1741 (глубина 1860 см) поднята колонка длиной 175 см. Разрез характеризуется резкими неровными границами раздела, отражаю-

щими изменение состава отложений: наблюдается многократное переотложение фораминиферовых, обогащенных кокколитами, фораминиферово-кокколитовых и кокколито-фораминиферовых осадков. В горизонтах 45—47 и 65—66 см встречены переотложенные комки (размер 0,5—2,0 см) уплотненного фораминиферово-кокколитового ила. Фрагменты разреза фораминиферовых осадков (10 см) вскрыты на ст. 1744 (глубина 1410 м).

Приведенное описание колонок свидетельствует о том, что вверх по склону существенно кокколитовые осадки постепенно сменяются фораминиферовыми, т. е. наблюдается закономерное погрубение биогенного материала (см. фиг. 1). Все изученные осадки характеризуются высоким (>85%) содержанием CaCO_3 (табл. 1) и незначительной примесью железа, марганца, титана. Содержание органического вещества в целом низкое, но на станциях 1739 и 1740 осадки поверхностного слоя (0—5 см) резко обогащены $\text{C}_{\text{орг}}$ (2%). Несколько повышено содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в основании колонки ст. 1741.

Данные о составе крупноалевритовой фракции осадков изученных колонок приведены на фиг. 2. Среди тяжелых минералов (после пересчета на прозрачные компоненты) резко преобладают моноклинные пироксены, по всему разрезу распространена обыкновенная роговая обманка, нередко эпидот, ромбические пироксены, эпизодически встречаются тремолит-актинолит, хлорит, корунд, циркон, дистен, характерно наличие аутигенного барита. Легкие минералы представлены главным образом бесцветным кислым вулканическим стеклом, обнаружены редкие зерна кварца, кислых плагиоклазов, цеолитов, палагонита. Выявлены значительные содержания непрозрачных компонентов (в процентах от суммы тяжелой фракции): черных рудных до 15, гидроокислов железа до 67, пирита до 17. Последний в основном приурочен к верхним 100 см колонки ст. 1741. Большинство из перечисленных минералов имеет терригенное происхождение и не отражает однозначно состав базальтового цоколя подводной горы. Учитывая ничтожную долю (обычно следы) абиогенных компонентов в крупноалевритовой фракции осадков, можно предположить, что выходы базальтов на склонах крайне редки (это подтверждается фотографиями дна). Образованные при их разрушении ареалы эдафогенных минералов, по-видимому, слишком локальны, а детальность выполненных работ оказалась недостаточной для оконтуривания таких ареалов, т. е. эдафогенный материал на подводных горах, подобных изученной, не играет существенной роли в формировании минерального состава рыхлого покрова.

В описанных колонках выявлены четвертичные плиоценовые комплексы кокколитов. Несмотря на значительное переотложение нанопланктона, разрезы удалось расчленить [5, 6, 9] на следующие нанопланктонные зоны: плиоцен — *Discoaster surculus* (2,4—3,5 млн. лет), *Discoaster pentoradiatus* (2,3—2,4 млн. лет), *Discoaster brouweri* (1,8—2,3 млн. лет); плейстоцен — *Cyclococcolithus macintyreii* (1,51—1,80 млн. лет), *Helicopontosphaera sellii* (1,22—1,51 млн. лет), «мелких» *Gephyrocapsa* и *Pseudoemiliania lacunosa* (0,44—1,22 млн. лет), *Gephyrocapsa oceanica* (0,27—0,44 млн. лет).

Наиболее древние (среднеплиоценовые) осадки частично вскрыты на ст. 1744, хотя нет полной уверенности, что они не переотложенные. Обедненный комплекс кокколитов включает *Discoaster brouweri* Tan Sin Hok, *D. surculus* Martini, Bramlette, *D. challengerii* Bramlette, Riedel. Осадки зоны *Discoaster brouweri* обнаружены в самой нижней части колонки 1739, а на ст. 1740 и 1741 вскрыты только плейстоценовые осадки.

Все разрезы не содержат голоценовых осадков и характеризуются наличием переотложенных кокколитов (см. фиг. 1), включающих палеогеновые и неогеновые виды (преобладают неогеновые). Наиболее ярко переотложение проявилось в начале плейстоцена. При этом вверх по склону увеличивается число и видовое разнообразие древних форм (табл. 2), встречаются перемещенные комки уплотненных палеогеновых осадков,

Видовой состав переотложенного нанопланктона

Возраст	Вид	Номер станции		
		1739	1740	1741
Плиоцен	<i>Ceratolithus acutus</i> Bukry	+	+	
	<i>C. rugosus</i> Bukry, Bramlette	+	+	
	<i>Discoaster asymmetricus</i> Gartner	+	+	+
	<i>D. brouweri</i> Tan Sin Hok	+	+	+
	<i>D. exilis</i> Martini, Bramlette	+		+
	<i>D. intercalaris</i> Bukry	+		+
	<i>D. pentoradiatus</i> Tan Sin Hok	+		+
	<i>D. surculus</i> Martini, Bramlette		+	+
	<i>Reticulofenestra pseudoembilica</i> Gartner		+	
Миоцен	<i>Ceratolithus tricorniculatus</i> Gartner		+	
	<i>Discoaster berggrenii</i> Bukry			+
	<i>D. challengerii</i> Bramlette, Riedel	+	+	+
	<i>D. deflandrei</i> Bramlette, Riedel	+	+	+
	<i>D. dilatus</i> Hay			+
	<i>D. hamatus</i> Martini, Bramlette			+
	<i>D. neohamatus</i> Bukry, Bramlette		+	+
	<i>D. quinqueringus</i> Gartner			+
	<i>D. stellulus</i> Gartner			+
	<i>D. tarorus</i> Kampfner		+	
	<i>Scyphosphaera conica</i> Kampfner			+
	<i>Sc. pulcherina</i> Deflandre			+
Олигоцен	<i>Discoaster adamanteus</i> Bramlette, Wilcoxon			+
	<i>D. aster</i> Bramlette, Riedel			+
	<i>D. variabilis</i> Martini, Bramlette			+
	<i>D. woodringii</i> Bramlette, Riedel			+
	<i>Helicopontosphaera wilcoxonii</i> Gartner			+
Эоцен	<i>Chiasmolithus grandis</i> Bramlette, Riedel			+
	<i>Ch. gigas</i> (Bramlette, Sullivan) Radomski			+
	<i>Coccolithus eopelagicus</i> (Bramlette, Riedel) Bramlette, Sullivan			+
	<i>Discoaster lodoensis</i> Bramlette, Riedel			+
	<i>D. sublodoensis</i> , Bramlette, Sullivan			+
	<i>Reticulophenestra umbilica</i> (Levin) Martini, Ritzkowski			+
Палеоцен	<i>Discoaster barbadiensis</i> Tan Sin Hok			+

Таблица 3

Средние скорости седиментации в плейстоцене

Номер станции	Глубина, м	Временной интервал, млн. лет					
		0—0,44	0,44—1,22	1,22—1,51	0—1,22	0—1,51	1,51—1,80
		скорость седиментации, мм/1000 лет					
1739	3570	0,46	0,95	—	—	0,81	1,09
1740	2735	0,50	2,85	2,62	2,00	2,12	>2,80
1741	1860	0,39	1,64	—	1,19	—	—

что свидетельствует о нахождении источников сноса вблизи ст. 1741 и на меньших глубинах.

Средние скорости накопления плейстоценовых осадков колеблются в пределах 1,1—2,8 мм/1000 лет (табл. 3). На вершине и склонах горы преобладали размыв и переотложение осадочного материала, что приве-

лю к формированию относительно мощного рыхлого чехла только в западинах склонов (ст. 1740). Наиболее тонкие частицы выносились к подножию склонов, но не оказывали существенного влияния на темпы седиментации здесь. Интенсивное переотложение происходило в раннем и среднем плейстоцене, когда скорость осадконакопления заметно возрасла повсеместно, однако сохранялась отмеченная выше зависимость ее величины от форм рельефа.

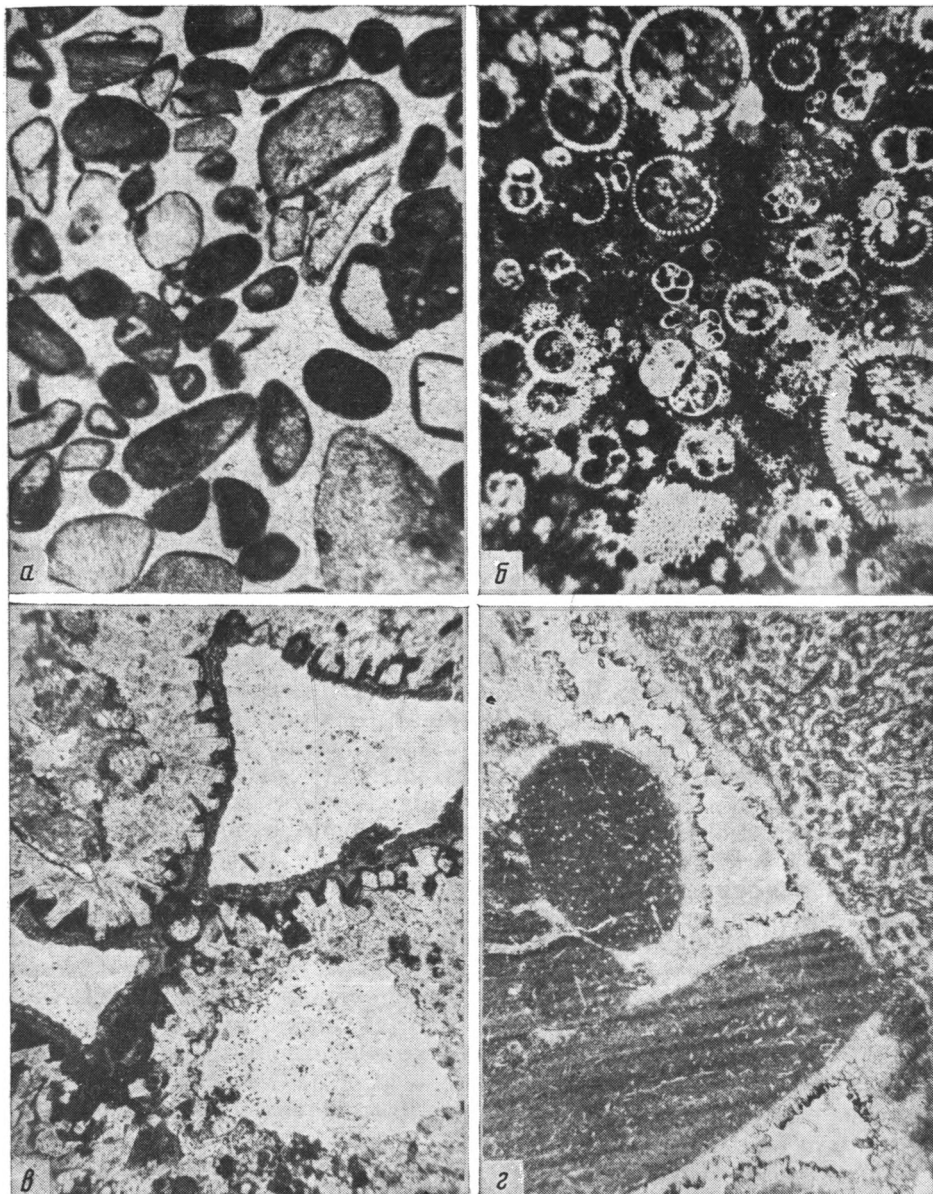
На участках, лишенных покрова рыхлых осадков, обнажаются известняки, вулканогенно-осадочные и вулканические породы. Характеристика их приводится снизу вверх по разрезу. При выявлении последовательности залегания пород учитывались состав и глубины отбора образцов, флора и фауна, подводные фотографии и наблюдения на «Пайсисе».

На ст. 1743 драгой были подняты с глубин 1735—2430 м фрагменты органогенно-обломочных известняков, рудных корок мощностью до 3 см, галька известняков, обогащенных вулканокластическим материалом, и базальтов. Базальты залегают, вероятно, в основании разреза. По определениям Г. Л. Кашинцева, они могут быть отнесены к пироксен-плагиоклазовым субщелочным породам толентового ряда с зачаточной вариолитовой структурой основной массы. Порода состоит из плагиоклаза (20%) и мелких (0,2—0,3 мм) округлых вкрапленников пироксена-авгита ($2V=35-40^\circ$) и, возможно, пижонит-авгита (~3%). Плагиоклаз (Ap_{58}) образует лейсты длиной до 0,8 мм и шириной 0,07—0,08 мм. Инверсии между лейстами плагиоклаза выполнены метельчатыми сростками клинопироксена и плагиоклаза, причем клинопироксен нацело замещен бурыми землистыми вторичными продуктами.

Известняки, обогащенные вулканокластическим материалом, состоят из микрозернистого кальцита и полуокатанных обломков вулканических пород размером 0,2—2,0 мм. Отдельные участки округло-угловатой формы выполнены крупнозернистым кальцитом. Вулканогенные обломки представлены сильно измененными порфировыми базальтами. Вкрапленники полностью замещены вторичными продуктами. По габитусу кристаллов можно предположить присутствие пироксена, плагиоклаза и оливина (редко). Основная масса сложена измененным стеклом, насыщенным рудной пылью. Состав вкрапленников позволяет отнести базальты к щелочному или субщелочному типу.

Среди карбонатных пород из верхней части разреза выявлены бентогенные (органогенно-обломочные, кораллово-водорослевые) и планктоногенные (кокколитовые, фораминиферовые, микарбовые) известняки (фиг. 3), в разной степени фосфатизированные (до 26% P_2O_5). Содержание $CaCO_3$ (низкомагнезиальный кальцит) в них колеблется в очень широких пределах (см. табл. 1) и зависит от степени фосфатизации. Для всех разновидностей карбонатных пород характерны признаки переработки придонными течениями. Обломки в известняках обычно хорошо окатаны в условиях мелководья, нередко линзо- и брекчиевидные текстуры. Поверхность известняков часто кавернозная и пропитана гидроокислами железа. В кавернах под рудной коркой иногда наблюдаются щеточки филлипсита, местами с каемкой фосфата.

Бентогенные известняки преобладают в разрезе и сложены продуктами разрушения рифовых построек. Среди собранных образцов только единичные представлены определяемыми кораллами — фрагментами рифа. Чаще встречаются кораллово-водорослевые известняки, состоящие из угловатых и окатанных обломков кораллов, водорослей, моллюсков, сцементированных разнозернистым кальцитом. Каверны в них обычно выполнены более молодым кокколито-фораминиферовым материалом. Количественные соотношения обломков в известняках самые разнообразные, однако преобладают фрагменты кораллов и водорослей. Нередко принадлежность биогенных окатанных обломков песчано-алевритового размера определить не удастся (органогенно-обломочные известняки); часть из них сложена глинисто-карбонатным пелитоморфным агрегатом. Такие обломки, как правило, имеют буроватую каемку, образованную, по-видимому, колониями мельчайших водорослей. Мелкооб-



Фиг. 3. Структуры известняков

а — известняк органогенно-обломочный, шл. 1722-1, николи 11, увел. 24; *б* — известняк фораминиферовый с железомарганцевым матриксом, шл. 1725-7, николи 11, увел. 64; *в* — кристификационные каемки филлипсита в органогенно-обломочном известняке, шл. 1743-1/3, николи 11, увел. 24; *г* — кристификационные каемки кальцита в органогенно-обломочном известняке, шл. 1737-1, николи 11, увел. 24

ломочные известняки свидетельствуют, вероятно, о длительном перемы-
ве кораллово-водорослевого материала в лагунных условиях.

В составе планктоногенных известняков преобладают скелеты фораминифер и кокколитофорид. Соотношение их меняется в широком диапазоне. К этой же группе условно отнесены микарбовые известняки, которые в основном сложены пелитоморфным карбонатом, представленным фрагментами кокколитов и карбонатными частицами неясного происхождения. Не исключено, что последние являются самой тонкой фракцией перемытого кораллово-водорослевого детрита. Однако низкая магнезиальность изученных образцов и отсутствие отражений арагонита на дифрактограммах доказывают принадлежность таких частиц к планкто-

ногенному детриту. Наблюдения на «Пайсисе» свидетельствуют о том, что в разрезе планктоногенные известняки залегают выше бентогенных.

Возраст палеонтологически охарактеризованных известняков изменяется от мела до неогена. На ст. 1743 поднят обломок колонии плокоидного типа *Stylina* sp. Этот род кораллов обитал с юры до мела. Здесь же в органогенно-обломочных известняках встречено два экземпляра планктонных фораминифер вида *Sphaeroidinellopsis subdehincens* Blow, известного с верхнего миоцена по нижний плиоцен. Выше по склону (ст. 1724, глубины драгирования 1595—1670 м) в водорослевых известняках обнаружены кокколитофориды поздней юры-позднего мела: *Stephanolithon laffitei* Noel, *Corollithon octoradiatus* Gartner, *Watznaueria britannica* (Stradner) Reinhardt, а в микарбовых известняках — сеноман-маастрихтские виды: *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *Cretarhabdus conicus* Bramlette, Martini, *Prediscosphaera cretacea* (Archangel'sky) Gartner. Один из образцов оказался массивной колонией склерактиний рода *Astrangia*, распространенного с мела поныне.

На ст. 1725 (глубины 1235—1380 м) поднятые тралом кокколито-фораминиферовые и органогенно-обломочные известняки содержат большое количество планктонных фораминифер, однако извлечь удалось только немногочисленные раковины, принадлежащие следующим видам: *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerinata insueta* Cushman, Sainforth, *Globorotalia siakensis* Le Roy, *G. continuosa* Blow, *G. peripheroronda* Blow, Banner, *G. johsi peripheroronda* Blow, Banner, *Globoquadrina altispira* (Cushman, Jervis), *G. dehiscens* (Chapman, Parr, Collins), *G. venezuelana* (Hedberg), *Sphaeroidinellopsis seminulina* Schwager. Этот комплекс позволяет отнести вмещающие его известняки к нижнему миоцену [1]. Среди собранных образцов определена дендровидная колония *Heliopora cocruela* Bl. восьмилучевого коралла из отряда Helioporida, известного со среднего кайнозоя поныне.

С вершины горы (глубина 610 м) «Пайсисом» были оторваны кокколито-фораминиферовые известняки, в которых определен комплекс верхнемиоценовых планктонных фораминифер: *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globorotalia plesiotumida* Blow, Banner, *G. merotumida* Blow, Banner, *Globoquadrina conglomerata* (Schwager), *G. dehiscens* (Chapman, Parr, Collins), *G. altispira* (Cushman, Lurois), *Pulleniatina spectabilis* Parker, *P. primalis* Banner, Blow, *Sphaeroidinellopsis subdehincens* Blow [1, 10]. С поверхности осадков собраны обломки колонии живущего в настоящее время вида *Selerhelica cf. formosa* (Alcock).

На ст. 1746 (глубины траления 960—1350 м) известняки содержат бентосные фораминиферы родов *Cassidulina*, *Globocassidulina*, *Eponides*, *Epistominella*, *Oolina*, распространенных от олигоцена поныне в пределах нижней батиали и абиссали [4]. Макрофауна представлена неопределимыми остатками гидрокораллов, морских ежей, брахиопод, двусторчатых моллюсков. Непосредственно выше по склону (ст. 1745, глубина 910 м) прямоточной трубкой подняты обломочные кораллово-водорослевые известняки, в которых определен богатый комплекс плиоценовых кокколитов: *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. challenger*, *Cyclococcolithus macintyre* Bukry, *Helicopontosphaera sellii* Bukry. Данный комплекс характеризует верхи зоны *Discoaster surculus* (2,4—3,5 млн. лет), однако вид-индекс встречен в единичных экземплярах, поэтому вполне вероятно принадлежность кокколитов к зоне *Discoaster pentaradiatus* (2,3—2,4 млн. лет), т. е. возраст известняков составляет около 2,4 млн. лет (поздний плиоцен).

Таким образом, получены доказательства мелового, неогенового и плейстоценового возраста карбонатных образований. О наличии в разрезе палеогеновых пород свидетельствуют обедненные комплексы перетолженных кокколитов в колонках осадков (см. фиг. 1), косвенно-проходящие формы макро- и микрофауны. Судя по соотношению с миоцено-

выми известняками (ст. 1725), состав палеогеновых пород, вероятно, преимущественно бентогенный. Мощность мел-палеогеновых мелководных бентогенных известняков (рифогенных, органогенно-обломочных и кораллово-водорослевых) можно примерно оценить в 1300 м (от кровли базальтов до подошвы миоценовых известняков), а относительно глубоководных планктоногенных — в 100—120 м (см. фиг. 1). Палеонтологически охарактеризованные планктоногенные отложения имеют возраст не древнее раннего миоцена.

Карбонатной седиментации предшествовало излияние субщелочных базальтов, имевшее место в пределах современных гор Маркус-Неккер в раннем мелу [7]. Вулканическая постройка находилась вблизи поверхности воды или даже возвышалась над ней, а позднее прошла в своем развитии стадию атолла. Волны разрушали постройку, что привело к накоплению глыб, галечников и песков. В раннем же мелу началось формирование кораллового рифа, цементировался карбонатами обломочный вулканогенный материал. Начальная стадия погружения цоколя сопровождалась нарастанием рифа и образованием в лагуне биогенных осадков. В настоящее время кровля базальтов находится на глубине порядка 2 км (см. фиг. 1). О темпах погружения цоколя трудно судить по имеющимся материалам. Условия глубоководной седиментации, близкие к современным, установились, по-видимому, в раннем миоцене, когда накапливались планктоногенные карбонатные осадки, местами обогащенные биогенным материалом подстилающей толщи.

Таким образом, четко распознаются мелководные условия седиментации в мелу и глубоководные — в миоцене — плейстоцене. Представляется, что в палеогене, как и в мелу, цоколь погружался медленно, однако в это время преобладали условия подводного разрушения рифа и формирования обломочных биогенных осадков. Роль планктонных организмов была незначительной. Не исключено, что становлению миоценовой пелагической седиментации предшествовал этап, который характеризовался только перераспределением накопившегося к тому времени обломочного бентогенного материала («пассивная» седиментация). Перемыв поверхностного слоя осадков придонными течениями прослеживается вплоть до современности, что отразилось в смешанном (бентогенно-планктоногенном) составе миоценовых известняков на склонах горы, заполнении каверн в древних породах разновозрастными компонентами вышележащих образований.

Отдельные блоки подводной горы испытали, вероятно, вертикальные перемещения, о чем свидетельствует отсутствие рудных корок на уступах, сложенных домиоценовыми мелководными кораллово-водорослевыми известняками (современная глубина 750 м), хотя глубже 800 м корки распространены на склонах повсеместно. Наиболее молодые отложения, перекрытые ими, отнесены к верхнему плиоцену (ст. 1745). Таким образом, обнажение мелководных известняков могло произойти в позднем плиоцен-плейстоцене. В настоящее время подобные известняки залегают и на глубинах около 2000 м (ст. 1743), т. е. амплитуда относительно го перемещения блоков могла достигать местами 1000 м. На вершине горы наблюдались зоны линейной трещиноватости, подчеркнутые грядами верхнемиоценовых фосфатизированных кокколито-фораминиферовых известняков. Микропалеонтологические данные свидетельствуют, что фосфатизация произошла не раньше позднего миоцена, но затронула также разновозрастные известняки нижних частей разреза. Образование железомарганцевых корок намечалось не раньше позднего плиоцена.

Исследованный *гайот* ст. 1722 принадлежит к системе подводных гор Уэйк-Неккер. Здесь было проведено траление на верхней части склона (глубины 1365—1720 м). Поднятые глыбы планктоно- и бентогенных известняков, подобных описанным выше, покрыты рудной коркой мощностью 1—6 см, нередко кавернозные, местами пропитаны гидроокислами железа. Степень изменения уменьшается от периферии к центру образцов. Все известняки неравномерно фосфатизированы (до 27% P_2O_5).

В некоторых образцах органогенно-обломочных известняков встречаются скопления овальных и округлых полых кальцисфер размером 0,01—0,04 мм, напоминающих в разрезе камеру фораминиферы. Непосредственно под рудной коркой обнаружены линзы брекчии, состоящей из округло-угловатых обломков фосфатов с глянцевой поверхностью железистой «рубашки», мелких железомарганцевых конкреций и стяжений фосфатизированных кокколито-фораминиферовых известняков. В цементе видны окатанные фрагменты скелетов бентосных организмов, кокколитофориды, планктонные фораминиферы. В целом поднятые образцы представляют собой склоновые отложения, состоящие из многократно перемытого мелководного и глубоководного биогенного материала. Содержание CaCO_3 (низкомагнезиальный кальцит) в известняках колеблется в широких пределах (см. табл. 1), что обусловлено неравномерной фосфатизацией.

В бентогенных известняках обнаружены гастроподы (неринеиды), кораллы, двустворчатые моллюски. Комплекс нериней (*Plesioplocus karabakhensis* Pselincev, *Plesioplocus* sp., ранее не описанный представитель семейства Itieriidae Cossman, позволяет отнести отложения предположительно к сеноманскому ярусу верхнего мела [2]. Экологически это стенобионтная группа организмов, обитавшая на глубинах 20—30 м в воде нормальной солености со среднегодовой температурой не ниже 20°С. Благоприятным для их развития был детритово-водорослевый субстрат.

Среди образцов обнаружены остатки склерактиний плохой сохранности. Определена колония рода *Felixigyra* sp., обитавшего в мелу. По данным В. А. Собецкого, в фосфатизированных известняках присутствуют ядра двустворчатого моллюска *Glycymeris* sp. (мел-кайнозой), семейство Glycymerididae, отряд Arcida.

Выделенные из ожелезненных известняков планктонные фораминиферы представлены деформированными раковинами, ядрами и обломками раковин. Удалось определить ряд видов, которые позволяют отнести вмещающие их отложения к нижнему эоцену [1]: *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *A. pentacamerata* Subbotina, *Chiloguembelina* cf. *wilcoxensis* (Cushman, Ponton), *Globorotalia subbotinae* Morosova, *G. formosa* Bolli, *Globigerina* cf. *frontosa* Subbotina. В стяжениях фосфатизированных кокколито-фораминиферовых известняков определены эоценовые виды кокколитов *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette, Riedel) Bramlette, Sullivan, *Reticulophenestra umbilica* (Levin) Martini, Ritzkowski, *Ericsonia fenestrata* (Deflandre, Fert) Stradner.

Приведенные данные по составу макро- и микрофауны позволяют утверждать, что в сеноманское время гайот ст. 1722 достигал уреза воды. На его вершине были развиты кораллово-водорослевые рифовые постройки, в которых существенное участие принимали гастроподы [2]. Гайот испытал погружение на глубины, превышающие 1300 м. Постепенное разрушение рифа привело к формированию в мелководных условиях органогенно-обломочных известняков. К началу эоцена установились, вероятно, относительно глубоководные условия, когда накапливался преимущественно планктоногенный материал. Поскольку среди изученных образцов отсутствуют постэоценовые отложения, можно предположить, что фосфатизация кокколито-фораминиферовых известняков имела место в эоцене и привела к образованию стяжений. Что касается угловатых обломков фосфоритов в седиментационных эоценовых брекчиях, то наличие глянцевых железистых «рубашек» косвенно свидетельствует о мелководных и субаэральных условиях, характерных для мелового времени. В дальнейшем, очевидно, перемыв на склонах гайота привел к смешению разновозрастных фосфоритов. Сделанные допущения хорошо согласуются с представлениями ряда исследователей о двух этапах фосфатизации (мелководной меловой и глубоководной эоценовой) в пределах горной системы Маркус-Неккер [7].

Приведенные данные показывают, что формирование осадочной тол-

щи на изученных подводных горах началось в раннем мелу, вскоре после доальбской или раннеальбской фазы вулканизма [7], когда образовался базальтовый цоколь, достигавший уреза воды. В основании карбонатного разреза залегают кораллово-водорослевые рифы и продукты их разрушения в мелководных условиях. Погружение подводных гор сопровождалось в палеогене сменой мелководных отложений все более глубоководными. Последние устойчиво накапливались в неоген-четвертичное время. Осадки на вершинах и склонах испытывали воздействие придонных течений, что приводило к перемешиванию бентогенного и планктоногенного материала. Судя по комплексам кокколитов, интенсивное переотложение происходило в раннем — среднем плейстоцене. Дальность разноса алевроитово-псаммитового материала на склонах не превышала первых километров, а пелитового — первых десятков километров.

На подводной горе в северной части вала Капингамаранги выявлен позднемiocеновый этап глубоководной фосфатизации. Формирование железомарганцевых конкреций здесь началось в позднем плиоцене. Гайот в системе подводных гор Уэйк-Неккер (ст. 1722) характеризуется двумя этапами фосфатизации — мелководным меловым (предположительно) и глубоководным эоценовым.

Литература

1. Крашенинников В. А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана. — Вопросы микропалеонтологии, 1971, вып. 14, с. 140—198.
2. Лысенко Н. И., Головинова М. А., Свальнов В. Н. О находке позднемеловых неринеид на поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5, с. 1237—1238.
3. Непрочнов Ю. П. 21-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев». — Океанология, 1979, т. XIX, вып. 3, с. 536—539.
4. Boltovskoy E. On the benthonic bathyal-zone foraminifera as stratigraphic guide fossils. — J. Foraminiferal Res., 1980, v. 10, № 3, p. 163—172.
5. Bukry D. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils. — Micropaleontology, 1978, v. 24, p. 44—60.
6. Gartner S. Calcareous nannofossils biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. — Marine Micropaleontology, 1977, v. 2, p. 1—25.
7. Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R. et al. Western Pacific guyots. — In: Repts DSDP, Leg. 20. Wash.: D. C., 1973, p. 653—724.
8. Krashennnikov V. A., Hoskins R. H. Late Cretaceous, Paleogene and Neogene planktonic foraminifera. — In: Repts DSDP, Leg. 20. Wash.: D. C., 1973, p. 105—203.
9. Martini E. Standart Paleogene Calcareous nannoplankton zonation. — Nature, 1970, v. 226, p. 560—561.
10. Stainforth R. M., Lamb J. L., Beard J. H. et al. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. — In: The University of Kansas Paleontological contributions. Article 62, 1975, p. 425.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
31.III.1983

УДК 551.49 : 556.3

**МАРГАНЕЦ В ПОРОВЫХ ВОДАХ МОРСКИХ
И ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ****БАТУРИН Г. Н., САВЕНКО В. С.**

Содержание Мп в поровых водах морских и океанских осадков колеблется от 0,04 до 260 000 мкг/л: в пелагических осадках океана оно обычно не превышает десятков мкг/л, в осадках периферических зон океана и изолированных от него морских бассейнов оно изменчиво и нередко достигает сотен и тысяч мкг/л, в металлоносных и рудных осадках меняется от десятков до сотен тысяч мкг/л. Концентрация Мп в поровых водах зависит от характера водоема, типа осадка, наличия гидротермальных источников, физико-химической обстановки диагенеза и индивидуальных свойств Мп, определяющих его валентность, формы нахождения в растворе и миграционную способность.

Первыми исследователями, установившими факт наличия растворенного Мп в поровых водах океанских осадков, были Д. Меррей и Р. Ирвин, предложившие в 1895 г. гипотезу постседиментационной подвижности Мп в отложениях дна океана [41].

В настоящее время этот вопрос стал актуален в связи с проблемой генезиса железомарганцевых конкреций и ему посвящено значительное количество работ, но закономерности поведения Мп в поровых водах морских и океанских отложений выявлены далеко не полностью.

Основная задача предлагаемой работы — систематизация и обсуждение опубликованных данных по распределению Мп в поровых водах с целью получения наиболее общего и по возможности объективного представления о его диагенетической подвижности в осадках различных регионов Мирового океана.

В связи с тем что поведение химических элементов в диагенезе в значительной степени определяется фациальной обстановкой осадкообразования, разделим привлекаемые к рассмотрению водоемы на две группы: внутренние (но при этом имеющие связь с океаном) и океанические, а осадки в пределах каждой группы — на восстановленные и окисленные.

ВНУТРЕННИЕ ВОДОЕМЫ

Внутренние водоемы, по которым имеется интересующий нас материал, представлены Балтийским морем, Калифорнийским заливом и фиордами Саанич (о. Ванкувер, Канада) и Лох-Файн (Шотландия).

Наиболее детально процессы осадкообразования и поведение Мп в поровых водах исследовались в Балтийском море, осадки которого представлены терригенными отложениями (от песков до пелитовых илов) с широким диапазоном колебаний физико-химической обстановки [8, 25, 32].

В глубоководных впадинах Балтийского моря нередко возникает сероводородное заражение, и окислительно-восстановительная граница Мп в поровых водах глинистых илов сероводородных впадин Балтийского моря колеблется от 820 до 31 800 мкг/л (табл. 1), в то время как в поверхностных водах моря она не превышает нескольких мкг/л.

Другим бассейном, где, судя по данным [18], окисленная пленка на поверхности восстановленных осадков также может отсутствовать, является глубоководная часть Калифорнийского залива. В девяти пробах поровых вод изученных здесь двух колонок концентрация Мп составля-

Таблица 1

Содержание Мп (мкг/л) в поровых водах осадков внутренних водоемов

Водоем	Тип осадка	Глубина, м	Горизонт, см	pH	Eh	Содержание Мп	Число проб	Источник
Восстановленные осадки								
Балтийское море								
Готландская впадина	Глинистые илы	184—240	0—136	7,4—8,2	—230— —70	820—20 000	19	[8, 25, 32]
Ландсортская впадина	То же	465	12—168	6,8—6,9	Не опр.	11 300—31 800	4	[32]
Калифорнийский залив	Глинистые илы	3260	0—310	7,3—7,7	—270— —100	310—33 000	10	[18]
Фиорд Саанич	Глинисто-диатомовые илы	200	0—250	7,6—8,0	—140— —60	40—1 000	21	[43]
Восстановленные осадки, перекрытые окисленным слоем								
Балтийское море								
Район Клайпеды	Пески, алевроиты	23—26	0—20	7,2—8,1	—160—+400	40—80	7	[25]
Рижский залив	Песчано-алевритово-глинистые осадки	30—56	0—418	7,3—8,3	—260—+150	50—30 500	48	[8, 25]
Основная акватория	То же	70—194	0—820	7,2—8,3	—250—+320	120—17 000	53	[8, 25, 32]
Фиорд Лох-Файн	Песчано-глинистые осадки	40—200	0—123	Не опр.	Не опр.	260—15 220	30	[30]

Содержание Mn (мкг/л) в поровых водах осадков периферических зон океанов

Район	Тип осадка	Глубина, м	Горизонт, см	pH	Eh	Содержание марганца	Число проб	Источник
Восстановленные осадки зон прибрежных апвеллингов								
Тихий океан, Калифорнийский район	Черные илы	567	0—45	7,8	—90	<1—3	8	[42]
Тихий океан, Перуанский район	Биогенно-терригенные осадки	70—1060	0—345	7,1—8,2	Не опр.	<25—75	14	[17]
Атлантический океан, шельф Намибии	Диатомовые илы	75—120	0—218	7,3—7,9	—230—45	2—93	23	[11]
Восстановленные осадки периферических зон, перекрытые окисленным слоем								
Тихий океан, Перуанский склон и желоб и Калифорнийский район	Глинистые и глинисто-известково-кремнистые илы	140—6250	0—555	7,3—7,9	—350—+110	140—13 600	20	[17, 18, 20]
Тихий океан, восточная экваториальная зона	Фораминиферовые илы	Не опр.	0—490	Не опр.	Не опр.	50—3 690	19	[40]
Атлантический океан, северная и юго-восточная зоны	Известковые и терригенные осадки	115—3328	0—682	7,2—7,9	—330— —20	55—15 000	63	[11, 27]
Индийский океан, северная часть	Терригенные осадки	2180—2680	0—745	7,18—7,59	—275—+330	240—11 700	13	[12]
Северный ледовитый океан	Глинистые илы	3800	0—288	7,95—8,53	Не опр.	<50—9 200	19	[38]
Осадки переходного типа								
Тихий океан, Калифорнийский и восточный экваториальный районы	Терригенные и биогенные илы	3100—5160	0—1600	7,2—8,1	+130—+600	<1—13 200	181	[17, 18, 35, 42]
Атлантический океан, восточный экваториальный и юго-восточный районы и желоб Пуэрто-Рико	Терригенные илы и известковые осадки	3880—6510	0—810	7,3—7,7	+380—+530	<1—14 500	53	[11, 26, 35]
Индийский океан, северная часть	Терригенные и известковые осадки	3954—4855	0—830	7,4—8,9	—35—+375	240—11 700	25	[12]

ет от 310 до 3850 мкг/л, а в одной пробе из горизонта 5—20 см — 33000 мкг/л.

В поровых водах глинисто-диатомовых илов сероводородного фиорда Саанич концентрация Мп оказалась много ниже, от 40 до 1000 мкг/л [43].

В восстановленных осадках Балтийского моря, перекрытых окисленным слоем, концентрация Мп в поровых водах колеблется от <40 до 80 мкг/л в песках и алевритах района Клайпеды до 50—30 500 мкг/л в осадках Рижского залива. В поровых водах осадков основной акватории эти колебания составляют от 120 до 17 000 мкг/л. В этом же диапазоне варьирует концентрация Мп в поровых водах шотландского фиорда Лох-Хайн — от 260 до 15 220 мкг/л [30].

ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОКЕАНОВ

В связи с тем что условия осадкообразования в периферических и пелагических зонах океанов резко различны, рассмотрим каждую из этих зон в отдельности.

Осадки периферических зон представлены терригенными и биогенными отложениями от восстановительных до умеренно и сильноокисленных. Общим объединяющим их признаком является относительно высокая (по сравнению с пелагическими осадками) скорость осадконакопления и относительно повышенное содержание органического вещества (ОВ).

Рассматриваемые отложения можно разделить на восстановленные осадки зон прибрежных апвеллингов, восстановленные осадки с окисленным верхним слоем шельфов и континентальных склонов и так называемые переходные осадки, являющиеся по своим физико-химическим характеристикам промежуточными между восстановленными и глубоко окисленными [7, 20]. В данном случае мы отнесли к этому типу осадки с преимущественно положительными значениями Eh.

Восстановленные биогенные и биогенно-терригенные осадки зон прибрежных апвеллингов, на которых окисленная пленка зачастую отсутствует, характеризуются низким содержанием Мп в поровых водах (от <1 до 93 мкг/л), причем эта картина достаточно однообразна и типична для всех трех рассматриваемых зон крупнейших апвеллингов океана — Калифорнийского, Перуанского и Бенгельского (табл. 2).

Восстановленные осадки, перекрытые окисленным слоем, представлены главным образом терригенными и терригенно-известковыми разностями. Концентрация растворенного Мп в поровых водах этих осадков колеблется в широком интервале, от <50 до 15 000 мкг/л.

Умеренно (реже сильно) окисленные осадки переходного типа также представлены главным образом терригенными и терригенно-известковыми разностями. Распределение Мп в поровых водах этих осадков представляет собой столь же пеструю картину, как и в осадках предыдущего типа, причем близок также и диапазон изменения этих концентраций — от <1 до 14 500 мкг/л (см. табл. 2).

ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОКЕАНА

Особый интерес как в теоретическом, так и в практическом отношении представляет поведение Мп в поровых водах пелагических осадков, зона распространения которых включает в себя поля железо-марганцевых конкреций. Пелагические осадки делятся на известковые, кремнистые и полигенные (красные глины), различающиеся по составу породообразующих компонентов, но сходные по медленным темпам накопления, низкому содержанию ОВ и высокой степени окисленности.

Содержание Мп в поровых водах пелагических известковых осадков меняется, по данным различных авторов, в пределах от 0,35 до 192 мкг/л (табл. 3). Наиболее низкие содержания (менее 1 мкг/л) установлены в известковых илах восточной экваториальной зоны Тихого океана [29],

Содержание Мп (мкг/л) в поровых водах пелагических осадков океана

Район	Тип осадка	Глубина, м	Горизонт, см	pH	Eh, мВ	Содержание марганца	Число проб	Источник
Известковые осадки								
Тихий океан, юго-восточная часть	Известковые и известково-глинистые илы	3070—4430	0—650	6,6—7,9	+400—+550	25—100	49	[17]
Тихий океан, северо-восточная часть экваториальной зоны	Известковый ил	4380	0—23	7,18—7,75	He опр.	<0,7—3,3	10	[29]
То же, восточная часть	То же	4430—4460	0—30	7,54—8,04	He опр.	0,35—192	10	[36]
Атлантический океан, северная часть	»	4625—5320	0—10	He опр.	»	27—143	4	[11]
Индийский океан, северная часть	»	3980—4600	0—444	7,2—7,5	+200—+250	110—170	8	[12]
Кремнистые осадки								
Тихий океан, северо-восточная часть экваториальной зоны	Радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы	4100—5214	0—977	7,13—8,05	+395—+640	0,4—62,4	218	[29, 31, 34]
То же	То же	4910	0—25	7,72—7,97	He опр.	0,04—0,09	9	[36]
Тихий океан, юго-восточная часть	Кремнистые и кремнисто-глинисто-известковые илы	3330—5030	0—150	6,9—7,8	+375—+490	25—150	12	[17]
Индийский океан, северная часть	Радиоляриевые илы	4250—5415	0—450	7,3—7,6	+250—+375	160—1200	10	[12]
Красные глины								
Тихий океан, северо-восточная часть экваториальной зоны	Глинистые илы	ок. 5000	0—62	He опр.	He опр.	8—100*	17	[44]
То же	То же	He опр.	0—60	»	»	70—12 100**	47	[44]
»	»	»	0—490	»	»	<5—82	74	[40]
»	Глинистые илы с радиоляриями	5—150	0—20	7,55—7,71	»	0,7—3,3	10	[29]
Тихий океан, профиль от Японии до Калифорнии	Глинистые илы	3200—5350	0—430	6,7—7,6	+540—+610	20—140	30	[18]
Тихий океан, юго-восточная часть	То же	4200—5160	0—137	7,5—7,8	+560	25	5	[17]
Атлантический океан, юго-восточная часть	»	5470	28—192	7,7	+420—+460	65—148	3	[11]

Примечание Хранение проб и отжимание поровых вод производилось при температурах: *4°, **22°C.

Таблица 4

Содержание Мп (мкг/л) в поровых водах металлоносных и рудных осадков

Район	Тип осадка	Глубина, м	Горизонт, см	pH	Eh, мВ	Содержание Мп	Число проб	Источник
Тихий океан								
Депрессия Бауэр	Глинистые и известковые илы	Не опр.	0—900	7,48	+100—+200	<100—11 000	110	[28]
То же	То же	3090—4750	0—1020	6,7—8,9	+306—+610	25—84	37	[17]
Северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия	Железистые глины	4200—4490	0—700	7,0—7,5	+580	50—3200	6	[17]
Зона Восточно-Тихоокеанского поднятия	Прослойки металлоносных осадков в биогенных илах	3070—5030	50—1220	6,7—7,7	+18—+472	600—2830	14	[17]
То же	Металлоносные илы	2830—4900	0—200	7,1—7,7	+550—+650	30—200	15	[24]
Красное море								
Впадина Атлантик II	Рудные осадки	ок. 2050	15—858	5,90—7,32	+290—+481	$50 \cdot 10^3$ — $191 \cdot 10^3$	52	[5]
То же	То же	2050—2071	0—555	5,6—5,9	+50—+290	$80 \cdot 10^3$ — $137,5 \cdot 10^3$	21	[19]
Впадина Дискавери	»	ок. 2180	0—400	6,08—6,66	+230—+570	$22 \cdot 10^3$ — $97 \cdot 10^3$	36	[5]
То же	»	2205	0—1010	6,0—7,2	+70—+530	$29,7 \cdot 10^3$ — $264 \cdot 10^3$	14	[19]

наиболее высокие (более 100 мкг/л) — в нижних горизонтах тех же илов и известковых осадках северных частей Атлантического и Индийского океанов.

В поровых водах кремнистых (главным образом радиоляриевых и глинисто-радиоляриевых) осадков Тихого океана содержание Мп колеблется в основном в пределах от 0,4 до 62 мкг/л, достигая иногда в кремнисто-глинисто-известковых илах юго-восточной зоны 150 мкг/л [17] или падая (в одной колонке) до 0,04—0,09 мкг/л [36].

В радиоляриевых илах северной части Индийского океана содержание Мп в поровых водах оказалось, по данным [12], многократно выше, от 160 до 12 000 мкг/л, но использованный при этом метод анализа отличается низкой чувствительностью.

В поровых водах глубоководных красных глин содержание Мп определялось только в Тихом океане, где оно колеблется от 0,7 до 140 мкг/л. Минимальные содержания (0,7—3,3 мкг/л) отмечены в северо-восточной экваториальной зоне, максимальные (20—140 мкг/л) — в центральной части северной зоны океана (см. табл. 3). О более высоком содержании Мп в поровых водах красных глин (в нижнем горизонте колонки) имеется лишь одно сообщение японских авторов [45], приводящих цифру порядка 10 000 мкг/л.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ И РУДНЫЕ ОСАДКИ

В последние годы большое число исследований посвящено металлоносным и рудным осадкам океанов и Красного моря.

Мп в поровых водах металлоносных осадков исследовался в Тихом океане, в депрессии Бауэр и зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. В поровых водах депрессии Бауэр содержание Мп составляет, по данным одних авторов, от <100 до 11 000 мкг/л [28], по данным других — от 25 до 84 мкг/л [17].

В поровых водах металлоносных илов, железистых глин и прослоев металлоносных осадков среди биогенных илов содержание Мп колеблется, по разным данным, от 30—200 до 50—3200 мкг/л (табл. 4).

В поровых водах рудных осадков Красного моря концентрация Мп оказалась максимальной по сравнению со всеми другими типами морских и океанских осадков и составляет (50—191) · 1000 мкг/л во впадине Атлантик II и (22—264) · 1000 мкг/л во впадине Дискавери (см. табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предпринятая нами попытка обобщить данные Мп в поровых водах почти за 30-летний период вызвала необходимость преодоления ряда сложностей, связанных как с отсутствием единой общепринятой номенклатуры осадков, так и с различиями в технике получения и обработки материала.

В некоторых статьях, посвященных поровым водам, нет четкого определения соответствующих типов осадков, и для их конкретизации приходилось пользоваться общими сведениями о глобальной зональности осадкообразования в океанах, приводимыми в фундаментальных работах А. П. Лисицына [14, 15].

Более сложная ситуация возникала при разном в наименовании различными авторами одних и тех же осадков из конкретных колонок (например, [17] и другие статьи из того же сборника). В таких случаях мы отдавали предпочтение классификации тех авторов, в работах которых приведены данные по поровым водам.

Одним из критериев классификации переходных разностей осадков являются их физико-химические параметры (в первую очередь Eh), но во многих работах эти данные отсутствуют. Вопрос о принципиальном значении замеров Eh мы рассмотрим позже, а сейчас лишь отметим, что приводимые различными авторами данные не всегда сопоставимы в си-

ду различной техники измерений и по другим причинам. Например, в колонке 670 у побережья Мексики интервал колебаний E_h составляет, по данным [18], от -100 до -250 , а по данным [20] — от -350 до $+100$. В этом случае в связи с наличием на поверхности осадка окисленной пленки мы использовали данные [20]. Кроме того, глинистые илы желоба Пуэрто-Рико, характеризующиеся умеренными положительными значениями E_h , мы отнесли не к красным глинам [26], а к осадкам переходного типа.

Вопрос о надежности аналитических методов определения Мп в поровых водах мы здесь не обсуждаем, но отметим, что чувствительность и точность этих методов неуклонно возрастает. Так, чувствительность определения Мп в работах [8, 27] составляла 300–500, в [12, 28] — 100, в [17, 18, 24] 20–40, в [11, 38, 42] 1–5, в [29, 34, 35] 0,4–1, в [36] 0,02 мг/л.

Важными факторами, влияющими на содержание Мп в поровых водах, являются температура, время и газовый режим процедуры их отжатия. Так, при повышении температуры с 4 до 22°С или при длительном хранении проб осадков содержание Мп в поровых водах может повыситься в десятки раз [8, 44]. Поэтому большинство исследователей отжимает поровые воды сразу после подъема осадка на борт судна с применением охлаждающих устройств.

Несмотря на некоторые неопределенности, связанные с указанными выше методическими причинами, приведенные материалы свидетельствуют, что содержание Мп в поровых водах морских и океанских осадков различных типов колеблется от 0,04 до 264 000 мг/л, т. е. в пределах почти семи порядков, и в большинстве случаев многократно превосходит содержание Мп в воде океана, составляющее, по современным данным, 0,02 мг/л [36] и другие работы.

Значительные колебания содержания Мп в поровых водах характерны для каждого из рассмотренных водоемов в целом, отдельных частей водоемов, а также большинства колонок, в которых отмечено несколько типов распределения Мп: с максимумом в поверхностном слое, с максимумом в подповерхностном или одним из глубинных слоев, неравномерное пилообразное и относительно равномерное распределение.

Поровые воды глубоких горизонтов осадочной толщи океана, вскрытой скважинами глубинного бурения, исследованы менее детально, но и в них установлен широкий диапазон колебаний концентрации растворенного Мп [39].

Интерпретация этих данных требует принять во внимание комплекс многих взаимосвязанных факторов, включая литологический состав осадков, содержание и формы нахождения в них Мп, содержание ОВ и окислительно-восстановительные условия, диффузию и процессы минералообразования.

Литологические типы осадков оказывают на содержание Мп в поровых водах лишь опосредованное влияние, поскольку в рамках каждого из них концентрация Мп в жидкой фазе колеблется в весьма широких пределах. Однако в целом на основании этого последнего признака все рассмотренные осадки можно разделить на три группы, из которых первая включает в себя осадки внутренних водоемов и окраинных зон океана, вторая — пелагические осадки океана, третья — металлоносные и рудные осадки. Поровые воды осадков первой группы характеризуются широким диапазоном концентрации Мп при частой встречаемости высоких значений, второй группы — относительно узким диапазоном и низкой концентрацией, третьей группы — широким диапазоном и наличием экстремально высоких концентраций, зависящих от близости и активности гидротермального источника.

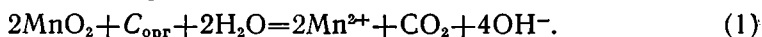
Концентрация Мп в твердой фазе морских и океанских осадков варьирует в целом в таких же широких пределах, как и в жидкой фазе — от тысячных долей до целых процентов ([7, 8, 11, 20, 32] и др.). В отдельных случаях эти колебания в твердой и жидкой фазах носят одноподобный характер, как, например, на шельфе Намибии, где низкому

содержанию Мп в осадках (0,01—0,02%) соответствует низкое содержание в поровых водах (<100 мкг/л) [11]. Но в пелагических красных глинах наблюдается резкий диссонанс между обогащенностью Мп осадков и обедненностью им поровых вод. То же в значительной мере относится и к обогащенным Мп металлоносным осадкам, где концентрация этого элемента в поровых водах оказывается зачастую ниже, чем в обедненных Мп биогенных и терригенных отложениях (см. табл. 2, 4).

Состояние вопроса о формах Мп в твердой фазе морских и океанских осадков не дает возможности установить какую-либо связь между этими формами и концентрацией Мп в жидкой фазе. Различные варианты обработки осадков восстановителями и растворителями дают противоречивые результаты, а получаемый при этом вывод о реакционной способности (т. е. потенциальной подвижности) более чем 90% валового Мп в красных глинах [18] контрастирует с мнением о его чрезвычайно низкой подвижности в поровых водах этих глин, что подтверждается приведенным здесь материалом. Можно лишь присоединиться к справедливому замечанию [7] о том, что представления о реакционноспособных формах элементов в таких сложных и многокомпонентных системах, как современные морские осадки, являются весьма условными.

По-видимому, кардинальным фактором, влияющим на поведение Мп в поровых водах морских и океанических осадков, является физико-химическая обстановка диагенеза, контролируемая в свою очередь содержанием и условиями преобразования ОВ.

Увеличение концентрации растворенного Мп в поровых водах осадков внутренних водоемов и периферической зоны океанов объясняется протеканием реакции по принципиальной схеме:



В тех случаях когда на поверхности восстановленных осадков отсутствует окисленная пленка, Мп может свободно диффундировать в придонную воду, которая обедняется этим элементом. Примером такого явления могут служить восстановленные осадки зон прибрежных апвеллингов, где содержание Мп в поровых водах минимально по сравнению с другими восстановленными осадками.

Выход растворенного Мп из осадков фиксируется прямыми наблюдениями во впадинах Балтийского моря, где при возникновении сероводородного заражения концентрация Мп в придонных водах резко возрастает от нескольких до сотен мкг/л [25, 32]. Но при этом концентрация Мп в поровых водах балтийских впадин в противоположность осадкам зон апвеллингов остается высокой, что может быть связано с рядом причин: спорадичностью и кратковременностью сероводородного заражения, быстрыми темпами осадконакопления, сопоставимыми со скоростью диффузии, слабым градиентом изменения физико-химических параметров (рН и Eh) в придонных и поровых водах, высокой концентрацией растворенного Мп в придонном, наиболее застойном слое воды, тормозящей диффузию из поровых вод.

В тех случаях, когда восстановленные осадки перекрыты окисленными, наиболее высокие концентрации растворенного Мп возникают несколько ниже верхней границы восстановленных осадков, и граничащий с ними окисленный слой многократно обогащается Мп за счет его окисления и осаждения из раствора [7, 20, 25, 32, 39 и др.].

Комплекс аналогичных окислительно-восстановительных реакций имеет место, несомненно, и в осадках переходного типа, содержащих заметное количество реакционноспособного ОВ.

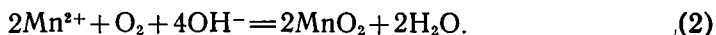
В пелагических осадках океана, исключительно бедных ОВ, реакция восстановления Мп по схеме (1) мало вероятна.

Выяснение причин повышенного содержания Мп в поровых водах пелагических окисленных осадков по сравнению с морской водой обусловлено решением ряда других вопросов, в первую очередь определением величины растворимости окислов четырехвалентного Мп, доминирующих в составе валового Мп пелагических осадков и железомарган-

цевых конкреций [7, 20], и определением форм нахождения Мп в морских и поровых водах.

Относительно MnO_2 давно укоренилось мнение о практической не-растворимости этого соединения. Поэтому считается [23], что при контакте MnO_2 с кислородсодержащей водой необходимым условием пере-хода Мп в раствор является его предварительное восстановление до Mn^{2+} , который совместно со своими комплексами является основной формой нахождения Мп в морской воде.

Реакция растворения — осаждения Мп в кислородсодержащих во-дах изображается в виде



Термодинамические расчеты [22] показывают, что в присутствии рас-творенного кислорода реакция (2) сдвинута вправо и морская вода сильно пересыщена в отношении Mn^{2+} . Если бы это было не так, то же-лезомарганцевые конкреции на дне океана должны были бы раство-ряться. Но факт повышенного содержания Мп в поровых водах окислен-ных пелагических осадков, содержащих, как и морская вода, растворен-ный кислород [29], заставляет дополнительно рассмотреть для своей интерпретации ряд ситуаций и предположений, в том числе следующие: 1) физико-химические условия в поровых водах существенно отличаю-тся от таковых в морской воде; 2) термодинамические константы MnO_2 , участвующей в реакции (2), определены недостаточно точно; 3) кроме Mn^{2+} в растворе присутствуют какие-то формы растворенного четырех-валентного Мп, дающие основной вклад в растворимость MnO_2 , и в этом случае морская вода не столь сильно пересыщена MnO_2 , как представ-лялось ранее.

К попыткам решить вопрос о насыщенности морских и океанских вод соединениями Мп с помощью одних лишь термодинамических расчетов следует относиться с большой осторожностью. Такие расчеты приводят-ся, например, в работах [9, 10], в одной из которых [10] справедливо указывается, что измеряемый в морской воде платиновым электродом окислительно-восстановительный потенциал является не равновесным, а стационарным и поэтому дает при расчетах растворимости неверную информацию (экспериментально это доказано в работе [6] и рядом дру-гих исследователей). Но в другой упомянутой выше работе [9] ее ав-тор кардинальным образом изменяет свое первоначальное мнение от-носительно замеров E_h платиновым электродом и принимает замерен-ные в окисленных осадках значения уже в качестве равновесных, полу-чая вывод о соответствии мнимо рассчитанных (50—500 мкг/л) величин наблюдаемым.

Приведенный выше обзор фактического материала показывает, что даже такой сомнительный расчет не может спасти положение и объяс-нить факты наличия как низких (< 50), так и высоких (> 500 мкг/л) концентраций Мп в окисленных осадках.

В отношении термодинамических расчетов насыщенности природных кислородсодержащих вод по MnO_2 следует также иметь в виду, что из-вестные термодинамические константы окисных соединений Мп(IV) не охватывают аморфных разновидностей, которые преобладают в осадках и конкрециях.

Как правило, свободная энергия образования Гиббса на 1—3 ккал/моль выше для аморфных модификаций по сравнению с кристалличе-скими фазами того же состава. Если аморфные модификации MnO_2 об-ладают такими же свойствами, они должны характеризоваться и боль-шей растворимостью.

Оценим разницу в растворимости аморфной и кристаллической мо-дификации δMnO_2 , распространенной в железомарганцевых конкрециях. Свободные энергии образования δMnO_2 и других веществ, участвующих в реакции (2), равны (в ккал/моль, по [22]): $\delta\text{MnO}_{2\text{ крист}} - 108,3$; $\delta\text{MnO}_{2\text{ аморфн}} - 105,3$; $\text{Mn}^{2+}_{\text{раств}} - 55,0$; $\text{H}_2\text{O}_{\text{жидк}} - 56,7$; $\text{H}^{+}_{\text{раств}} - 0$; $\text{O}_{2\text{ газ}} - 0$.

Термодинамические константы равновесий (K_p^0) реакций (2), вычисленные с использованием приведенных выше ΔG_{298} , равны $10^{5,0}$ для кристаллической δMnO_2 и $10^{9,4}$ для аморфной. Принимая общий коэффициент активности ($\gamma^{\text{Mn}^{2+}}$) Mn^{2+} в морской воде равным 0,12 [22] и $P_{\text{O}_2}=0,2$ атм, получим равновесную с δMnO_2 концентрацию Mn^{2+} в морской воде в зависимости от pH:

$$[\text{Mn}^{2+}]_{\text{общ}} = \sqrt{\frac{K_p^0 a_{\text{H}^+}^4}{\gamma_{\text{Mn}^{2+}}^2 P_{\text{O}_2}}} \quad (3)$$

Расчеты по уравнению (3) дают следующие значения концентрации растворенного марганца, мкг/л:

фаза	pH=6	pH=7	pH=8
$\delta\text{MnO}_{2\text{крист}}$	0,3	0,003	0,00003
$\delta\text{MnO}_{2\text{аморфн}}$	50	0,5	0,005

Эти расчеты, несмотря на свой ориентировочный характер, показывают, что реакция (2) может соответствовать природным концентрациям Mn в поровых водах окисленных осадков лишь в том случае, если pH этих осадков понижается до 6—7.

Разделяя традиционную точку зрения на химию процесса растворения MnO_2 в кислородсодержащих средах, мы высказали предположение о том, что возможной причиной повышения содержания Mn в поровых водах окисленных пелагических осадков является снижение в них pH [3, 21]. Эта гипотеза базируется на факте низких значений щелочности поровых красных глин вплоть до почти полного исчезновения в них щелочного резерва [4].

Единичность природных наблюдений за величиной pH в поровых водах окисленных осадков пока не дает возможности проверить справедливость о понижении pH поровых вод относительно придонных.

Необходимо также заметить, что при повсеместно существующей сейчас практике введения стеклянных электродов в осадок замеренные величины pH могут не соответствовать pH поровых вод из-за суспензионного эффекта, причем эти отличия могут достигать 0,5—1,5 единиц pH.

В тех случаях, когда градиент pH между поровой и придонной водой действительно существует, на границе вода — осадок возникает кислотно-щелочной барьер, который задерживает мигрирующий из поровых вод Mn вне зависимости от механизма растворения MnO_2 в осадке.

Вопреки мнению о невозможности нахождения в кислородсодержащих растворах четырехвалентного Mn имеются предположения [22] и ряд косвенных фактов, свидетельствующие об обратном. Так, гидроокислы многих многозарядных катионов (титана, циркония, гафния и т. д.) обладают заметной растворимостью в нейтральной среде вследствие образования прочных гидроксокомплексов типа $\text{Me}(\text{OH})_4^0$, $\text{Me}(\text{OH})_5^+$, $\text{MeO}(\text{OH})_2^0$, $\text{MeO}(\text{OH})^+$ и т. п. В литературе нет сведений о константах нестойкости гидроксокомплексов Mn(IV), но это не означает отсутствия их в природе, а экспериментальные работы в этом направлении не ведутся.

Поскольку в растворах с pH, близким к нейтральному, преобладающими растворенными формами многозарядных катионов являются нейтральные гидроксокомплексы, процесс растворения становится независимым от pH. Если предположить, что происходят реакции типа



то по мере перехода от кислых сред к нейтральным, а затем щелочным скорость падения растворимости по мере роста pH постепенно снижается и в области преобладания нейтральных гидроксокомплексов растворимость Mn должна оставаться постоянной.

Растворимость MnO_2 в зависимости от кислотности исходной среды

Среда	Концент-рация кис-лоты, моль/л	Концент-рация мар-ганца, мг/л	Источник	Среда	Концент-рация кис-лоты, моль/л	Концент-рация мар-ганца, мг/л	Источник
H_2SO_4 (комнатная температура)	10^0	142	[16]	H_2SO_4 $0^\circ C$ $P=1$ атм	$5 \cdot 10^{-2}$	97	[1]
	10^{-1}	142			$5 \cdot 10^{-3}$	49	
	10^{-2}	139			$5 \cdot 10^{-4}$	6,1	
	10^{-3}	56		H_2SO_4 $25^\circ C$ $P=500$ атм	$5 \cdot 10^{-5}$	1,7	[1]
	10^{-4}	5,5			$5 \cdot 10^{-2}$	307	
	10^{-5}	0,88			$5 \cdot 10^{-3}$	150	
HCl (комнатная температура)	10^{-6}	0,44	[16]	H_2SO_4 $8^\circ C$ $P=500$	$5 \cdot 10^{-4}$	21	[1]
	10^0	242			$5 \cdot 10^{-5}$	1,7	
	10^{-1}	140			$5 \cdot 10^{-2}$	130	
	10^{-2}	135		0,2M Na_2SO_4 : $0^\circ C$, $P=1$ атм $25^\circ C$, $P=1$ атм $8^\circ C$, $P=500$ атм $25^\circ C$, $P=500$ атм	$5 \cdot 10^{-3}$	80	[1]
	10^{-3}	56			$5 \cdot 10^{-4}$	13	
	10^{-4}	8			$5 \cdot 10^{-5}$	0,6	
H_2SO_4 $25^\circ C$ $P=1$ атм	10^{-5}	0,65	[1]	Неопр.	»	1,7	[1]
	10^{-6}	0,60				2,8	
	$5 \cdot 10^{-2}$	600				1,1	
	$5 \cdot 10^{-3}$	276				1,7	
	$5 \cdot 10^{-4}$	37					
	$5 \cdot 10^{-5}$	2,8					

Такая картина, действительно, наблюдается в опытах по растворимости MnO_2 [1, 16], но несовершенство примененных в этих работах методик эксперимента порождает некоторую неопределенность в интерпретации результатов. К сожалению, величина pH авторами этих работ непосредственно не измерялась, и характеристика кислотности среды растворения давалась по исходной концентрации кислоты. Но если процесс растворения MnO_2 определяется реакцией (2), то в ходе этого процесса происходит подщелачивание среды и конечный pH может значительно отличаться от начального. Тем не менее полученные экспериментальные результаты показывают примерный порядок величин растворимости гидроокислов двухвалентного Mn (табл. 5).

По данным [3], при отмывке осажденных гидроокислов четырехвалентного Mn конечное значение pH промывных вод составляет 6,6—6,8. Если эта величина равновесна с $Mn(OH)_2$ и обусловлена собственной кислотностью марганцевой кислоты, то можно предположить, что и в опытах по растворимости MnO_2 в растворах Na_2SO_4 [1] конечный pH соответствовал примерно таким же значениям, и, следовательно, растворимость MnO_2 при $pH=6,6 \pm 0,2$ составляет 1—3 мг/л. Это на 1—3 порядка выше (без коррекции на pH), чем наблюдаемая концентрация Mn в поровых водах окисленных пелагических осадков, и соответствует максимальным его концентрациям в окисленных осадках переходного типа.

Результаты описанных выше экспериментальных работ позволяют сделать два принципиально важных, хотя и не окончательно доказанных вывода: 1) растворимость MnO_2 при $pH=6-7$ значительно выше, чем это следует из расчетов по традиционной схеме процессов растворения согласно уравнению (2), и близка к максимальным концентрациям Mn в поровых водах окисленных осадков; 2) растворимость MnO_2 , действительно, снижается по мере уменьшения кислотности среды, но, вероятно, существенно медленнее, чем по уравнению реакции (2).

Для получения более надежных заключений по этому вопросу необходимо проведение специальных экспериментальных исследований в условиях, максимально приближенных к морской среде.

Завершая этот необходимый при рассмотрении данного вопроса экскурс в область термодинамики и химического эксперимента, необходимо коснуться гипотетической связи растворенного в поровых водах Mn с ОВ. Предположение о наличии такой связи было высказано в работах

[17, 33] на основе корреляции $Mn-C_{org}$ в пробах поровых вод окисленных осадков Тихого океана.

Но специальные исследования обогащенных одновременно Mn и OB поровых вод восстановленных осадков фиордов и водохранилищ, проводившиеся с применением ультрафильтрации и других прецизионных методов анализа, показали, что подавляющая часть Mn в растворе находится в ионной форме, а с OB связаны лишь 1–17% общего марганца [13, 37]. В окисленных осадках эта доля, вероятно, еще ниже.

Вопрос о возможной роли поровых вод при формировании железомарганцевых конкреций неоднократно обсуждался в литературе, в основном с наиболее общих позиций [3, 7, 20, 29 и мн. др.].

Особый интерес представляет поведение Mn в поровых водах непосредственно возле конкреций. В восстановленных осадках с погребенными конкрециями содержание растворенного Mn вблизи конкреций повышается [30], что, видимо, связано с их растворением. В окисленных пелагических осадках содержание Mn в поровых водах при наличии конкреций в большинстве случаев заметно ниже, чем при их отсутствии [17, 18, 31, 34], что свидетельствует об извлечении Mn конкрециями. Но в работе [40] сообщается и о случаях повышения содержания растворенного Mn вблизи железомарганцевых конкреций и корок, что не поддается однозначной интерпретации, поскольку в этой работе нет данных о физико-химических параметрах среды.

В целом рассмотренные материалы показывают, что, во-первых, поровые воды всех без исключения морских и океанских осадков обогащены Mn относительно морской воды и, во-вторых, области минимальных концентраций Mn в поровых водах совпадают с областями распространения железомарганцевых конкреций. Это свидетельствует, что к числу наиболее общих закономерностей поведения Mn в диагенезе относятся: а) наличие глобального потока Mn из осадков в придонную воду, б) частичная его утилизация при росте железомарганцевых конкреций, омываемых этим потоком.

Диффузионный поток элементов из осадков определяется на основании коэффициентов диффузии и градиентов концентрации по формуле [39]

$$Q = D \frac{\Delta c}{\Delta x} \Delta t S,$$

где Q — поток элемента, D — коэффициент диффузии, Δc — градиент концентрации в поровой и придонной водах, x — мощность учитываемого слоя осадков, t — время, S — площадь.

По оценкам различных авторов ([29, 36, 39, 44] и др.), и диффузионный поток Mn составляет от 0,001–0,1 в пелагических до 10–20 $мкг/см^2$ в год в прибрежных зонах океана, что в сумме может значительно превышать количество растворенного Mn , поступающего в океан с речным стоком. При этом диагенетический поток Mn в пелагической зоне может соответствовать скоростям роста железомарганцевых конкреций, определенным методами абсолютной геохронологии [2, 29, 44], за исключением осадков с минимальным ($<0,1$ $мкг/л$) содержанием Mn в поровых водах [36].

Заканчивая рассмотрение сложного и противоречивого поведения Mn в поровых водах осадков обычного типа, необходимо отметить, что в металлоносных и рудных осадках поведение этого элемента еще более усложняется воздействием гидротермальных источников, в которых исходная концентрация и формы нахождения Mn отличны от таковых в морской среде. Поэтому познание особенностей поведения Mn в этих осадках ограничено возможностями исследования эволюции состава рудоносных растворов, начиная с момента их поступления в морскую среду.

В этом отношении наиболее доступно для исследования Красное море, где недавно установлены экстремально высокие концентрации Mn в поровых водах садков впадины Дискаверн, что и явилось убедительным доказательством наличия в этом районе не одного (впадина Атлан-

тис 11), а по меньшей мере двух пульсирующих рудоносных источников [19].

Что же касается пестрой картины распределения Мп в поровых водах металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. табл. 4), то она обусловлена, по-видимому, различной удаленностью точек опробования от источников поставки рудного вещества и вариациями состава и времени активизации этих источников.

Литература

1. Афанасьев Ю. А., Еремин В. П., Осадчук Т. М., Рябинин А. И. Исследование влияния давления на растворимость гидратов окисей железа (III) и марганца (IV).— Ж. физ. химии, 1979, т. 53, № 8, с. 1960—1962.
2. Батурич Г. Н. Баланс марганца и рудообразование в океане.— Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 1, с. 214—217.
3. Батурич Г. Н., Савенко В. С. О диагенетическом механизме формирования железо-марганцевых конкреций. Тезисы докл. IV симпозиума Междунар. ассоциации по генезису рудн. месторожд. Тбилиси, 1982, с. 289—290.
4. Бруевич С. В. Щелочной резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов.— Тр. ИОАН СССР, 1973, т. 64, с. 18—56.
5. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современные гидротермальные отложения. М.: Мир, 1974, с. 76—95.
6. Вершинин А. В., Петрий О. А., Розанов А. Г. О природе потенциала платинового электрода в кислородсодержащих морских средах.— Океанология, 1981, вып. 6, с. 1018—1022.
7. Волков И. И., Соколов В. С., Фомина Л. С. Реакционноспособные формы элементов в осадках трансокеанского профиля.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 6—21.
8. Горишкова Т. И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива.— В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970, с. 67—78.
9. Грамм-Осипов Л. М. К вопросу о равновесии перераспределении марганца в окисленных пелагических осадках (физико-химический анализ).— Геохимия, 1981, № 7, с. 1077—1079.
10. Грамм-Осипов Л. М., Шульга Ю. М. Элементы марганцевого равновесия в океанской воде.— Геохимия, 1980, № 8, с. 1222—1228.
11. Емельянов Е. М., Батурич Г. Н., Власенко Н. Б., Орлова С. А. Железо, марганец и медь в поровых водах донных осадков Атлантического океана.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 3. М.: Наука, 1973, с. 187—198.
12. Звольский С. Т., Клещенко С. А., Емельянов В. А. и др. Волно-физические свойства и гидрохимические особенности донных отложений тропической зоны Индийского океана. ГИН АН УССР. Препринт 79.14. Киев, 1979. 54 с.
13. Красинцева В. В., Гричук Д. В., Романова Г. И., Кадукин А. И. Процессы миграции и формы нахождения химических элементов в поровых водах донных отложений Иваньковского водохранилища.— Геохимия, 1982, № 9, с. 1342—1354.
14. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
15. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 352 с.
16. Миллер А. Д., Фишер Э. И. Исследование растворения золота при окислении двуокисью марганца в различных условиях состояния среды.— Геохимия, 1973, № 6, с. 855—865.
17. Погребняк Ю. Ф., Кренделев Ф. П. Микроэлементарный состав иловых вод донных осадков юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 270—288.
18. Пушкина З. В. Иловые воды осадков трансокеанского профиля и их изменение в диагенезе.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 190—240.
19. Пушкина З. В., Степанец М. И., Орлова Л. П., Синани Т. И. Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадины Атлантик II и Дискавери).— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 6, с. 62—69.
20. Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы. Формы железа и марганца в осадках и их изменение.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 22—50.
21. Савенко В. С. О физико-химическом механизме образования пелагических железо-марганцевых конкреций.— Геол. рудн. месторожд., 1981, № 6, с. 105—108.
22. Савенко В. С., Батурич Г. Н. Проблемы моделирования осаждения марганца из морской воды в связи с генезисом железомарганцевых конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 64—70.
23. Силлен Л. Г. Физическая химия морской воды.— В кн.: Океанография. М.: Прогресс, 1965, с. 428.
24. Шишкина О. В., Гордеев В. В., Цветков В. А., Гирин Ю. П. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 217—223.
25. Шишкина О. В., Гордеев В. В., Блажичин А. И., Митропольский А. Ю. Микроэле-

- менты в иловых водах Балтийского моря.— В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981, с. 207—215.
26. *Addy S. K., Presley B. J., Ewing M.* Distribution of manganese, iron and other trace elements in a core from the northwest Atlantic.— *J. Sediment. Petrol.*, 1976, v. 46, № 4, p. 813—818.
 27. *Bischoff J. L., Ku T. L.* Pore fluids of recent marine sediments. II. Anoxic sediments of 35° to 45° N Gibraltar to Mid-Atlantic Ridge.— *J. Sediment. Petrol.*, 1971, v. 41, № 4, p. 1008—1017.
 28. *Bischoff J. L., Sayles F. L.* Pore fluid and mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of East Pacific Rise.— *J. Sediment. Petrol.*, 1972, v. 42, № 3, p. 711—724.
 29. *Callender E., Bowser C. J.* Manganese and copper geochemistry of interstitial fluids from manganese nodule-rich pelagic sediments of the northeastern equatorial Pacific ocean.— *Amer. J. Sci.*, 1980, v. 280, № 10, p. 1063—1096.
 30. *Calvert S. E., Price N. B.* Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 16, p. 245—249.
 31. *Gundlach H., Marchig V., Schnier C.* Zur Geochemie von Manganknollen aus dem Zentralpazifik und ihrer Sedimentunterlage. 2. Porenwasser und Meereswasser.— *Geol. Jb.*, 1977, B. D23, p. 67—90.
 32. *Hartmann M.* Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee.— *Meyniana*, 1964, B. 14, p. 3—20.
 33. *Hartmann M., Müller P.* Geochemische Untersuchungen on Sedimenten und Porenwassern.— *Meerestechnik*, 1974, v. 5, № 6, p. 201—202.
 34. *Hartmann M., Müller P.* Trace metals in interstitial waters from Central Pacific ocean sediments.— In: *The dynamic environment of the ocean floor*. Lexington: Heath and Co., 1982, p. 285—301.
 35. *Klinkhammer G. P.* Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific. II. Pore water metal results.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1980, v. 49, № 1, p. 81—101.
 36. *Klinkhammer G., Heggie D. T., Graham D. W.* Metal diagenesis in oxic marine sediments.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1982, v. 61, № 2, p. 211—219.
 37. *Krom M. D., Sholkovitz E. R.* On the association of iron and manganese with organic matter in anoxic marine sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, v. 42, № 6, p. 607—611.
 38. *Li Y. H., Bischoff J. L., Mathieu G.* The migration of manganese in the Arctic Basin sediments.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 7, № 3, p. 265—270.
 39. *Manheim F. T.* Interstitial waters of marine sediments.— In: *Chemical oceanography*. 6. N. Y.: Acad. Press, 1976, p. 115—185.
 40. *Michard G., Grimaud D., Lavergne D.* Concentrations de manganèse dissous dans les eaux interstitielles des sédiments du Pacifique Equatorial.— *C. R. Acad. sci. Paris*, 1974, t. 278, Ser. D, № 25, p. 3157—3160.
 41. *Murray J., Irvine R.* On the chemical changes which take place in the composition of the sea water associated with blue muds on the floor of the ocean.— *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1895, v. 37, p. 481—508.
 42. *Presley B. J., Brooks R. R., Kaplan I. R.* Manganese and related elements in the interstitial water of marine sediments.— *Science*, 1967, v. 158, № 3803, p. 906—910.
 43. *Presley B. J., Kolodny Y., Nissenbaum A., Kaplan I. R.* Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia. II. Trace element distribution in interstitial water and sediment.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, № 10, p. 1073—1090.
 44. *Raab W.* Physical and chemical features of Pacific deep sea nodules and their implications to the genesis of nodules.— In: *Ferromanganese deposits on the ocean floor* / Ed. Horn. D. R. Washington, D. C.: Natl. Sci. Foundation, 1972, p. 31—49.
 45. *Tsunogai S., Kusakabe M.* Migration of manganese in the deep sea sediments.— In: *The dynamic environment of the ocean floor*. Lexington: Heath and Co., 1982, p. 257—273.

УДК 552.124.5 : 550.834

**КЛИНОФОРМЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ****ШИМКУС К. М., ШЛЕЗИНГЕР А. Е.**

Выделены прямые, обратные и проградационные клиноформы. Показано их отличие от конседиментационных геологических тел. Геологические тела разделяются на две группы: первая образуется в условиях дифференцированного прогибания; вторую образуют геологические тела, заполняющие готовый тектонический или экзогенный рельеф. Клиноформы осадочного чехла представляют огромный интерес в качестве ловушек углеводородов.

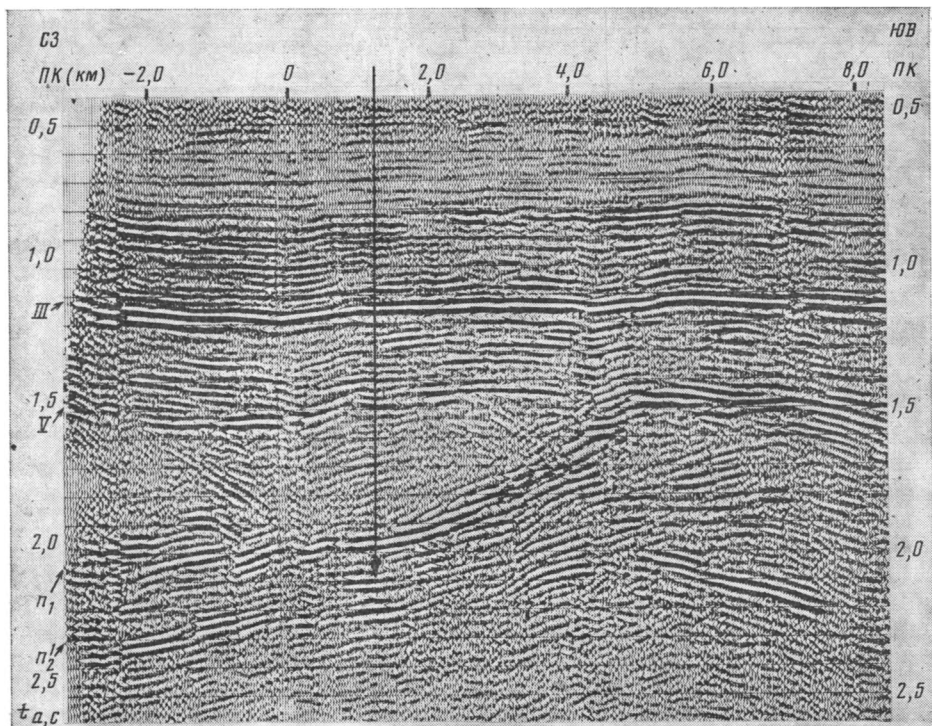
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Современные модификации сейсморазведки отраженных волн по временным разрезам позволяют с большой точностью расшифровывать геологические тела, слагающие осадочный чехол платформ и океанических структур. В настоящее время часто выделяют клиноформы, относя к ним геологические тела на сравнительно небольших расстояниях (обычно не превышающих первые десятки километров), существенно меняющие свою толщину (до порядка и выше). Сейчас накоплен большой материал, что позволяет объективно подойти к раскрытию их природы.

Анализ временных сейсмических разрезов дает возможность выделить прямые, обратные и проградационные клиноформы. В прямых клиноформах мощность уменьшается во внутрь бассейна; в обратных — увеличивается. Быстро выклинивающиеся геологические тела (обычно не более десятков километров) представляют проградационные клиноформы. Следует отличать клиноформы от конседиментационных геологических тел, меняющих свою мощность на крыльях тектонических структур в результате дифференцированного прогибания [27].

ПРЯМЫЕ КЛИНОФОРМЫ

В осадочном чехле платформ широко распространены мелководные биогермные карбонатные толщи. На бортах отрицательных структур они в большинстве случаев утоняются, образуя карбонатные бортовые уступы (прямые клиноформы). За ними появляются одновозрастные депрессионные фации (глинисто-карбонатные осадки), выполняющие центральные части отрицательных структур. Наиболее типичной и хорошо изученной сейсморазведкой и бурением является полоса верхнедевонско-нижнепермских разновозрастных карбонатных уступов периферии Прикаспийской впадины (фиг. 1) [10, 11]. Они почти сплошной полосой окаймляют ее. Высота карбонатных уступов достигает 1,5 км, а крутизна изменяется от первых до нескольких десятков градусов. Таким образом, карбонатные уступы изменяются по морфологии от остроугольных до тупых клиньев. Образование карбонатных пород, связанных с жизнедеятельностью различных организмов, происходило при ничтожном поступлении терригенного материала. В смежных районах глубоководной котловины биогермные карбонаты не могли откладываться, замещаясь маломощными глинисто-карбонатными депрессионными фациями. Карбонатные уступы объективно восстанавливают бровку шельфа, опоясывающую склоны глубоководных котловин. Намечается по крайней мере два типа глубоководных бассейнов, смежных с шельфами, на которых шло накопление биогермных карбонатов [7]. Одни из них возникли



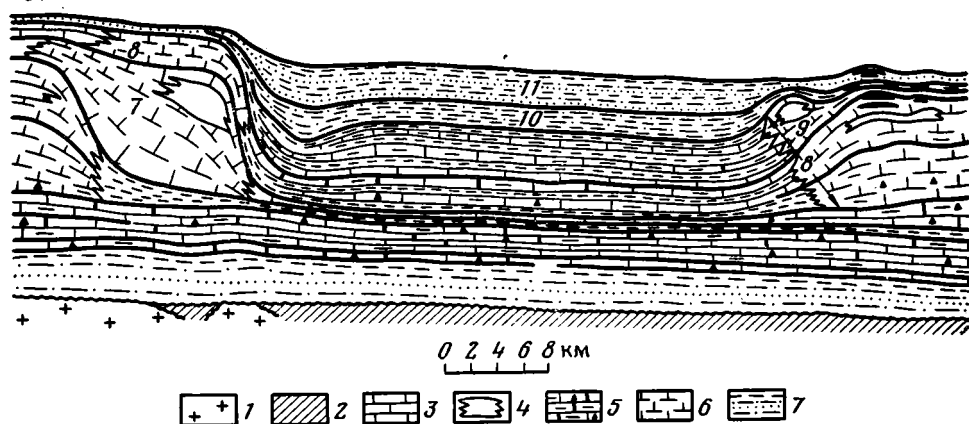
Фиг. 1. Фрагмент временного разреза района юго-восточного борта Прикаспийской впадины, демонстрирующий прямую клиноформу средне-верхнепалеозойских подсолевых пород [19]

вследствие резких кратковременных опусканий. Типичным примером является позднедевонский — раннепермский глубоководный Прикаспийский бассейн с глубинами, достигающими нескольких километров. Другие сформировались в результате некомпенсированного прогибания, а их глубины не выходили за пределы сотен метров. Характерным примером второго типа бассейнов являлась позднедевонская система Камско-Кинельских прогибов (фиг. 2).

ОБРАТНЫЕ КЛИНОФОРМЫ

В зоне привноса обломочного материала в глубоководный бассейн слои осадочного чехла по падению континентального (островного) склона всегда резко увеличиваются в мощности, достигая днища, равномерно его выстилая. В таких районах создается обратная клиноформа. Ее строение, как правило, отличается большой сложностью. Отдельные слои толщи в направлении, обратном падению, и по падению выклиниваются, прислоняются, замещаясь другими [21, 28, 29].

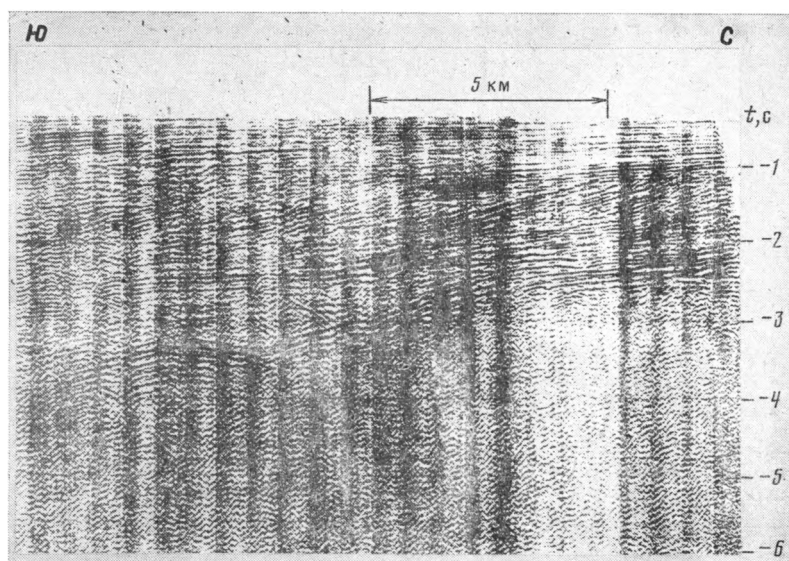
Обратные клиноформы глубоководных бассейнов представляют мощные геологические тела. Изменение толщины разновозрастных стратиграфических подразделений в них нередко достигает десятикратных размеров. Например, на северо-западе Черного моря олигоцен-антропогенный комплекс пород от шельфа к подножию континентального склона увеличивается от сотен метров до 12 км (фиг. 3). На северной периферии Прикаспийской впадины мощность толщи каменноугольных терригенных образований верейского горизонта (в отличие от карбонатных) увеличивается в глубь впадины от десятков метров до 1 км и более (фиг. 4). Терригенные клиноформы захороняют периферические участки глубоководного бассейна, наращивая шельф и образуя аккумулятивный склон.



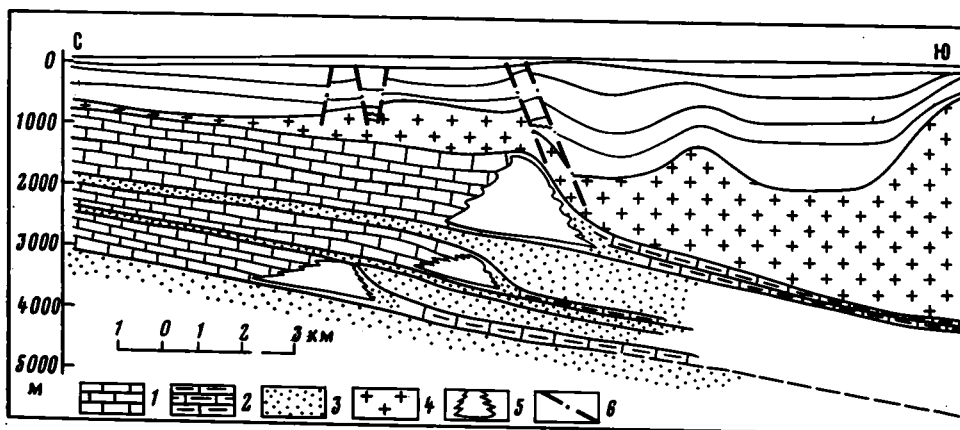
Фиг. 2. Геологический разрез Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы [7]:

1 — докембрийский фундамент; 2 — рифейско-вендский комплекс. Отложения: 3 — карбонатные нормально-слоистые, мелководно-шельфовые; 4 — биогермные; 5 — кремнисто-битуминозно-глинисто-карбонатные, относительно глубоководные доманиковского типа; 6 — карбонатные и глинисто-карбонатные клиноформные; 7 — песчано-глинистые

При увеличении крутизны склона ($>10^\circ$) особенно по периферии потока обломочного материала клиноформа рвется. Отложения сравнительно небольшой мощности достигают бровки шельфа. Затем следует участок относительно крутого склона, где накопления осадков не происходило. Он в свою очередь сменяется мощным комплексом разновозрастных образований глубоководного бассейна, испытывающих прислонение у подножия к подстилающему субстрату. Разорванные клиноформы устанавливаются в Черноморском бассейне к югу от Крыма, в Япономорском бассейне вдоль приморского континентального склона (фиг. 5) и в других регионах.



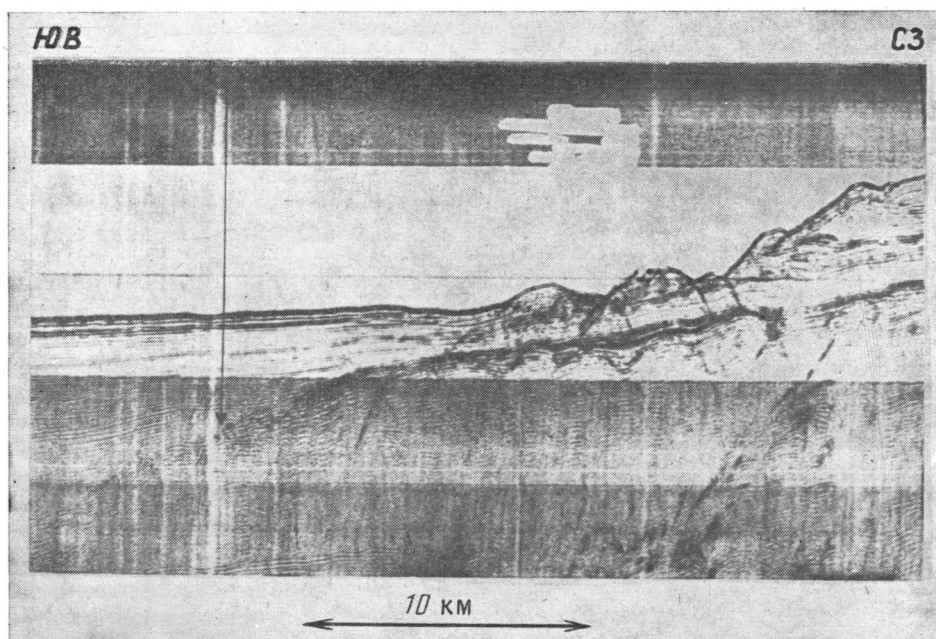
Фиг. 3. Фрагмент временного разреза района северо-западного шельфа Черного моря, демонстрирующий обратную клиноформу олигоцен-антропогенных пород [21]



Фиг. 4. Геолого-геофизический разрез района северного борта Прикаспийской впадины, демонстрирующий средне-верхнепалеозойские карбонатные уступы (по В. П. Шебалину)
1—5 — породы (1 — мелководные карбонаты, 2 — глубоководные глинисто-карбонатные, 3 — терригенные, 4 — соленосные, 5 — рифогенные); 6 — разрывные нарушения

Вне области терригенного материала слои, выполняющие глубоководный бассейн, испытывают повсеместное прислонение вдоль его бортов, а их возрастные аналоги на смежных участках шельфа практически отсутствуют. Прислоняющиеся глубоководные комплексы установлены во всех бассейнах внутренних и краевых морей (Средиземноморских, Черноморском, Среднекаспийском, Япономорском, Южно-Охотском и др.) [1, 2, 17, 21, 29—33] и во многих районах так называемых пассивных окраин Мирового океана [3—5].

Обратные клиноформы глубоководных бассейнов следует отличать от конседиментационных крыльев тектонических структур. Часто только



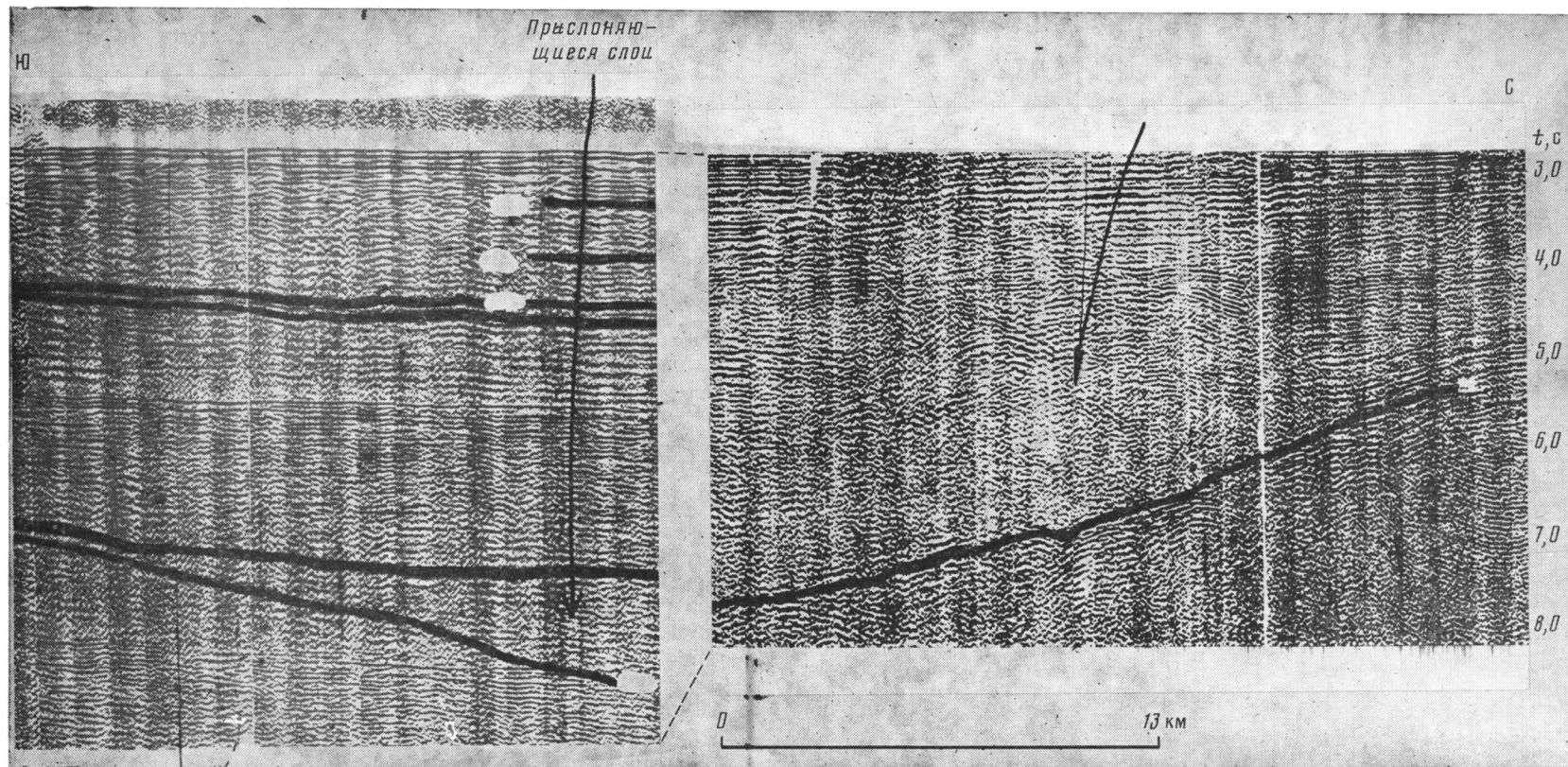
Фиг. 5. Фрагмент временного разреза юго-востока Черного моря, демонстрирующий разорванную клиноформу олигоцен-антропогеновых пород (по А. А. Терехову и др.)

по характеру изменения мощности геологического тела трудно решить, за счет чего оно происходит. Для их отличия необходимо привлечь материал по другим обрамлениям и внутренним районам. В геологических телах тектонических структур во всех сечениях будет происходить конседиментационное изменение толщины слагающих их слоев. В глубоководных бассейнах тела клиноформ переходят в параллельно-слоистые (чаще горизонтально-слоистые) геологические тела. Последние всегда испытывают в бортовых зонах отсутствие привноса обломочного материала и на внутренних поднятиях прислонение (фиг. 6). Следовательно, если увеличивающееся в мощности геологическое тело затем по латерали будет испытывать прислонение, то его можно рассматривать как клиноформу глубоководного бассейна.

Образование глубоководных бассейнов внутренних и краевых морей и Мирового океана связано с резкими кратковременными импульсами тектонических опусканий или горизонтальными движениями (спредингом). Они создали глобальную систему готовых ловушек терригенного обломочного материала, по периферии которой и создавались клиноформы. В замкнутых глубоководных бассейнах внутренних и краевых морей при сечениях, не превышающих сотен километров, терригенного материала обычно хватало для их последовательного заполнения. В пределах открытых глубоководных бассейнов Мирового океана на расстоянии 1000 км и более от источников сноса сказывалась нехватка терригенного обломочного материала, приводившая к плавному утонению слоев осадочного чехла в сторону внутренних районов Мирового океана. Правда, накопление осадков за счет латерального переноса здесь существенно дополнялось гидрогенной (вертикальной) их садкой, что осложняло формирование геологических тел. В отличие от клиноформ периферии Мирового океана, которые можно назвать фронтальными, утонение слоев осадочного чехла в сторону его внутренних районов можно именовать внутриокеаническими клиноформами. Последние в настоящее время изучены сейсморазведкой значительно хуже.

Обратные клиноформы известны и в осадочном чехле эпиконтинентальных бассейнов. Так, они установлены А. С. Столяровым [24] в майкопских отложениях Южного Мангышлака. Здесь в раннем — среднем майкопе за счет дефицита материала образовалась прямая клиноформа (некомпенсированный комплекс). В результате увеличения поступления терригенного материала некомпенсированный бассейн был захоронен и в нем была создана обратная клиноформа (комплекс заполнения). Образование клиноформ здесь шло на фоне ускоренного дифференцированного прогибания, которое приводило к более быстрому погружению дна бассейна центральных районов по сравнению с периферийными. Следовательно, верхняя часть майкопского комплекса представляет комбинированное геологическое тело, связанное с заполнением некомпенсированной ловушки и прогибанием дна бассейна. Вероятно, к обратным клиноформам эпиконтинентальных бассейнов следует отнести выклинивающиеся тела нижнего палеоцена Восточно-Кубанского прогиба [13].

Во внутренних районах Мирового океана преобладает гидрогенное (выпадение сверху) осадконакопление. Создающиеся геологические тела часто облекают готовый положительный рельеф дна бассейна, особенно плосковершинные подводные возвышенности, являющиеся благоприятными участками накопления относительно мощных карбонатных тел (например, нижнемеловые отложения поднятий Шатского и Хеса). В смежных районах глубоководных котловин дно бассейна, по-видимому, располагалось ниже уровня лизоклина и садка карбонатов не происходила, вследствие чего образовались прямые клиноформы, острие которых было направлено по падению склонов подводных возвышенностей в сторону глубоководных котловин. Следует отметить, что вопрос соотношения геологических тел, образованных осадками, латерально переносимыми по дну или обусловленными гидрогенной седиментацией, еще практически остается не раскрытым.



Фиг. 6. Фрагмент временного разреза района западной части Черного моря, демонстрирующий переход обратной клиноформы олигоцен-антропогеновых пород в одновозрастные прислоняющиеся слои (по Е. М. Хахалеву и др.)

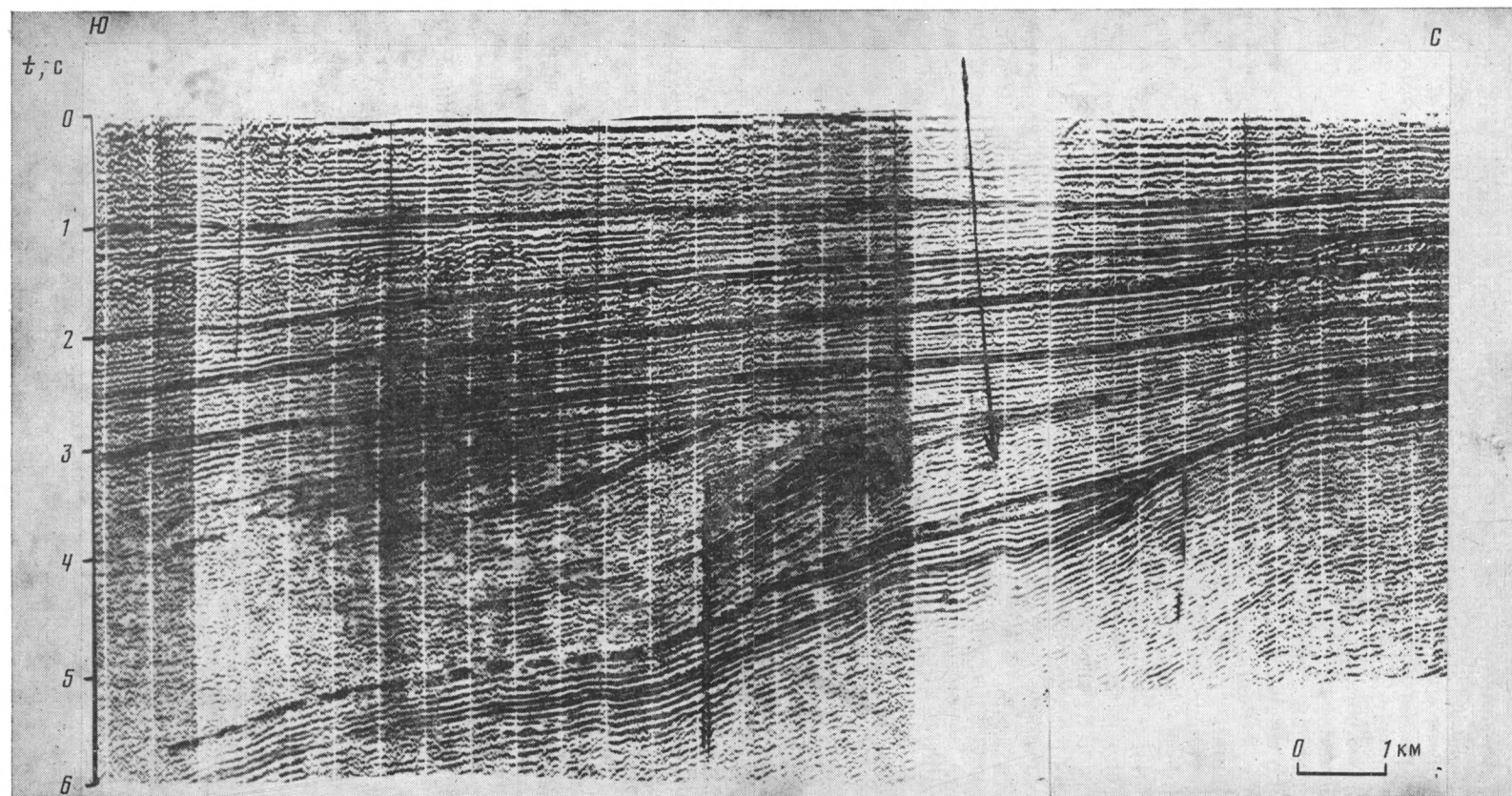
В настоящее время большое внимание уделяется дельтовым комплексам, поскольку с ними связаны значительные перспективы поисков месторождений углеводородов [8, 23, 34]. Их изучение базируется главным образом на геоморфологических параметрах современных дельт. Для раскрытия роли дельт в строении и формировании осадочного чехла используются материалы сейсморазведки отраженных волн. Как показывает их анализ, в самих дельтах геологические тела не образуются. В лучшем случае возникают тонкие пленки наносов, не выходящие за пределы первых десятков метров. Геологические тела рождаются только в активно прогибающихся дельтах, таких, как дельты Нила, Роны, По и др., где накопились многокилометровые толщи неоген-четвертичных образований.

Значительно чаще дельты непосредственно не сопряжены с опускающимися участками эпиконтинентальных бассейнов, или готовыми ловушками. К ним, например, можно отнести такие речные артерии, как Дунай, Днепр, Дон, Кубань, Волга, Урал и др. Терригенный материал в этом случае в основном транзитом проходит шельф, образуя за его бровкой своеобразные геологические тела.

По окраинам современных глубоководных бассейнов обнаруживаются относительно непротяженные (десятки километров) проградационные клиноформы, сложенные терригенными отложениями четвертичного возраста. Типичные проградационные клиноформы верхнечетвертичного (а скорее, голоценового, новокаспийского) возраста установлены по разрезам непрерывного сейсмического профилирования (НСП) на туркменском шельфе Южно-Каспийского бассейна [16, 20]. Их мощность достигает 1,5 км, тогда как в сопряженных районах шельфа и глубоководной котловины мощность разновозрастных образований не превышает первых десятков метров. Проградационные клиноформы туркменского шельфа последовательно выклиниваются, сменяя друг друга с востока на запад. Наиболее молодая из них слагает современную бровку шельфа. Похожее строение имеют и проградационные четвертичные клиноформы северо-востока Черного моря, где мощность слагающих их отложений достигает 3 км.

Сигмоидальные тела среднего майкопа хорошо изучены сейсморазведкой (фиг. 7) на северном крыле Индоло-Кубанского прогиба акватории Азовского моря [25]. Их число достигает четырех, при общей мощности до 800 м. Они последовательно сменяют друг друга с севера на юг, продвигаются на расстоянии 30—40 км в глубь прогиба, полностью выклиниваясь. Подобные тела обнаружены в майкопских отложениях Южного Мангышлака [26].

В последние годы сейсморазведкой методом общей глубинной точки (МОГТ) в платформенных чехлах Западно-Сибирской и Скифской плит в терригенных нижнемеловых отложениях были обнаружены проградационные клиноформы [6, 12, 14]. Они расположены между субпараллельными сейсмическими горизонтами, расстояние между которыми составляет 700—800 м. На территории Западно-Сибирской плиты они, по данным Н. Я. Кунина [14], распространены на всем пространстве от широтного Приобья до Ямала и Гыдана. По линии меридионального колена Оби и западнее Обской губы наиболее четко фиксируется система наклоненных к западу проградационных клиноформ. Их число достигает 15—20, при протяженности каждой из них до 150 км и мощности 200—300 м, последовательно омолаживающихся с востока на запад. На территории Скифской плиты в пределах восточной части кряжа Карпинского в нижнемеловых отражениях насчитывается пять геологических толщ, объединяемых в группу «а» и последовательно сменяющих друг друга с востока на запад, и четыре толщи группы «б» — с запада на восток. Суммарная мощность отложений, заключенных между субпараллельными сейсмическими горизонтами, изменяется плавно.



Фиг. 7. Фрагмент временного разреза района северного крыла Индоло-Кубинского прогиба Азовского моря, демонстрирующий проградационную клиноформу в майкопских отложениях (по Т. А. Амашукели и др.)

Вероятно, проградационные клиноформы участвуют в строении нижнемеловых отложений Амударьинского, Бешкентского, Южно-Мангышлакского прогибов, Бахардокской моноклинали Туранской плиты и в Северном Дагестане Скифской плиты [14].

К проградационным клиноформам относятся подводные конусы выноса рек. Особенности их строения раскрывает подводный хребет Моисеева северо-западной окраины Черного моря [9, 18, 21, 22]. Он расположен на продолжении дельты Дуная. Конус выражен на континентальном склоне, откуда происходит его постепенное затухание в глубь бассейна. Относительное превышение подводного конуса выноса Дуная достигает 600 м. Его поверхность осложнена долинами. В отличие от рассмотренных выше проградационных клиноформ, простирающихся параллельно бортом ловушки, конус выноса палео-Дуная располагается на погружении континентального склона, постепенно затухая в глубь бассейна. Слагающие его слои вкрест простираения на расстоянии десятков километров, как и в проградационных клиноформах, резко утончаются.

Для образования проградационных клиноформ необходимо два главных условия: аномальное поступление терригенного обломочного материала и наличие готовой ловушки. Последняя во всех разобранных случаях несомненно была. Глубины накопления майкопских осадков, судя по их вещественному составу и биостратиграфическим остаткам, оцениваются несколькими сотнями метров [24]. Отложения баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, подстилающие проградационные клиноформы, относительно глубоководны (первые сотни метров). По-видимому, близкими палеогеографическими параметрами характеризовалась и территория Скифской плиты. Несомненно, что глубоководные котловины существовали при формировании проградационных клиноформ и конусов выноса на акваториях Южного Каспия и Черного моря.

Речные артерии или вынос в бассейн аномального количества терригенного обломочного материала, на порядок и более превышал количество осадков, поступающих в бассейн за единицу времени до и после формирования проградационных клиноформ. Выносимый речной артерией или артериями терригенный обломочный материал практически не успевал улавливаться прогибающимся дном эпиконтинентального бассейна. Основная его масса сносилась по дну шельфовой акватории во внутренние районы. Здесь за бровкой шельфа относительно глубоководная часть бассейна представляла готовую ловушку. Континентальный склон и подножие были теми участками дна, где сносимый терригенный материал осаждался, образуя мощные проградационные клиноформы, которые на порядок и более превышали разновозрастные образования шельфа, накапливающиеся вследствие опускания бассейна. Осадки, славившие бассейн, из-за недостатка терригенного материала быстро утончались, практически полностью выклиниваясь от подножия в глубь бассейна. Таким образом, проградационные клиноформы представляли собой (а некоторые и сейчас представляют) аванделы, которые отстояли от их устья обычно на несколько сот или более километров. Дельта и авандельта разделялись шельфом, который являлся областью транзита сносимого рекой материала. Проградационные клиноформы маркируют бровку шельфа, создают аккумулятивный склон, захороняя периферические участки глубоководного бассейна. Они образовывались в очень короткое геологическое время (по-видимому, менее сотни тысяч лет). Поэтому за пределами проградационной клиноформы на смежных участках дна эпиконтинентальной части бассейна или в глубоководной части, куда не проникал сносимый обломочный материал, синхронные по возрасту отложения образовывали толщи мощностью, не превышающей десятки метров, что практически находится за пределами разрешаемой способности анализируемых временных сейсмических разрезов. По-видимому, специфические гидрологические условия глубоководного бассейна приводили к созданию проградационных клиноформ (подводные конусы выноса), не параллельных бортовым зонам ловушки.

До и после существования проградационных клиноформ терригенный материал поступал в бассейн равномерно и в существенно меньших количествах. Он полностью усваивался погружающимся эпиконтинентальным дном или в виде терригенных клиноформ выполнял глубоководные части бассейна. В последние годы стали широко разрабатываться проблемы лавинной седиментации [15]. Несомненно, что осадки, создающие проградационные клиноформы, представляют типичный пример лавинной седиментации. При самых скромных оценках скорость осадконакопления при их создании превышала 10 м за 1000 лет, а в пределах туркменского шельфа была даже не ниже 100 м за 1000 лет, в то время как вне площадей их распространения она практически никогда не превышала 1 м за 1000 лет, а обычно составляла сантиметры или реже десятки сантиметров.

ВЫВОДЫ

Проведенный по временным сейсмическим разрезам анализ строения и механизма образования геологических тел осадочного чехла дает основание подразделить их на две группы. Первая группа, образующаяся в условиях дифференцированного прогибания, создавалась в конседиментационных эпиконтинентальных бассейнах, составляя преимущественно осадочный чехол платформ. Вторую группу образуют геологические тела, заполняющие готовый тектонический или экзогенный рельеф. Они непосредственно не связаны с тектоническими движениями, так как слагающие их осадки пассивно заполняли готовые ловушки и играли основную роль в глубоководных бассейнах Мирового океана.

Проградационные клиноформы обусловлены аномальным, но очень кратковременным поступлением в бассейн терригенного обломочного материала. При наличии готовых ловушек, которые практически всегда имелись в системе Мирового океана, создавались мгновенно выклинивающиеся геологические тела. Однако их роль в строении осадочного чехла Земли, по-видимому, незначительна, так как, возможно, большая их часть позднее уничтожилась.

Клиноформы осадочного чехла представляют огромный интерес в качестве ловушек углеводородов. Они часто связаны с мощными толщами горных пород, несомненно содержащих нефть и газ. При латеральной миграции углеводороды будут улавливаться в зонах выклинивания слоев осадочного чехла, образуя промышленные скопления. Уже давно мощная серия майкопских глин рассматривается как нефтегазоматеринская. Поэтому песчаные сигмоидальные тела среднего майкопа северного крыла Индоло-Кубанского прогиба и Южного Мангышлака являются с этих позиций очень перспективными объектами. Они выклиниваются по региональному восстанию слоев и представляют собой хорошие коллекторы, окруженные мощной глинистой покрывкой. Обнаружена приуроченность к ним скоплений горючего газа [26]. Большие потенциальные возможности имеют проградационные клиноформы Скифской и Западно-Сибирской плит. В последней из них уже известны признаки нефти и газа [14].

Еще большие потенциальные ресурсы углеводородов скрыты в терригенных клиноформах современных глубоководных бассейнов. Первоочередными объектами в них являются участки современных шельфов, доступных в настоящее время для глубокого морского бурения. К ним прежде всего относятся майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря, увеличивающиеся от первых сотен метров на площади Скифской плиты до 6 км на северной периферии Черноморского бассейна. Здесь установлены мощные толщи выклинивающихся и фациально замещающихся слоев, представляющих идеальные ловушки для скопления углеводородов.

С карбонатными клиноформами связаны крупнейшие месторождения нефти и газа. Как правило, перед карбонатным клином расположены биогермные тела (часто представляющие собой типичные барьерные рифы), которые и служат основными ловушками углеводородов.

1. Антипов М. П., Ковылин В. М., Филатьев В. П. Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, с. 30—39.
2. Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 107—118.
3. Бабенко К. М., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е. Океанические и континентальные структуры дна восточной окраины Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 223—227.
4. Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 68—80.
5. Басенцян Ш. А., Пилипенко А. И., Свистунов Ю. И. и др. Структура осадочного чехла Юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 5—18.
6. Бишиков М. М. О геологическом прогнозировании и подготовке сейсморазведки ловушек литологического типа в отложениях неокма Западной Сибири.— Геология нефти и газа, 1980, № 7, с. 18—21.
7. Гарейский Р. Г., Кирюхин Л. Г., Матвеевская Н. Д. и др. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Древние платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1981, с. 28—41.
8. Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. 323 с.
9. Казанцев Р. А., Шаймуров Р. В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона.— Геоморфология, 1978, № 3, с. 79—82.
10. Кирюхин Л. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Прикаспийский глубоководный бассейн. Статья 1.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 6, с. 40—53.
11. Кирюхин Л. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Прикаспийский глубоководный бассейн. Статья 2.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 29—39.
12. Корнеев В. А. Геолого-геофизические предпосылки поисков неантиклинальных ловушек углеводородов в Среднем Приобье.— Тр. ЗапСибНИГРИ, 1979, вып. 144, с. 89—94.
13. Крипиневиц В. Л., Пустыльников Л. М., Михайленко Р. С. и др. Новый объект поисковых работ в палеоценовых отложениях Восточно-Кубинской впадины.— Геология нефти и газа, 1981, № 11, с. 44—46.
14. Кунин Н. Я. Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ в СССР.— Препринт № 4. М.: Ин-т физики Земли, 1982.
15. Лавинная седиментация/Под ред. Лисицына А. П. Ростов: Изд-во Ростовск. ун-та, 1982. 134 с.
16. Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978, 110 с.
17. Лебедев Л. И., Маливицкий Я. П., Муратов М. В. и др. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 22—39.
18. Маев Е. Г., Козлов В. Б., Крыстев Т. И. и др. Структурно-геоморфологическая характеристика континентальной террамы.— В кн.: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во Болгарской АН, 1980, с. 145—156.
19. Нажметдинов А. Ш. Структура, история развития и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Прикаспийской впадины, Северо-Устьюртского прогиба и Бузачинского свода: Автореф. канд. дис. М.: ВНИГНИ, 1980, 26 с.
20. Никишин А. В. Плиоцен-четвертичный этап Южного Каспия (строение, формирование, нефтегазоносность): Автореф. канд. дис. М.: ИГИРГИ, 1982. 27 с.
21. Николаева Е. Я., Пустыльников М. Р., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла северо-западной части Черноморского глубоководного бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 3—16.
22. Пустыльников М. Р., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О структурно-генетических связях подводных хребтов Архангельского и Моисеева в Черном море.— Сов. геология 1981, № 7, с. 370.
23. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
24. Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака.— Бюл. СОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 55—78.
25. Туголесов Д. А., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В. Некоторые особенности строения майкопских отложений Индоло-Кубанского прогиба (по данным морской сейсморазведки).— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1185—1187.
26. Хафизов И. А., Козмодемьянский В. В., Корсун П. Е., Панков В. Я. Дельтовые отложения — новый объект поисков нефти и газа на Мангышлаке.— Геология нефти и газа, 1979, № 12, с. 19—23.
27. Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Образование геологических тел в условиях мелководных и глубоководных бассейнов по сейсмическим материалам.— В кн.: Геология морей и океанов. Т. 3. М., 1982, с. 57—58 (Тез. докл. 5-й Всесоюз. школы морской геологии).

28. Шлезингер А. Е. Черноморская впадина — глубочайший молодой провал на поверхности Земли.— Природа, 1978, № 5, с. 88—94.
29. Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 237—262.
30. Янишин А. Л., Есина Л. А., Казакова О. В. и др. Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 5—22.
31. Янишин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 5—23.
32. Янишин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
33. Янишин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания их образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
34. Янишина Ф. Т. О двух типах слоистости дельтовых отложений.— Геология и геофизика, 1981, № 9, с. 41—50.

Южное отделение института
океанологии АН СССР
Геленджик
ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
10.I.1983

УДК 552.53 (262.83)

СУЛЬФАТОНОСНЫЕ ОСАДКИ АРАЛЬСКОГО МОРЯ,
ИХ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ

РУБАНОВ И. В.

В донных осадках моря, вскрытых до 5 м, помимо «нормально-морских» отложений, представленных карбонатными глинами, алевритами и песками, широкое развитие получили и сульфатные образования — гипс и мирабилит. Наличие сульфатных осадков среди донных отложений Арала свидетельствует о весьма непостоянном солевом режиме этого водоема и изменениями его от нормального морского, до осолоненного, вплоть до выпадения гипса и даже мирабилита.

Аральское море относится к числу наиболее крупных озерных водоемов мира и занимает четвертое место по площади акватории (66 тыс. км² в 1961 г.) после Каспия и озер Верхнего и Виктория. Многие черты его современного осадконакопления сходны с седиментацией в нормально-морских бассейнах [10]. Вместе с тем в верхнем голоцене, как показали результаты исследований последних лет [7—9, 11], геохимические условия формирования осадков в Аральском море были резко отличными от осадконакопления в других морских и крупных озерных бассейнах аридных зон Земли. Это отличие заключалось прежде всего в широком развитии сульфатного осадконакопления в Аральском море (гипса и мирабилита, являющегося водорастворимой солью).

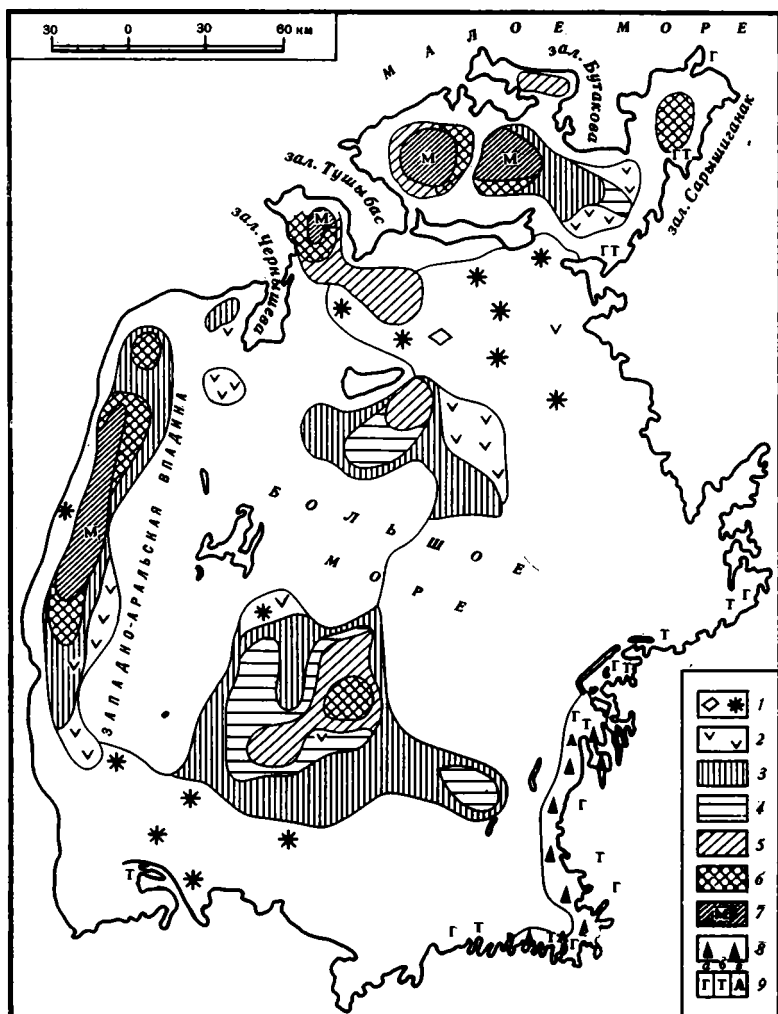
Первые сведения о наличии гипса в осадках Аральского моря были получены Н. Г. Бродской [2], которая в северных заливах и в Западно-Аральской глубоководной впадине акватории на глубине 30 см от ее дна обнаружила включения отдельных кристаллов и прослои (до 6 см) мелкокристаллических пород, сложенных этим минералом. Позднее — в 1965 г. П. Г. Чалов [12]; а затем в 1970 г. И. Г. Вейнбергс и др. [3] в осадках Западно-Аральской впадины, в заливе Тше-Бас и в Малом море на глубине 90, 120 и 350 см обнаружили «соль», за которую, возможно, ими был принят гипс.

Впервые минеральный состав водорастворимых солей был определен нами в 1973 г. [7] при проведении опробования прямоточной трубкой донных осадков Западно-Аральской впадины, залива Тше-Бас и Малого моря. Оказалось, что эти соли представлены всюду мирабилитом¹. Лишь в Малом море в одной из проб было встречено несколько кристаллов астраханита размером до 5 мм.

Дальнейшие исследования донных осадков моря (до глубины 5 м) с помощью вибропоршневой трубки позволили установить масштабы распространения мирабилитовых залежей [7] и выявить новые участки гипсоносных осадков в пределах акватории Арала. Гипсы были обнаружены не только на глубине 30 см от дна моря [2], но и глубже — вплоть до 500 см (максимальной мощности опробования осадков) и почти по всей площади моря (фиг. 1).

Наибольшая насыщенность осадков гипсами приурочена к зонам развития мирабилитовых залежей. Обычно гипсы образуют слои (до 50 см и более), состоящие из тонких (0,5—1 мм) прослоев микрокристаллических пород и залегающие среди нормально-морских (не гипсоносных) осадков на различных глубинах от дна моря. Этот факт свидетельствует о непостоянной солености вод Арала в недавнем геологическом прош-

¹ В дальнейшем мы будем называть солью лишь водорастворимые минералы — мирабилит и др.



Фиг. 1. Схема сульфатоносности донных осадков Аральского моря
 1 — диагенетический гипс среди дельтовых осадков (друзы и гипсовые розы); 2—6 — аутигенный гипс среди морских осадков: 2 — единичные кристаллы; 3 — прослои в несколько мм; 4 — то же, суммарной мощностью до 10 мм; 5 — до 10 см; 6 — до 50 см и более; 7 — мирабилит среди морских осадков; 8 — аутигенный гипс в зоне осушки; 9 — соли зоны осушки: а — галит, б — астраханит, в — тенардит и мирабилит, частью обезвоженный

лом. Кроме того, отдельные кристаллы гипса (размером до 1—5 мм) встречаются иногда и в «негипсовых» частях разреза.

Судя по вышеприведенной схеме распространения сульфатов на площади акватории Арала, погребенный гипс не встречается лишь в самых центральных участках Большого моря и в мелководных его зонах. Очень мало гипса в заливе Чернышева. В зоне развития дельтовых осадков сингенетический гипс не накапливался. Обнаруженные же здесь отдельные друзы и гипсовые розы (размером до 5—8 см) имеют явно диагенетический характер. Следует сказать, что в поверхностном слое осадков современной осушки восточного мелководья Арала (Акпеткинский архипелаг и др.) также широко развиты гипсы и водорастворимые соли, но они образовались во время последней (до 1961 г.) трансгрессии моря и никакого отношения к погребенным сульфатам не имеют и потому детально здесь не рассматриваются. Образование этих гипсов и солей связано с интенсивным испарением морской воды в многочисленных мелководных заливах и межбарханных (фильтрационных) озерах (в период

длительного стояния уровня моря). Гипсы образуют на дне некоторых заливов сплошной пласт (площадью в несколько десятков квадратных километров) рыхлых зернистых пород мощностью до 20—40 см, а в центральных их участках кое-где имеются небольшие (в несколько десятков квадратных метров) пласты водорастворимых солей мощностью до 1, редко до 3 м. В их составе преобладает галит, реже астраханит и тенардит (мирабилит).

Рассмотрим несколько литологических профилей, вскрывающих главнейшие разновидности донных осадков Аральского моря, предварительно охарактеризовав вещественный состав пород самого верхнего их слоя.

Проведенными ранее исследованиями [1, 2, 9, 11] установлено, что поверхностный слой современных осадков центральных участков акватории Арала (Большого и Малого моря и западной глубоководной зоны) представлен преимущественно карбонатными глинами (мергелями). В более мелководных зонах моря, ближе к берегам, развиты алевроиты, концентрически опоясывающие площади распространения глин. Далее вдоль берегов Арала формируются в основном пески. Такое распределение осадков свидетельствует о подчиненности современного седиментогенеза законам механической дифференциации, вызванной динамикой моря. Вместе с тем значительная карбонатность осадков (до 50% и более) хемогенного происхождения говорит о том, что водоем расположен в зоне аридного литогенеза Земли [10].

Сравнение современных отложений с более древними осадками, вскрытыми виброскважинами на глубину до 5 м, указывает на их весьма существенное отличие.

Судя по профилю, составленному в северо-восточной части акватории Арала (фиг. 2), в центральной части залива Большой Сарычаганак довольно чистые гипсы залегают под серыми нормально-морскими глинами в интервале 146—270 см от дна моря (до забоя скважины 1).

В заливе Бутакова большая часть разреза сложена темными глинами, содержащими ближе к основанию (глубже 328—370 до 440 см) прослой (до 10 см) темной мелкозернистой (до 3 мм) рыхлой гипсовой породы.

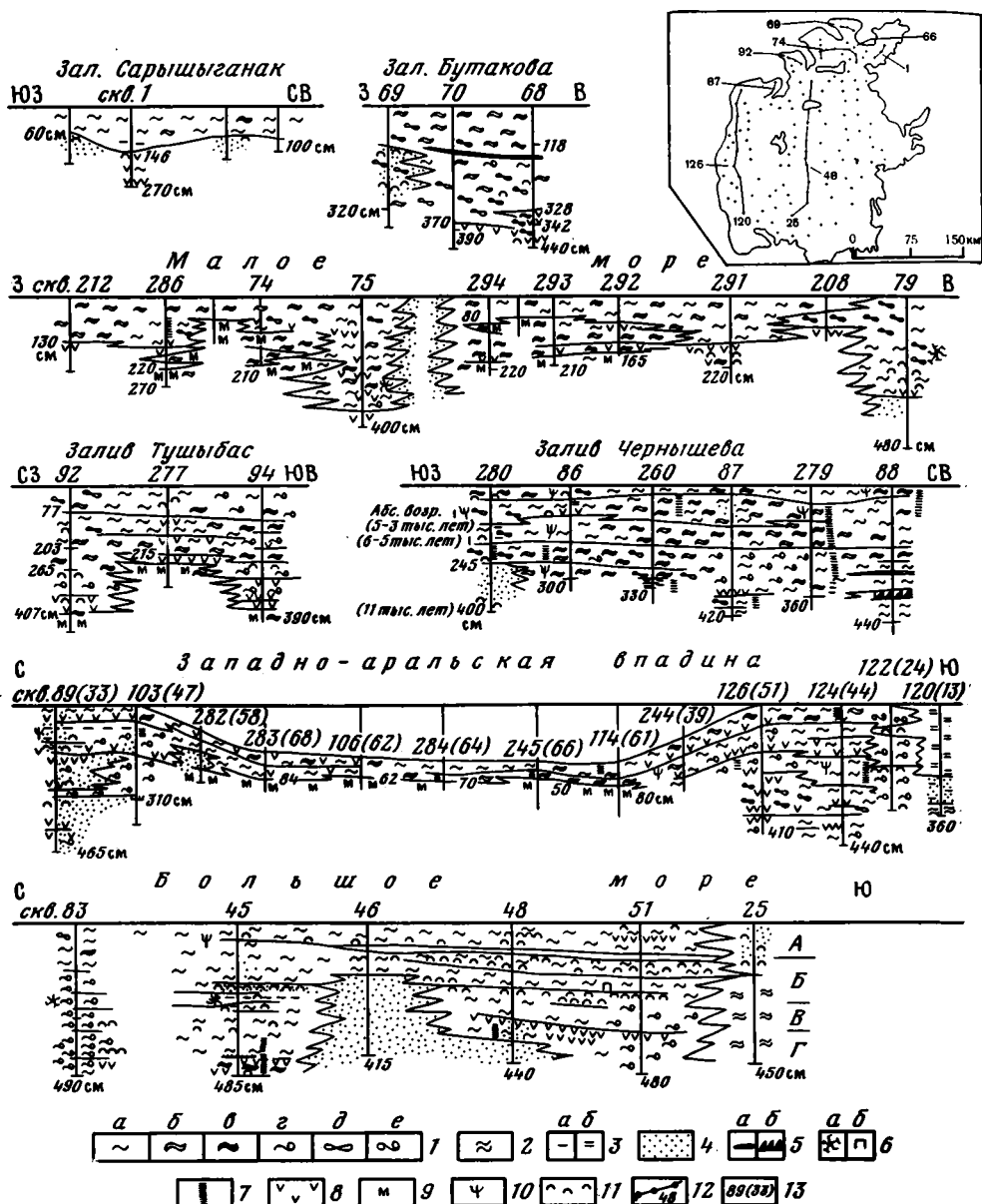
В Малом море выявлены две самостоятельные соляные (мирабилитовые) залежи [8], перекрытые темными и зеленовато-серыми глинами мощностью от 70—80 до 200 см. Мирабилит водяно-прозрачный, стекловатый, чаще темный (за счет примеси ила), кристаллический (размер кристаллов от 1 до 10 мм). Полная мощность отложений солей не установлена, поскольку их удалось вскрыть лишь на глубину до 50—65 см. Площадь, занятая соляными залежами, превышает 400 км².

Над солью в темных жидких илах обычно присутствует большее или меньшее скопление гипсов (кристаллы размером 1—3 мм), образующих местами почти чистые прослои мощностью до 30 см, особенно ближе к периферическим участкам соляных залежей. Площадь распространения гипсов значительно больше, чем солей, поскольку ближе к берегу соли обычно фациально замещаются гипсами.

В восточной части Малого моря, где соли во вскрытых до 5 м осадках не обнаружены, прослой мелкозернистого гипса отмечаются на глубинах 90—323—345 см.

В заливе Тше-Бас мирабилитовая залежь перекрыта темными глинами мощностью 240—407 см. Соль вскрыта на глубину до 60 см. Она здесь менее загрязнена илом. Площадь, занимаемая соляной залежью, очевидно, достигает 100 км². Гипсы, перекрывающие мирабилит, имеют мощность 25 см. Выше имеется еще пять гипсовых прослоев (на глубинах 175, 170, 150, 140 и 118 см) мощностью от 3 до 30 мм.

Осадки залива Чернышева отличаются незначительной гипсоносностью. Обычно гипсы появляются в верхних горизонтах глин лишь у выхода из залива. В самом же заливе гипсы были встречены только в его центре в скважине 87 на глубине 365 см, где они представлены миллиметровыми кристаллами, слагающими сантиметровый прослой в основании горизонта серых глин на границе с зеленовато-бурой глиной.



Фиг. 2. Схематические литологические профили основных типов осадков Аральского моря (на врезке схемы расположения скважин)

1 — глины морские: а — стально-серые, б — темно-серые, в — черные, г — фисташковые, д — зеленоватые, е — розоватые; 2 — глины дельтовые (буроватые, желтоватые); 3 — алевроиты: а — морские, б — дельтовые, 4 — пески; 5 — прослой, обогащенные растительной органикой: а — обугленной, б — полубугленной, бурой, 6 — текстуры: а — комковатая, б — пористая; 7 — тонкая слоистость; 8 — гипс микрозернистый тонкослоистый; 9 — соли (мирабилит); 10 — отдельные включения растительных остатков (нитевидные водоросли); 11 — фауна; 12 — точки опробования донных осадков, местоположение литологических профилей; 13 — номера скважин (в скобках глубина моря в метрах)

В Западно-Аральской впадине, расположенной южнее залива Чернышева, уже на глубине 33 м у северного ее окончания (скв. 89) появляется несколько (>5) прослоев гипса мощностью до 20 см (суммарная мощность более 70 см). Южнее, по мере увеличения глубины моря, количество гипса постепенно уменьшается (в скв. 103 на глубине 47 м мощность наиболее крупного прослоя гипса равна всего лишь 6 см) и уже на глубине 58 м (скв. 252) наряду с гипсом в осадках появляется мира-

билит. Причем 6-см прослой гипса и здесь прослеживается, но на меньшей глубине от дна моря (31—38 см вместо 44—51 см). Мирабилит же залегает здесь непосредственно под 77-см слоем серого песка, содержащего редкие раковины остракод. Мирабилит крупнокристаллический (до 1 см), темный за счет примеси илового материала. Вскрыт он здесь на глубину 35 см (в интервале 145—180 см).

Далее в южном направлении мирабилитовая залежь залегает под слоем «нормальных морских» карбонатных микрослоистых темных глин мощностью от 50 до 120 см. Гипса среди этих глин обычно немного, лишь в скв. 106 в 62-см слое осадков, перекрывающих соль, отмечается около пяти слоев гипса суммарной мощностью до 20 см.

В самой южной точке распространения соляной залежи — в скв. 114, в перекрывающих мирабилит осадках (мощностью 78 см), видимого гипса не встречено.

Общая длина Западно-Аральской соляной залежи превышает 90 км, а площадь более 1400 км² [8]. Суммарная же площадь всех соляных залежей Арала около 2000 км², вскрытая мощность 60—65 см. Общие запасы солей, по-видимому, достигают 3 млрд. т. (при мощности не менее 1 м).

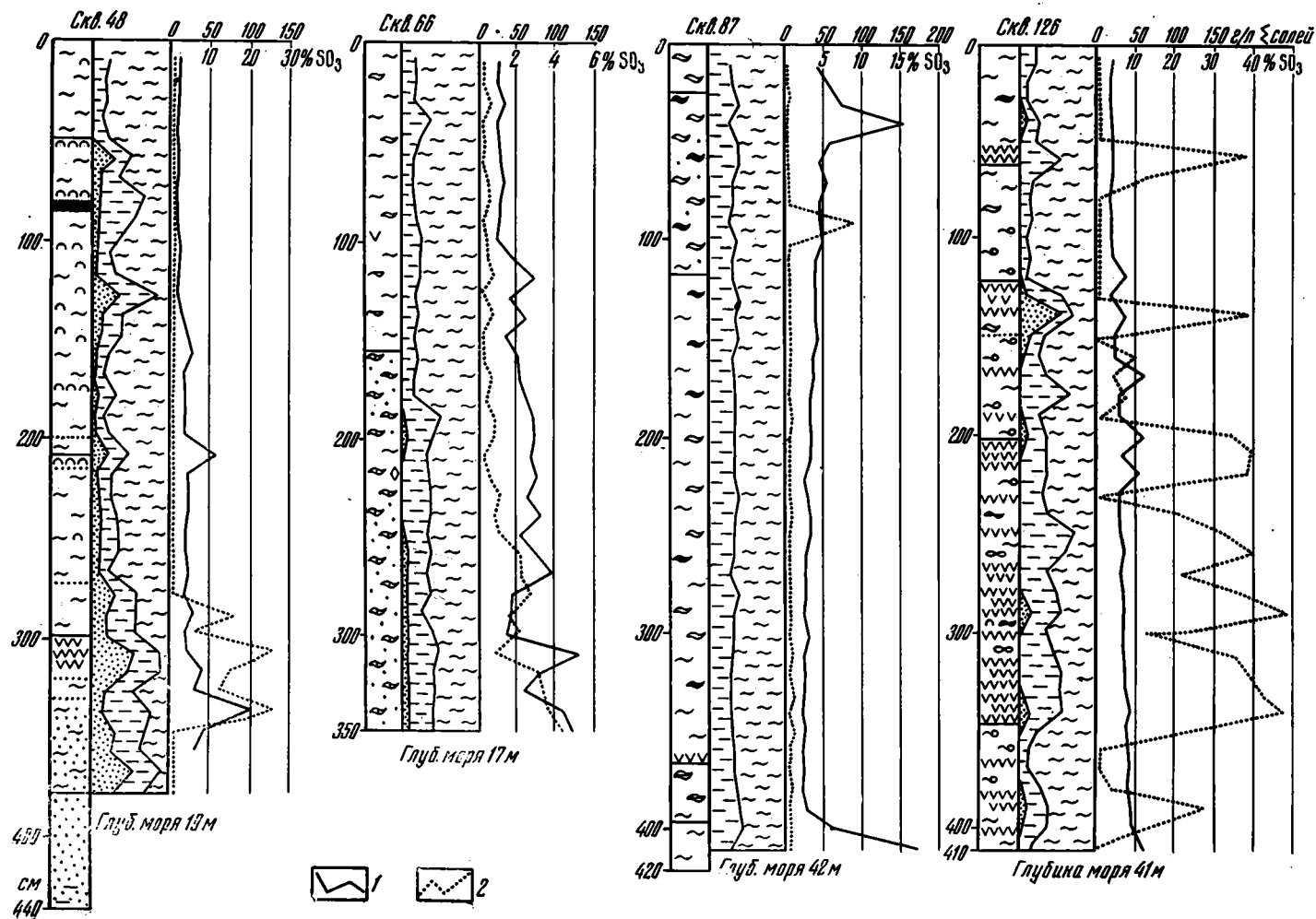
За южной границей распространения мирабилита отмечается увеличение количества гипса в осадках. Так, в скважине 126, пройденной на глубину 410 см (глубина моря 51 м), выделяется более 16 самостоятельных прослоев гипса мощностью от нескольких сантиметров до 24 см (в интервале 266—290 м) каждый. Суммарная мощность гипсовых прослоев здесь достигает 1 м — самой значительной мощности гипса в пределах акватории Арала.

В 30 км южнее (скв. 124) количество гипса вновь уменьшается до 10—15 см (в 2—3 прослоях), а затем, в результате постепенного фациального замещения морских отложений дельтовыми, гипс вовсе исчезает.

Дельтовые осадки, поступающие сюда с юга, представлены сверху (скв. 120, интервал 0—235 см) шоколадными алевролитами, а внизу (интервал 310—360 см) — шоколадными глинами с прослоями песчано-алевритовых пород. Между этими осадками залегают смешанные дельтово-морские песчано-алевритовые породы.

Наконец, в центральных участках Большого моря литологический состав осадков виден по профилю, протягивающемуся в меридиональном направлении через о. Барсакельмас. К северу от последнего вся изученная толща донных осадков (забой скв. 83 на глубине 490 см) сложена глинами, сверху серыми, внизу фисташковыми. В интервале 440—470 см отмечается пестрое переслаивание глин (серые, фисташковые, темные), белого микрозернистого гипса и серого песка. Южнее о. Барсакельмас (скв. 45) в основании пачки серых глин (интервал 435—485 см) отмечается несколько маломощных (несколько миллиметров) прослоев микрокристаллического гипса. Далее на юг мощность глин уменьшается (до 150 см) в связи с фациальным замещением их в географическом центре моря кварцевыми песками (вероятно, волноприбойной фациальной зоны), одновременно исчезает гипс. Затем к югу мощность глин вновь увеличивается (до 480 см в скв. 51 и более), а гипс появляется как в верхах разреза (в интервале 40—45 см в скв. 51 несколько тонких прослоев), так и в низах (в скв. 51 на глубине 370 см, в скв. 48 на глубине 305—315 см и др.). Причем суммарная мощность пород (глин и песков), преполненных гипсом, превышает здесь 50 см (в интервале 365—405 см и ниже — до забоя скважины на глубине 470 см). На крайнем юге количество гипса вновь уменьшается и морские осадки постепенно фациально замещаются дельтовыми отложениями (алевриты, глины, пески). В последних кое-где встречается диагенетический гипс в виде конкреций и гипсовых роз размером до 3—7 см.

Из приведенного описания осадков Аральского моря видно, что они в значительной мере обогащены хемогенными сульфатами (гипс, мирабилит). В таблице приведены содержания «гипсового» сульфатного ио-



Фиг. 3. Диаграммы изменения содержания сульфата и суммы солей в иловых водах в осадках опорных скважин

1 — сумма солей в иловых водах (г/л); 2 — содержания SO_3 (вес. %) в солянокислой вытяжке; остальные условные обозначения см. на фиг. 2

Содержание иона SO_3 и карбонатов в солянокислой вытяжке и суммы солей (сухой остаток) в иловых водах в осадках опорных скважин Аральского моря

Глубина отбора проб от дна моря, см	Скв. 48			Скв. 66			Скв. 87			Скв. 126		
	SO_3 , %	карбонаты, %	Σ солей, г/л	SO_3 , %	карбонаты, %	Σ солей, г/л	SO_3 , %	карбонаты, %	Σ солей, г/л	SO_3 , %	карбонаты, %	Σ солей, г/л
10	0,39	65	16	0,20	32	25	0,26	20	45	0,43	50	19
20	0,43	62	17	0,16	35	22	1,32	39	Не опр.	0,38	50	19
30	0,46	62	22	0,43	32	31	0,74	24	75	0,42	55	18
40	0,50	65	16	Следы	22	23	0,34	40	151	0,45	40	19
50	0,60	62	16	0,24	20	25	0,18	40	56	0,75	79	18
60	0,47	87	18	Следы	21	29	0,11	30	44	37,55	12	18
70	0,39	60	17	0,15	22	40	0,11	40	49	11,75	38	18
80	0,19	70	17	0,12	22	29	0,18	15	45	0,56	49	18
90	0,40	38	17	Следы	30	27	7,93	12	46	0,48	55	19
100	0,46	33	17	0,26	28	26	0,38	20	45	0,52	54	19
110	0,63	67	18	0,31	20	45	Не опр.	20	38	0,46	50	21
120	0,62	69	19	0,20	40	73	»	15	38	0,65	64	37
130	0,33	58	18	Следы	31	41	0,15	15	38	3,51	71	20
140	0,27	60	22	0,38	15	57	0,08	20	39	38,28	47	37
150	0,13	50	21	Следы	20	36	0,19	15	40	0,67	59	22
160	0,14	50	23	0,12	30	52	0,12	20	33	10,44	50	25
170	0,22	50	20	0,89	29	55	0,22	25	32	4,92	70	60
180	0,54	54	21	0,58	29	63	0,26	15	30	5,80	46	26
190	0,86	54	21	1,03	14	71	0,48	20	29	2,79	47	26
200	0,58	54	21	1,03	4	71	0,25	15	32	33,83	46	54
210	0,15	50	51	0,69	9	69	0,32	30	29	33,81	46	31
220	0,73	69	23	0,89	14	74	0,33	20	23	37,66	44	49
230	0,77	69	25	1,37	9	65	0,38	25	26	0,60	79	29
240	0,73	69	24	1,30	14	81	0,34	10	28	21,33	39	28
250	0,77	64	24	1,65	8	55	0,47	22	28	31,70	18	27
260	0,74	60	24	2,40	13	75	0,25	6	25	39,43	21	32
270	0,63	64	25	2,40	28	97	0,34	6	22	22,59	27	29
280	0,34	55	24	2,74	7	47	0,40	6	22	38,10	37	32
290	15,6	69	27	1,85	28	45	0,30	22	23	48,02	42	35
300	6,98	69	23	2,06	8	41	0,34	8	26	3,84	36	32
310	24,38	51	25	1,17	29	133	0,54	9	22	26,41	34	31
320	14,56	75	43	3,22	7	81	0,22	10	23	38,11	17	36
330	11,79	63	35	3,57	26	60	0,30	11	22	42,12	3	35
340	24,76	55	104	3,84	11	111	0,55	16	24	48,45	51	40
350	0,66	54	47	4,53	25	122	0,34	6	24	26,97	23	34
360	0,26	45	34				0,54	13	20	0,48	55	36
370	0,33	20	25				0,22	5	21	0,50	79	37
380	0,28	20	22				0,51	5	20	4,48	26	36
390							0,18	6	26	27,0	37	43
400							0,37	25	63	14,88	15	44
410							0,18	25	171	1,0	39	56

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях Института геологии и геофизики АН УзССР (аналитики Л. В. Григорьева, М. Абдужабарова, М. Махкамова, Л. Рашидова, Л. В. Ломоносова). Содержание иона SO_3 (прямое определение) в процентах к растворимой в соляной кислоте части, карбонатов — то же, за вычетом SO_3 (округленно).

на (SO_3), определенного из солянокислых вытяжек донных осадков Арала четырех опорных скважин; 48 — в юго-западной части Большого моря (см. фиг. 2), 66 — в Малом море, 87 — в заливе Чернышева и 126 — на юге Западно-Аральской впадины. В этой же таблице приведены сведения по карбонатности осадков и по сумме водорастворимых солей в иловых водах, отжатых из донных осадков.

По результатам определения количества сульфатов и суммы солей в иловых водах построены диаграммы их изменения по перечисленным четырем опорным разрезам (фиг. 3). Содержание SO_3 (см. таблицу) в скв. 48 0,13—24,76%, в скв. 66 — от следов до 4,53%, в скв. 87 — 0,08—7,93%, в скв. 126 — 0,38—48,45%. Подсчеты показывают, что пробы с высокими содержаниями этого иона (более 40%) относятся к почти чистым гипсам. Как и следовало ожидать, больше всего гипсов в скв. 126.

Карбонатность пород (см. таблицу) колеблется от 3 до 87%. Максимальные количества карбоната приурочены к разрезам, обогащенным

либо раковинным материалом (скв. 48), либо гипсом (скв. 126). Этот факт скорее всего объясняется тем, что при понижении уровня моря, с одной стороны, создаются благоприятные условия для массового развития бентосных форм морских организмов в условиях мелководного моря, с другой — для выпадения гипса из осолонившейся воды.

Сумма солей в иловых водах (см. таблицу) колеблется в следующих пределах: в скв. 48 от 16 до 104 г/л, в скв. 66—22—133 г/л, в скв. 87—20—171 г/л и в скв. 126—18—60 г/л. В анионной части иловых вод обычно ионов хлора несколько больше, чем сульфатных ионов, а в заливе Чернышева и на юге Западно-Аральской впадины — наоборот. Эти факты свидетельствуют о колебаниях его содержания в воде Палеорала при различной ее солености, обусловленной не только интенсивностью испарения, но и обессульфачивания за счет выпадения в осадок мирабилита.

Из вышеприведенного материала видно, что сульфатное осадконакопление в донных осадках Аральского моря, по крайней мере в верхнем голоцене, имело достаточно широкое развитие. Тогда как среди донных отложений других крупных озерных водоемов и морей аридной зоны Земли (Каспий, Балхаш, Азовское и Черное моря) нигде не отмечается сколько-нибудь значительных накоплений гипса, а тем более водорастворимых солей [10]. Встречающиеся же в их осадках отдельные кристаллы гипса имеют диагенетическое происхождение и никак не связаны с нормальным ходом морского осадконакопления.

Все это свидетельствует о том, что бассейн Аральского моря в течение самых последних этапов своей жизни неоднократно испытывал весьма существенные изменения, в результате которых соленость его воды увеличивалась и в осадок выпадали гипсы и даже соли. К сожалению, собранный к настоящему времени фактический материал не позволяет с уверенностью провести возрастное расчленение вскрытых осадков. Полученные нами датировки абсолютного возраста некоторых разрезов [5] трудно распространить на всю акваторию моря из-за чрезвычайной большой изменчивости литологического состава пород на небольшом расстоянии. Определения абсолютного возраста, которые нами были проведены для района залива Чернышева и Малого моря (см. фиг. 2), позволяют лишь судить о скорости осадконакопления в голоцене (за последние 5—8 тыс. лет). Заметим лишь, что 10 900-летний возраст осадков (с глубины 385—395 см), полученный по выветренным раковинам, не следует считать достоверным вследствие возможного их переотложения. Нам представляется, что в настоящее время преждевременно проводить расчленение осадков Аральского моря на древнеаральские, аральские и новоаральские трансгрессивные образования, как это делают некоторые авторы [6, 11], поскольку распространить его на всю площадь моря пока невозможно. Нижняя граница распространения раковин кардиумов в центре Большого моря до глубины 200 см [6] и ее возраст в 5000 лет могут оказаться иными, так как в других его участках этот моллюск обнаружен и на больших глубинах (в скв. 40—465 см, 45—270 см, 49—250 см) при аналогичной скорости осадконакопления. Поэтому вполне вероятно, что кардиум проник в Арал гораздо раньше чем 5000 лет назад. На наш взгляд более или менее уверенно поддается расчленению 5-м пачка слоистых глин юго-западной части Большого моря (см. фиг. 2). Здесь можно выделить сверху вниз слои А, Б, В и Г по горизонтам пород, обогащенных раковинами, растительной органикой и скоплениями гипса. Однако и для этой части моря пока нет определений абсолютного возраста осадков, что позволило бы более обоснованно сделать такое расчленение. Не вдаваясь в детали геологической истории Арала, отметим лишь, что в ней четко выделяется крупная регрессия (около 1000 лет назад [7]), приведшая к накоплению на западе и в северных заливах водорастворимых солей (мирабилита), и несколько более мелких, когда и на других участках акватории моря из осолонившейся воды выпадали гипсы.

Анализ имеющегося материала по вещественному составу донных

осадков Арала и его геологической истории позволяет прийти к выводу о том, что в периоды длительных стояний уровня моря (т. е. равновесий между поступлением в водоем речных вод и испарением), происходит опреснение морских вод, вызываемое интенсивным испарением их в многочисленных мелководных заливчиках и межбарханных впадинках, образующихся в это время у пологих берегов акватории. Так было, в частности, в период древнего стояния моря у отметки 57—58 м и во время последнего (до 1961 г.) относительно устойчивого его стояния (на отметке 51 м). В периоды таких равновесий, наступавших обычно после глубоких регрессий моря и развития на бывшем его дне крупных приморских песчаных дюн и барханов, морская вода проникала далеко в глубь континента в межбарханные ложбины (заливы) и впадины (Акпеткинский архипелаг и мелководные заливы Восточного Приаралья). Здесь в условиях жаркой пустыни испарялось огромное количество морских вод. В самом же море за счет поступления пресных вод происходило относительное уменьшение солей. Приносимая в заливы соль осаждалась на дне этих мелководных водоемчиков как в виде малорастворимого гипса, так и в виде легкорастворимых сульфатных и хлоридных солей (мирабилита, астраханита, галита и др.). Так образовались, в частности, соли месторождения Джаксыклыч в северо-восточном Приаралье, расположенном в 15—20 км от береговой линии моря 1961 г. Обширные гипсовые поля, развитые вдоль бывших береговых линий глубоких мелководных заливов, сохранились до настоящего времени. Водорастворимые же соли частью вынесены отсюда ветром в сторону континента (сульфаты в виде пушонки тенардита), частью же захоронились на дне наиболее глубоких впадин в рельефе (галит, астраханит).

В начальные периоды регрессии моря соль обычно не накапливается. Больше того, наступает даже некоторое рассолонение осушившихся грунтов [4]. Соль концентрируется в остаточном осолоняющемся бассейне, вплоть до начала выпадения ее уже на дне. «Морская» стадия сменяется в этот момент уже соляноозерной, и начинает садиться микрозернистый (тонкослоистый) хемогенный гипс, а затем и водорастворимые соли (мирабилит, галит и т. д.).

Литература

1. Берг Л. С. Аральское море.— Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, 1908, т. 5, вып. 9.
2. Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 115. 104 с.
3. Вейнберг И. Г., Ульст В. Г., Розе В. К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря.— В кн.: Вопросы четвертичной геол. Вып. 6. Рига: Зинатне, 1972, с. 69—89.
4. Богданова Н. М., Костюченко В. Н. Процессы соленакпления на осушающемся дне Аральского моря и их связь с морфологическими условиями.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, с. 3, с. 44—56.
5. Купцов В. М., Рубанов И. В., Зельдина Б. Б. Радиоуглеродное датирование донных осадков Аральского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1982, № 1, с. 103—108.
6. Маев Е. Г., Маева С. А., Николаев С. Д., Парунин О. Б. Донные отложения и голоценовая история Аральского моря: Тезисы докл. XI конгресса INQUA. Т. II. М., 1982, с. 158—159.
7. Рубанов И. В. Соляные озерные отложения под современными осадками Аральского моря.— Узб. геол. журн., 1974, № 1, с. 74—76.
8. Рубанов И. В. О соляных залежах верхнеголоценовых осадков Аральского моря.— Узб. геол. журн., 1978, № 3, с. 59—63.
9. Рубанов И. В. Новые данные о строении донных осадков Аральского моря.— Проблемы освоения пустынь, 1982, № 1, с. 40—44.
10. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 791 с.
11. Хрусталев Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1977. 159 с.
12. Чалов П. И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе: Илим, 1968. 164 с.

УДК 551.351.2(262.5)

**ОСНОВНЫЕ ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ДОННЫХ ОСАДКОВ И СКОРОСТИ СОВРЕМЕННОГО
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ЧЕРНОМОРСКОМ ШЕЛЬФЕ****ШНЮКОВ Е. Ф., ОГОРОДНИКОВ В. И., КОВАЛЮХ Н. Н.,
САДОЛЬКО И. В., МАСЛАКОВ Н. А.¹**

На основании литолого-геохимических исследований донных отложений черноморского шельфа дается характеристика основных вещественно-генетических типов современных осадков. По данным радиоуглеродных датирований установлены скорости современного осадконакопления на шельфе. Показана их связь с неотектоническими особенностями бассейна.

Одной из важнейших задач геологического изучения современных шельфов является исследование распределения и состава донных отложений и темпов осадконакопления на различных участках дна с целью выяснения возможности формирования полезных компонентов в донных осадках. Создание литологической карты шельфа может также послужить важным документом для региональных инженерно-геологических прогнозов, а также для выявления факторов, способствующих повышению биологической продуктивности моря и охраны его природной обстановки [9].

В основу настоящей работы положены материалы аналитической обработки проб донных отложений, собранных в пределах черноморского шельфа на протяжении последних лет.

Донные отложения отбирались ударными грунтовыми трубками различной конструкции и дночерпателями на судах АН УССР (черноморские этапы рейсов НИС «Михаил Ломоносов» и «Академик Вернадский»), Министерства рыбного хозяйства СССР (суда типа СЧС, МРС, СРТ управления Югрыбпромразведка), Гидрографической службы Черноморского флота и других организаций. Значительная часть материала была собрана во время рейсов бурового НИС «Геохимик». Всего на шельфе с различной степенью детальности по районам было отобрано около 1500 проб современных осадков.

**ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ЧЕРНОМОРСКОГО ШЕЛЬФА**

Под современными осадками черноморского шельфа мы понимаем верхний гидродинамически активный слой, образовавшийся как из молодых, так и из более древних отложений бассейна под действием процессов современного осадконакопления и палеонтологически охарактеризованный комплексами современной фауны.

В основу выделения основных типов современных осадков черноморского шельфа была положена классификация, разработанная в Институте океанологии АН СССР [1]. Как показали исследования, проведенные в других бассейнах Советского Союза, эта классификация достаточно универсальна и с успехом может быть использована не только для изучения глубоководных отложений океанов, но и для прибрежных и мелководных осадков шельфа.

¹ Помимо указанных авторов в сборе и обработке материала принимали участие сотрудники ИГН АН УССР А. В. Григорьев, В. А. Кутний, В. М. Аленкин, А. Л. Путь, Ю. И. Иноземцев, Н. А. Ломаев, Я. К. Луцив и др.

Типы донных осадков черноморского шельфа

Вещественный состав	Гранулометрический состав					
	грубообломочный материал	пески	крупные алевриты	мелкоалевритовые илы	алеврито-пелиты	пелиты
Терригенные:						
силикатные	—	+	—	—	—	—
алюмосиликатные (глинистые)	—	—	—	—	—	+
Биогенные:						
слабокарбонатные раковинные	—	+	—	+	+	+
карбонатные раковинные	—	+	+	+	+	—
сильнокарбонатные раковинные	—	+	—	+	+	+
ракушники	+	—	—	—	—	—
Железистые:						
слабожелезистые	—	—	—	—	+	+
хемогенно-терригенные						
Марганцовистые:						
слабомарганцовистые	—	—	—	—	+	+
хемогенно-терригенные						

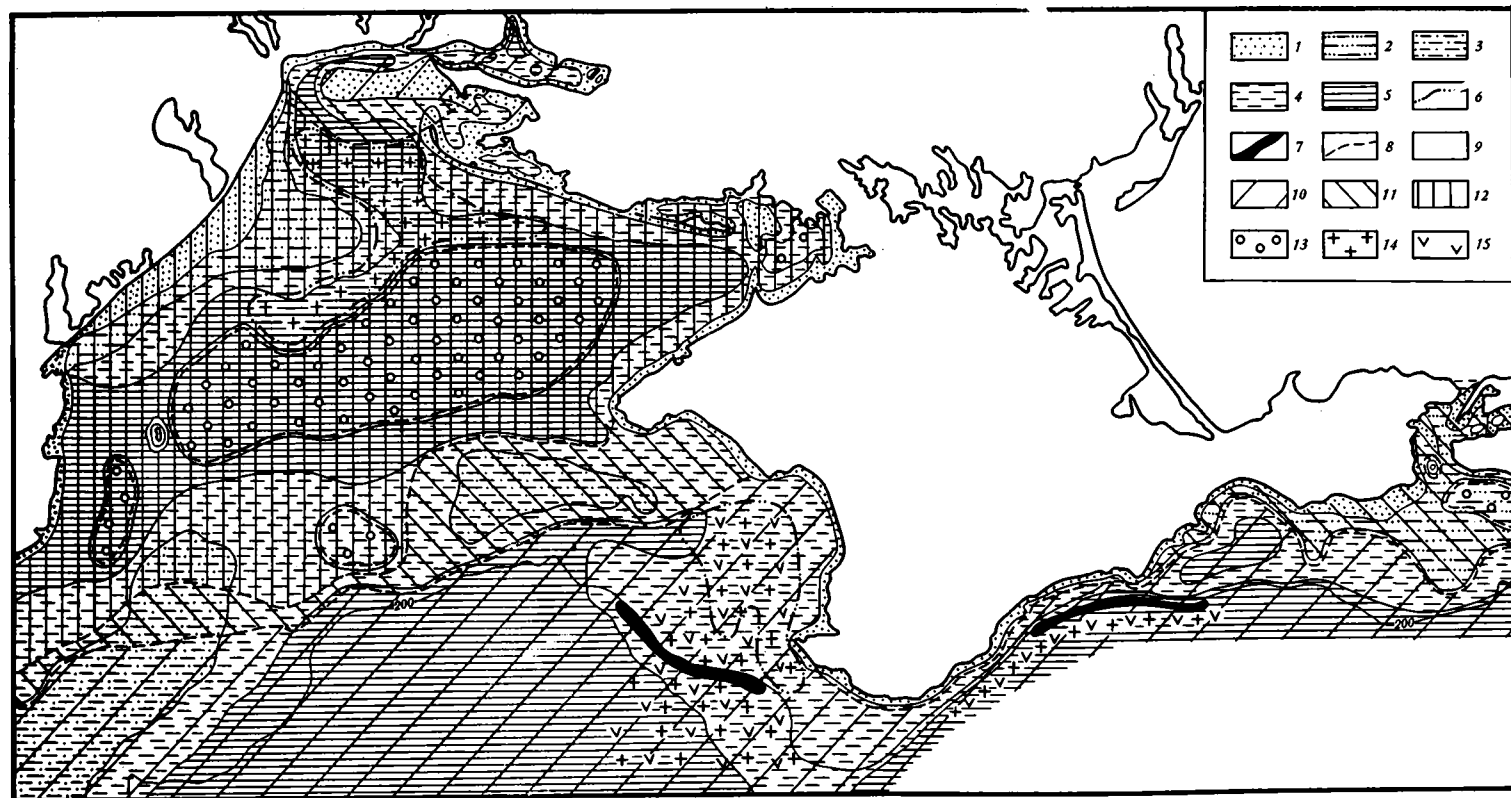
По гранулометрическому составу выделяются следующие типы осадков: ракушники ($Md > 1,0$ мм), пески ($Md 1,0—0,1$ мм), крупные алевриты ($Md 0,1—0,05$ мм), мелкоалевритовые илы ($Md 0,05—0,01$ мм), алеврито-пелитовые илы (содержание фракции $< 0,01$ мм 50—70%), пелитовые илы (содержание фракции $< 0,01$ мм $> 70\%$). Ракушники, или придерживаясь гранулометрической терминологии, грубообломочные осадки, состоят в основном из раковин разных размеров и их обломков. Химический анализ фракции $> 1,0$ мм из различных районов шельфа показал, что содержание CaCO_3 в них составляет не менее 70%. Собственно, поэтому в название осадка — ракушняк вкладывается еще и вещественный признак этого типа [5].

В зависимости от гидродинамической обстановки, рельефа дна и степени удаленности от берега встречены пески всех основных размерностей: крупнозернистые ($Md 1,0—0,5$ мм), среднезернистые ($Md 0,5—0,25$ мм) и мелкозернистые ($Md 0,25—0,1$ мм). В связи с тем что пески не получили широкого распространения на шельфе Черного моря, и учитывая масштабность наших построений, они объединены в один общий тип осадка.

Осадки, где преобладают фракции 0,1—0,05 и 0,05—0,01 мм, мы соответственно называем крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами. Если содержания обеих фракций одинаковы, основным показателем является медианный диаметр частиц. Осадки, в которых содержание фракции $< 0,01$ мм превышает 50%, но менее 70% называются алеврито-пелитовыми илами, а если количество указанной выше фракции более 70% — пелитовыми илами (таблица).

По вещественному составу устанавливаются терригенные, бескарбонатные ($< 10\% \text{ CaCO}_3$), слабокарбонатные раковинные (10—30% CaCO_3), карбонатные раковинные (30—50% CaCO_3), сильнокарбонатные раковинные (50—70% CaCO_3) осадки и, как уже указывалось, ракушники (более 70% CaCO_3). Выделены также слабожелезистые (5—10% Fe) и слабомарганцовистые (0,2—5% Mn) осадки и их переходные разновидности, например слабокарбонатные — слабожелезистые алеврито-пелитовые илы, слабокарбонатные — слабомарганцовые пелитовые и т. д.

По гранулометрическому составу наиболее распространенным типом осадков на черноморском шельфе (фиг. 1) являются алеврито-пелитовые илы (около 30% занимаемой площади). Затем следуют ракушники (~25%), пелитовые илы (~20%), пески (~10%), мелкоалевритовые илы (~8%) и крупные алевриты (~7%).



Фиг. 1. Схема распространения вещественно-генетических типов современных осадков черноморского шельфа

Гранулометрический состав: 1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — мелкоалевритовые илы; 4 — алеврито-пелитовые илы; 5 — пелитовые илы

Вещественный состав: 6 — поле марганцево-железистых конкреций; 7 — досовременные отложения; 8 — границы вещественно-генетических типов; 9 — терригенные, обломочные; 10 — слабокарбонатные, раковинные; 11 — карбонатные, раковинные; 12 — сильнокарбонатные, раковинные; 13 — ракушняки; 14 — слабжелезистые; 15 — слабомарганцовистые

По частоте встречаемости приблизительно одинаково развиты сильнокarbonатные раковинные отложения (около 28% площадки), слабокарbonатные раковинные (~26%), ракушняки (~25%). Менее распространены карбонатные раковинные отложения (~18%), терригенные бескарбонатные (~3%).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА

Ракушняки наиболее распространены в северо-западной части шельфа Черного моря, образуя сильно вытянутый овал от района западнее о. Змеиного до Каркинитского залива, отдельные участки их встречены юго-восточнее устья Дуная, южнее основного поля, в западной части Каркинитского залива, в южной части Керченского пролива и южнее Таманского полуострова. Основным компонентом химического состава ракушников является CaCO_3 , содержание которого изменяется от 70 до 96%. Из-за сильного разбавления карбонатом кальция они обеднены по сравнению с другими типами отложений Fe (до 1%) и Mn (до 0,02%).

Цвет ракушников серый, темно-серый иногда до черного. Этот тип отложений представлен в основном обломками раковин, хотя в северо-западной части нередко встречаются целые раковины. Преимущественно распространены пелециподы и гастроподы, в основном *Modiola*, *Cardium*, *Bittium*, *Rissos*, *Abra*, *Nassarius*, *Chione*, *Mitilus*, *Tellina*, *Retusa*.

Интересно отметить, что ракушняки в северо-западной части шельфа располагаются среди полей алевроито-пелитовых и пелитовых илов, а на востоке — в районе Тамани и юга Керченского пролива — среди крупных алевроитов и даже песков [9—11].

Песчаные осадки. Пески на шельфе не получили широкого развития. В ходе исследований нами были встречены все генетические типы песков от бескарбонатных до сильнокarbonатных. Все они примерно одинаково распространены на шельфе. Сильнокarbonатные раковинные пески тянутся на некотором расстоянии от берега довольно широкой (до 12 км) полосой, от Сулинского гирла Дуная до Одессы. Они встречены также в северной, восточной и южной частях Каркинитского залива, в Егорлыцком и Тендровском заливах.

Карбонатные раковинные пески простираются узкой (1—3 км) полосой от м. Меганом до Керчи, расширяясь до 7 км между мысами Чауда и Кыз-Аул. Широко распространены они также в Керченском проливе, в его северной части (коса Чушка), центральной части (коса Тузла) и в Таманском заливе. К слабокарбонатным относятся пески Одесской банки и Каламитского залива.

Терригенные, бескарбонатные пески встречены в устье Дуная, Днепро-Бугском лимане, они залегают узкой лентой вдоль южного берега Крыма (от м. Сарыч до м. Меганом) и вдоль южного берега Таманского полуострова.

Цвет песков не зависит от количества карбоната кальция и изменяется незначительно от светло- до темно-серого. Присутствие рудных компонентов может изменить цвет до черного (Каламитский залив, о. Джарылгач, юг Таманского полуострова). Как правило пески залегают на небольших глубинах (до 25 м), т. е. не выходят из зоны волнового воздействия. Наблюдается плохая, реже средняя их сортировка. Во многих районах шельфа зоны песков резко переходят в зоны алевроито-пелитовых и пелитовых илов, и лишь в районах от Сулинского гирла Дуная до Одессы и от м. Меганом до Таманского полуострова они постепенно сменяются крупным алевроитом.

Терригенная составляющая песков как бы смещена в мелкозернистую часть, резко увеличиваясь с фракции 0,35—0,25 мм, где преобладает кварц, в меньших количествах полевые шпаты, роговая обманка и другие минералы. Высокой карбонатной составляющей характеризуются более крупнозернистые части песков; содержание Fe и Mn в песках составляет в среднем соответственно 1,5 и 0,001%.

Крупные алевриты — наименее распространенные осадки в Черном море, среди них встречены лишь сильнокарбонатные раковинные и карбонатные раковинные типы осадков, примерно одинаково распространенные.

Сильнокарбонатные раковинные крупные алевриты обнаружены между устьем Дуная и Одессой. По мере удаления от берега они сменяют полосу сильнокарбонатных раковинных песков, в свою очередь замещаясь сильнокарбонатными раковинными алеврито-пелитовыми илами.

Карбонатные раковинные крупные алевриты распространены от м. Меганом до Анапы, постепенно сменяясь карбонатными раковинными песками к югу от Керченского полуострова и бескарбонатными песками к югу от Таманского полуострова. Цвет крупных алевритов серый до Темно-серого. Сортировка плохая и средняя, редко хорошая.

Расширение зон крупных алевритов против устья Днестра и Керченского пролива объясняется поступлением этого материала и еще более крупных разностей (песков) в результате перемыва отложений древней речной сети, неоднократно фиксированной в этих районах. Количество Fe и Mn в среднем примерно то же, что и в песках, несколько увеличиваясь при возрастании содержания пелитовой составляющей.

Мелкоалевритовые илы. Среди мелкоалевритовых илов встречены сильнокарбонатные, карбонатные и слабокарбонатные разновидности. Наиболее распространены последние. Сильнокарбонатный мелкоалевритовый ил обнаружен юго-восточнее устья Дуная.

С юга к нему примыкает зона карбонатного раковинного мелкоалевритового ила. Этот тип осадка также развит юго-западнее м. Тарханкут. Слабокарбонатные мелкоалевритовые илы распространены южнее м. Опук. Цвет ила от серого до темно-серого, иногда с черными прослоями. В некоторых собранных пробах ощущается запах сероводорода. Из-за наличия небольших количеств обломков раковинного материала по сравнению с крупными алевритами резко ухудшается его сортировка. Содержание Fe достигает 3,8%, Mn — 0,01 %.

Размещение полей мелкоалевритовых илов среди алеврито-пелитовых илов и отсутствие контактов их с полями крупных алевритов позволяет предположить, что образование этих полей произошло вследствие обогащения алеврито-пелитовых илов раковинками пелиципод и гастропод, тем более что глубина распространения мелкоалевритовых илов не превышает 80—90 м.

Алеврито-пелитовые илы очень широко распространены на шельфе Черного моря. Среди них встречены все генетические типы, кроме бескарбонатных. Этот тип осадков довольно равномерно распределен по площади шельфа, на глубинах от нескольких десятков до 200 м; цвет — от темно-серого до черного. Сортировка более глубоководных их разностей лучше, чем мелководных. Содержание Fe и Mn достигает 5,6 и 0,27% соответственно, что позволяет выделить поле смешанных осадков, карбонатных, слабжелезистых алеврито-пелитовых илов (южнее Тендровской косы), слабокарбонатных — слабжелезистых и слабокарбонатных — слабомарганцовистых (район Каламитского залива).

Терригенная часть алеврито-пелитовых илов представлена в основном кварцем, полевыми шпатами и глинистыми минералами. Наблюдаются значительные содержания диагенетического пирита.

Пелитовые илы. Среди пелитовых илов встречены два типа: сильнокарбонатный и слабокарбонатный раковинный. Первый тип на шельфе распространен гораздо шире, второй тяготеет к открытым частям бассейна.

Сильнокарбонатные раковинные пелитовые илы распространены в северо-западной части шельфа, занимая обширный район между устьями Днестра и Дуная и Каркинитским заливом. Отдельными пятнами они встречены также в Днепро-Бугском лимане и Джарылгачском заливе [10].

Слабокарбонатные пелитовые илы расположены вдоль бровки внешнего шельфа от меридиана Одессы до меридиана Николаева и от м. Фо-

рос до Анапы. Цвет пелитовых илов от светло- до темно-серого, почти черного. Как правило, илы полужидкие; ниже по разрезу мягкие, пластичные.

Глубины залегания пелитовых илов колеблются от 10 до 2000 м. Сортировка улучшается с глубиной. Пелитовые илы имеют запах сероводорода. Терригенная их часть состоит из тонкодисперсного кварца, глинистых минералов, среди которых преобладает гидрослюда.

Содержание Fe и Mn в среднем несколько больше, чем в алевроито-пелитовых илах; максимальные значения равны 7,6—8,7 и 0,32—8,7 и 0,32—0,56% соответственно. В зонах их развития выделяются слабже-лезистые и слабомарганцовистые разновидности (континентальный склон Южного берега Крыма, район юго-западнее Тендровской косы).

Таким образом, важным фактором, определяющим состав современных осадков черноморского шельфа, является высокая биологическая продуктивность водоема, в связи с чем на шельфе широкого развития органогенные отложения (карбонатные раковинные осадки). Терригенная составляющая исследуемых осадков образуется благодаря выносу материала реками (Днепром, Южным Бугом, Днестром и Дунаем), значительной абразией берегов Крыма и Керченско-Таманского района на протяжении всего голоцена и определяется геологическим строением прилегающей суши.

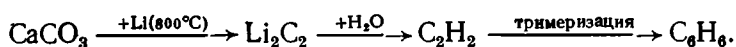
В распределении основных типов осадков по площади дна шельфа хорошо видны различия их состава в разных районах, которые характеризуются также разнородным геологическим строением акватории. В платформенной, северо-западной части наиболее четко проявляется дифференциация вещества по крупности зерен, менее заметна она в керченско-таманской субплатформенной части: в прикрымской геосинклинальной части эта дифференциация отсутствует [3]. На гранулометрический и вещественный состав осадков накладывает отпечаток широкое распространение биогенного (раковинного материала) в большинстве районов шельфа.

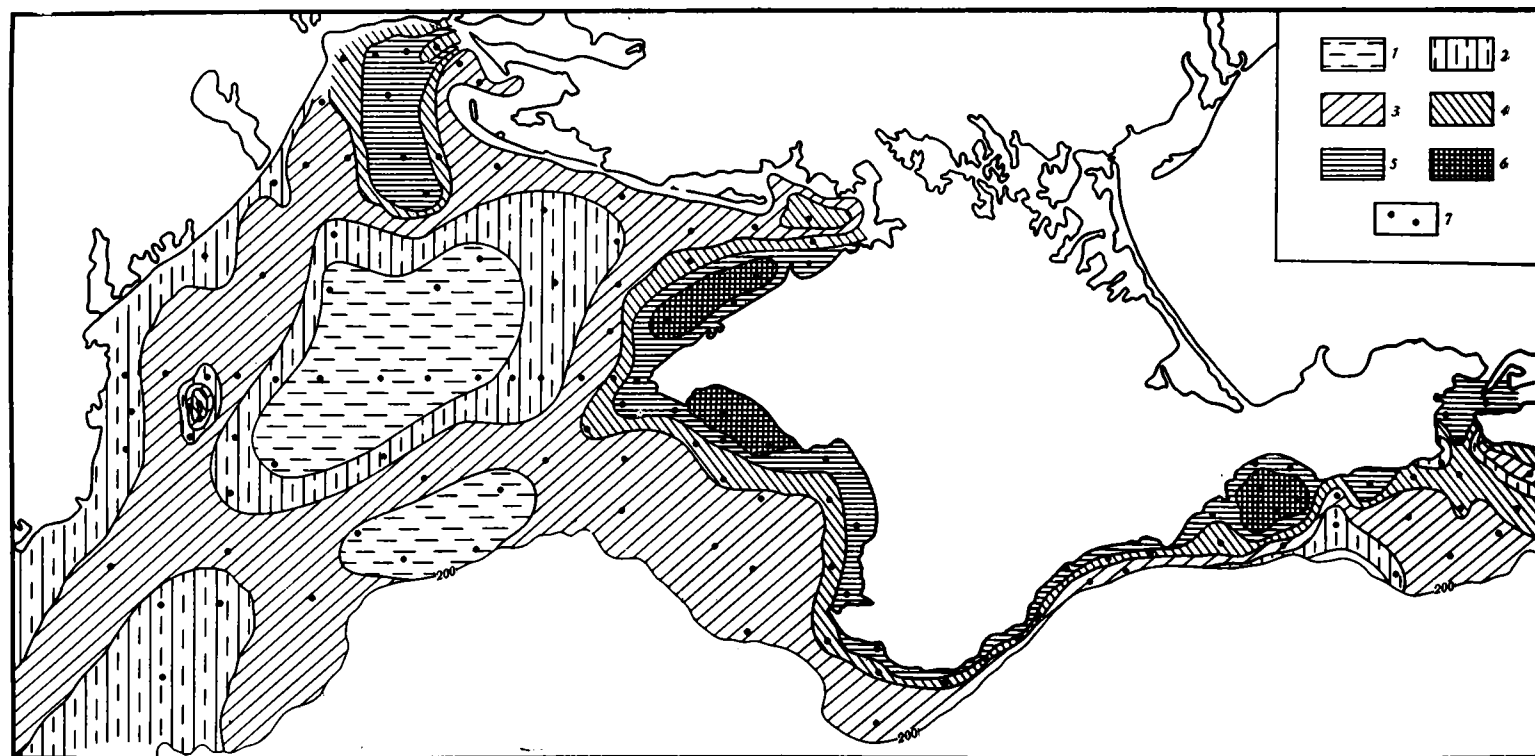
СКОРОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ И ИХ СВЯЗЬ С НЕОТЕКТОНИКОЙ

Развитие радиоуглеродного метода датирования осадков современных водоемов повлекло за собой возможность определения мощностей и скоростей накопления донных отложений. Полученные данные не только дополняют литологическую характеристику осадков, но и позволяют охарактеризовать их количественный состав (абсолютные массы), а также проводить различные палеогеографические построения.

Радиоуглеродные исследования донных осадков черноморского шельфа были проведены в лабораториях Института геологических наук и Института геохимии и физики минералов АН УССР по выполняемой в этих организациях методике [4], которая включает отбор проб карбонатсодержащего материала донных осадков и дальнейшую их обработку с целью определения активности радиоуглерода.

В качестве исходного материала для радиоуглеродного датирования использовались раковины моллюсков, отобранные с помощью ударных трубок и при морском бурении на шельфе. В колонке донных осадков опробовались участки, наиболее богатые раковинным материалом. Интервал опробования не превышал 10 см (за исключением тех случаев, когда достаточное для анализа число раковин находилось в интервале >5—10 см). Некоторые колонки анализировались на нескольких интервалах. Перед проведением анализа раковины охарактеризовывались палеонтологически и проводилась стратификация разреза. Для большей достоверности получаемых датировок внешние части исследуемых раковин обрабатывались 0,1 н. раствором HCl. Затем синтезировалась счетная форма радиоуглерода по следующей схеме:





Фиг. 2. Схема распределения скоростей современного осадконакопления на черноморском шельфе (по данным радиоуглеродного датирования осадков, см/1000 лет)
 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—40; 5 — 40—50; 6 — >50; 7 — точки опробования

Активность радиоуглерода измерялась на низкофоновой установке с максимальным счетом фона 2,15 имп/мин и эффективностью регистрации β -частиц около 52%.

На основании полученных датировок возраста были подсчитаны скорости современного осадконакопления и построена схема их распределения на черноморском шельфе УССР (фиг. 2). Радиоуглеродные определения возраста показывают, что скорости осадконакопления на шельфе колеблются от 2 до 56 см/1000 лет.

Наиболее высокие скорости накопления осадков (>50 и $30-50$ см/1000 лет) наблюдаются в районах, прилегающих к западной части Крымского полуострова, в Феодосийском заливе и прилегающих к Керченскому проливу районах керченско-таманского шельфа. Высокие скорости осадконакопления ($40-50$ см/1000 лет) характеризуют прилегающий к Днепро-Бугскому лиману район северо-западного шельфа. Эта зона протягивается в южном направлении до широты Каркинитского залива.

Минимальные скорости наблюдаются в центральном и юго-западном районе северо-западной части шельфа и в Днестровско-Дунайском районе. Здесь выделены зоны, в которых скорости накопления современных осадков составляют <10 и $10-20$ см/1000 лет.

Остальная площадь шельфа характеризуется скоростями осадконакопления, колеблющимися в пределах $20-30$, реже $30-40$ см/1000 лет. При анализе распределения зон с разными скоростями учитывался рельеф дна, гидрологический режим, поступление осадочного материала с речным стоком вследствие абразии берегов, а также особенности неотектонического строения исследуемого района. В пределах описываемого шельфа, по данным Ф. А. Щербакова и др. [12], выделяется несколько областей новейших (позднечетвертичных) движений земной коры.

1. Области интенсивного опускания, занимающие часть северо-западного шельфа, прилегающего к западному Крыму (р-н Каркинитского и Каламитского заливов), и продолжающиеся на материковом склоне и глубоководных котловинах, примыкающих к северо-западной части моря. Интенсивное опускание привело к формированию в этих районах выровненного аккумулятивного рельефа. Установленные высокие скорости осадконакопления являются результатом активной абразии берегов, которая обусловлена значительными уклонами подводных абразионных террас, вследствие опускания прибрежных районов суши [2].

2. Область слабого опускания, занимающая центральную часть северо-западной части шельфа между областями интенсивного опускания, описанными выше, и прибрежной Одесско-Дунайской областью, также характеризуемой слабым опусканием с отдельными участками относительного поднятия. Скорости осадконакопления в описываемой области ниже и составляют в среднем $20-30$ см/1000 лет, за исключением района, прилегающего к Одесскому побережью, где повышенные до 50 см/1000 лет скорости обусловлены, очевидно, значительным поступлением материала в результате абразии оползневых берегов и выноса водными артериями (Днепром и Южным Бугом) на протяжении голоцена. Следует подчеркнуть четкое отражение в новейшей тектонике северо-западной части шельфа (особенно в области слабого опускания) блоковой структуры фундамента, а не более мелких пликативных структур осадочного чехла [6].

По степени неоднородности структуры область слабого опускания разделяется на восточную и западную части. Их граница проходит примерно по меридиану Одессы. В блоковой структуре фундамента восточной части выделяются три блока, два из которых относительно приподняты. Первый примыкает с юга к Тендровской косе, второй расположен в южной части у края шельфа. Между ними в центральной части шельфа находится относительно опущенный блок, обусловивший наличие крупной области аккумулятивного понижения дна в позднем плейстоцене и голоцене [13].

На западной части рассматриваемой области выделяются два крупных участка относительного поднятия, имеющих довольно сложную конфигурацию. Вся западная часть характеризуется скоростями осадконакопления, равными 10—20 и 20—30 см/1000 лет. Несколько повышенные скорости в районе о. Змеинный обусловлены, видимо, поступлением дунайского материала, который частично аккумулируется вокруг острова. Этот материал в значительных количествах выносится в южную часть шельфа и прилегающие глубоководные районы моря. Это подтверждается невысокими скоростями накопления осадков в днестровско-дунайской части шельфа, составляющими 10—20 см/1000 лет. Между западным и восточным районами располагается центральный район северо-западной части шельфа, характеризующийся минимальными (< 10 —20 см/1000 лет) скоростями осадконакопления. Этот район вытянут в виде неправильного овала с юго-запада, южнее о. Змеиног на северо-восток примерно до меридиана м. Тарханкут. Незначительные мощности современных осадков в этом районе обусловлены существованием здесь широких палеodelьт речной системы северо-запада. Данные морского бурения показывают, что под тонким слоем современных осадков лежат значительные по мощности древние аллювиальные отложения, представленные в основном песчаными разностями.

На фоне влияния вертикальных движений коры на скорости накопления донных осадков проявляется также действие эвстатического фактора. Как указывает В. И. Шмуратко [8], для северо-западной части шельфа скорости эвстатических колебаний уровня моря в период послеледниковой трансгрессии намного превышают скорости тектонических движений. Следовательно, влияние тектоники на распределение мощностей и скоростей накопления голоценовых осадков по сравнению с влиянием эвстатического фактора менее значительно. Однако, как показали проведенные нами исследования, при строгом учете всего комплекса действующих осадкообразующих факторов и четком анализе литофациальных особенностей донных осадков, неотектоника, находящая свое отражение в рельефе дна, биопродуктивности водоема, поступления материала с водосборного бассейна, влияет на скорость накопления и мощность донных осадков шельфа и только в некоторых районах имеет подчиненное значение.

Шельф Южного Крыма до меридиана Ялты — область интенсивного опускания, характеризующаяся скоростями 30—40 и 40—50 см/1000 лет. Часть шельфа между Ялтой и Феодосией является относительно стабильной областью. Здесь обнаружена серия четвертичных морских террас на берегу и высокое (на глубине около 100 м) положение края шельфа. Однако скорости осадконакопления характеризуются теми же значениями, что и соседняя область интенсивного опускания, более того, в центральной части Феодосийского залива установлены максимальные скорости осадконакопления (> 50 см/1000 лет), обусловленные, очевидно, особенностями современного гидрологического режима (наличием мощного циркуляционного течения) и абразией берегов.

Керченско-таманский шельф — область резко выраженных дифференцированных движений, причем главную роль играют пликативные структуры верхних ярусов осадочного чехла. Здесь выделяется ряд структур северо-восточного простирания, которые прослеживаются на Керченском и Таманском полуостровах. Довольно сложное чередование зон с различными скоростями осадконакопления (от 10 до 50 см/1000 лет) объясняется особенностями рельефа этого района, сформированного в результате сложных дифференцированных движений. Значительные скорости накопления осадков, очевидно, обусловлены поступлением азовского материала и абразионной деятельностью моря.

Все охарактеризованные области новейших движений разделены зонами разломов. Наиболее крупные из них (типа линеаментов) являются границами раздела крупных мегаблоков и хорошо совпадают с меридиональными разломами фундамента (Николаевским, Одесским, Ялтинским, Феодосийским), выделенными по геофизическим данным [7]. Та-

ким образом, позднечетвертичный этап тектонического развития черноморского шельфа определялся движениями по разломам блоков складчатого фундамента, вызвавшими различные деформации в верхней части осадочного чехла, что значительно повлияло на формирование современного рельефа и скорость накопления донных осадков.

Литература

1. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных водоемов.— Тр. ИО АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—12.
2. Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 154 с.
3. Кириченко О. Н., Попов В. Ф., Горбач Л. П., Романенко В. М. Особенности литологического состава отложений черноморского горизонта югобережного Крыма и специфика современных процессов литогенеза.— В кн.: Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979, с. 83—90.
4. Ковалюх Н. Н., Митропольский А. Ю., Соболев З. В. Радиоуглеродный метод в морской геологии. Киев: Наук. думка, 1977. 73 с.
5. Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 253 с.
6. Ткаченко Г. Г. Об отражении глубинного строения поднятия Голицына и сопряженного прогиба в четвертичных донных отложениях (Черное море).— В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. 5, Киев: Наук. думка, 1972, с. 28—36.
7. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 253 с.
8. Шмуратко В. И. О методике построения карты скоростей вертикальных тектонических движений земной коры в пределах северо-западного шельфа Черного моря — Геологический журн., 1982, т. 42, № 5, с. 27—35.
9. Шнюков Е. Ф., Сиденко О. Г. Основные задачи геолого-литологического картирования донных осадков Черного моря.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 4. Киев, 1976, с. 3—6.
10. Шнюков Е. Ф., Иноземцев Ю. И., Кутний В. А. и др. Литологические особенности донных осадков Джарылгачского залива.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1978, с. 41—49.
11. Шнюков Е. Ф. и др. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наук. думка, 1981. 157 с.
12. Щербаков Ф. А., Куприн П. Н., Потапова Л. И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 210 с.
13. Щербаков Ф. А., Моргунов Ю. Г. Изучение новейшей тектоники северо-западной части шельфа Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 32—40.

Институт геологических наук
АН УССР,
Институт геохимии и физики минералов
АН УССР, Киев

Поступила в редакцию
16.II.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31 (574.11)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ
РИФЕЙСКОЙ СИДЕРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ БАКАЛА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

АНФИМОВ Л. В., БУСЫГИН Б. Д., КРУПЕНИН М. Т.

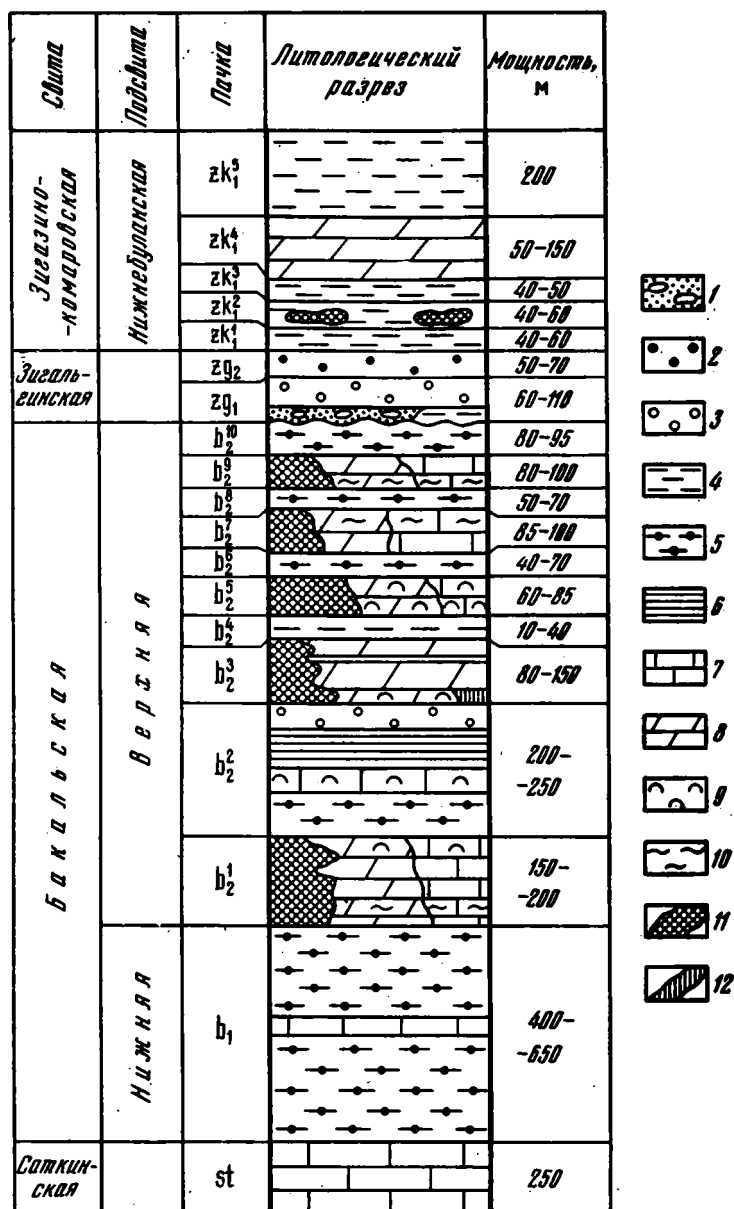
К сидеритовой формации Бакала приурочены многочисленные месторождения железа, разрабатывающиеся свыше 225 лет. Для данной формации характерны два промышленных типа месторождений: бурожелезняковый и сидеритовый. Первые возникли в приповерхностных зонах сидеритовой формации при выветривании карбонатных руд. Вторые представляют собой эпигенетические аподоломитовые метасоматические образования [2, 9, 15, 18, 35]. При этом необходимо отметить существование точки зрения об осадочном происхождении бакальских сидеритов [7, 16, 24, 30]. Предшествующие исследователи Бакальского рудного поля в основном занимались изучением стратиграфии сидеритовых отложений рифея, их литологии, рудоносности, качества сидеритовых и бурожелезняковых руд и их генезиса. Как показывает анализ геологических исследований прошлых лет, распределение железа — основного рудного элемента в породах сидеритовой формации на Бакальских месторождениях не рассматривалось. В то же время изучение этого вопроса несомненно поможет раскрыть геологическую историю железа в рудоносном комплексе рифея Бакала и приблизит к познанию генезиса сидеритовых тел.

Бакальское рудное поле, объединяющее многочисленные сидеритовые месторождения с общим числом залежей свыше 200 [29]; находится в Челябинской области и входит в состав старейшего на Урале Бакало-Саткинского горнорудного района. Стратиграфически оно приурочено к верхнедокембрийским отложениям северной части Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Сидеритовая формация Бакала нами отождествляется с бакальской свитой нижнего рифея. Точное стратиграфическое положение этой свиты было установлено М. И. Гаранем [12] и на месторождениях Бакальского рудного поля наиболее подробно изучалось Ю. А. Давыденко [15] и О. П. Сергеевым [29, 35]. Отложения бакальской свиты завершают бурзянский седиментационный цикл [1, 12]. Они согласно залегают на карбонатных образованиях саткинской свиты и перекрываются со стратиграфическим и угловым несогласием обломочными породами зигальгинской свиты юрматиния (фиг. 1). Литологически сидеритовая формация выражена мощным комплексом (до 1500 м) чередующихся пачек карбонатного и терригенного состава.

Изверженные породы в пределах рудного поля представлены многочисленными дайками и sillами диабазов и габбро-диабазов [9, 35]. Основным структурным элементом, к которому приурочено рудное поле, является Бакальская синклиналь, крылья которой осложнены складчатостью более высокого порядка. Она находится на юго-западном крыле Тараташского антиклинория. Дизъюнктивные нарушения выражены крутопадающими сбросами и взбросами с амплитудой до 700 м. Строение Бакальского рудного поля иллюстрируется схематической геологической картой (фиг. 2) и геологическими разрезами (фиг. 3).

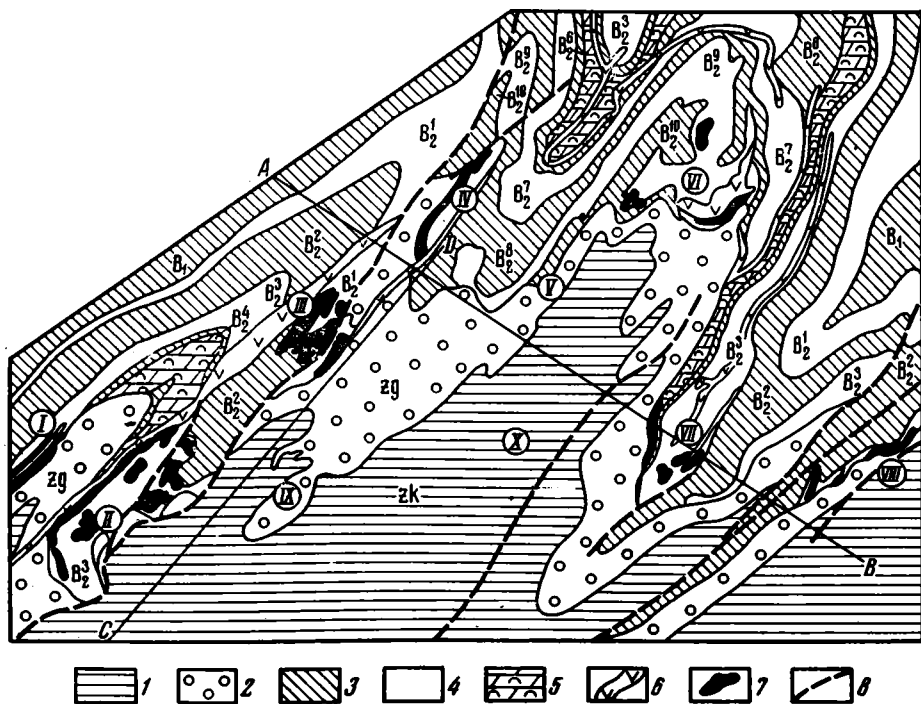
Сидеритовое оруденение приурочено к карбонатным пачкам бакальской свиты, в разрезе которой их насчитывается до пяти (см. фиг. 1). В шуйдинской карбонатной пачке помимо сидеритового оруденения отмечается также и магнетитовое. Магнетиты являются более древними, чем сидериты. В местах соприкосновения сидеритовых и магнетитовых залежей в последних периферические части бывают сильно ожелезнены. Рудные тела сидеритов имеют пластообразную, линзовидную и гнездообразную формы. Дискордантность сидеритовых тел свидетельствует о том, что оруденение носит явно наложенный характер [2, 9, 15, 18, 35]. Сидериты развиваются по различным текстурным типам доломитов (слоистым, массивным, брекчиевым, строматолитовым и др.) На фиг. 4 показано развитие сидеритов в строматолитовом биостроме гаевской пачки (b_2^5). В общем виде для сидеритовых залежей характерны «тупые» фланговые окончания, унаследованные текстуры вмещающих доломитов, присутствие внутри рудных тел «останцов» (незамещенных доломитов) неправильной формы, наличие «сателлитов» (гнездовых залежей) сидерита в зоне экзоконтакта. Сидеритовое оруденение имеет латеральные и вертикальные границы осадочных фаций [2, 22].

В настоящее время, когда сидериты Бакала стали обрабатываться в больших объемах, увеличилось число очистных выработок, где со всей очевидностью проявляется метасоматическая природа залежей данного полезного ископаемого. В этой связи возникает интерес к изучению сидеритового метасоматоза в рифейских доломитах. Несомненно, это изучение должно в первую очередь основываться на выяснении фактической картины распределения железа в породах Бакальского рудного поля.



Фиг. 1. Стратиграфическая колонка рифейских отложений Бакальского рудного поля. Литологические типы пород: 1 — конгломераты кварцитовидных песчаников; 2 — кварцитовидные мелкозернистые темно-серые песчаники; 3 — кварцитовидные мелко- и крупнозернистые светло-серые песчаники; 4 — углеродсодержащие филлитовидные глинистые черные сланцы; 5 — филлитовидные глинисто-серицит-кварцевые темно-серые сланцы; 6 — филлитовидные кварцево-серицит-глинистые темно-серые сланцы; 7 — известняки; 8 — доломиты. Текстуры: 9 — строматолитовая; 10 — червячковая. Оруденение: 11 — сидеритовое; 12 — магнезитовое. Пачки: b₁ — макардовская; b₂¹ — березовская; b₂² — иркутская; b₂³ — шуйдинская; b₂⁴ — надшуйдинская; b₂⁵ — гаевская; b₂⁶ — надгаевская; b₂⁷ — шиханская; b₂⁸ — надшиханская; b₂⁹ — верхнебакальская; b₂¹⁰ — буландихинская

Содержание железа в современных осадках и осадочных породах различного возраста приведено в табл. 1, данные которой вполне определенно свидетельствуют, что носителями железа в повышенных концентрациях являются терригенные осадки и образовавшиеся из них породы. При этом наиболее богаты железом глинистые образования, кларки которых достигают 5,6%. Карбонатные осадки и породы характеризуются значительно меньшими кларковыми содержаниями железа (0,30—1,84%).



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Бакальского рудного поля (по О. П. Сергееву с дополнениями)

1 — песчано-глинистые отложения зигазино-комаровской свиты; 2 — кварцитовидные песчаники и конгломераты зигальгинской свиты. Отложения бакальской свиты: 3 — терригенные пачки; 4 — карбонатные пачки; 5 — строматолиты пачки B_2^5 ; 6 — дайки габбро-диабазов; 7 — сидеритовые залежи; 8 — тектонические нарушения. Месторождения сидеритов и бурых железняков: I — Петлинское, II — Им. ОГПУ; III — Ново-бакальское; IV — Объединенное; V — Буландихинское; VI — Восточное; VII — северо-западный склон горы Иркутскан; VIII — юго-восточный склон горы Иркутскан, IX — Шиханское; X — Рудничное; AB, CD — линии геологических разрезов

Распределение железа в породах бакальской свиты. Составленный нами усредненный разрез отложений бакальской свиты позволяет приблизительно рассчитать общее количество железа в разных литологических типах пород на различных стратиграфических уровнях (табл. 2). При данных расчетах площадь Бакальского рудного поля, по оценке О. П. Сергеева [29], принималась равной 150 км². Условность выполненных расчетов вполне очевидна, но, тем не менее, она не влияет на основные выводы о распределении общего количества железа в главнейших типах пород сидеритовой формации.

Распределение общего количества железа по пачкам в стратиграфическом разрезе бакальской сидеритовой формации явно обнаруживает тесную связь с их литологическим составом (см. табл. 2). Пачки, сложенные сланцами, обычно содержат больше железа, чем карбонатные горизонты.

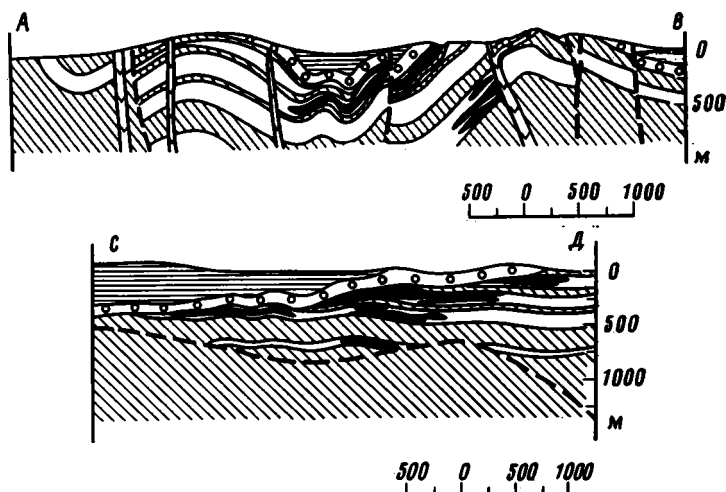
Отмечается отсутствие связи между общим количеством железа, сосредоточенного в сидеритах, с количеством этого элемента, рассеянного во вмещающих рудные тела карбонатных породах (табл. 3).

Распределение железа в сидеритовой формации приведено в табл. 4, из которой следует, что сланцы (кварцево-глинистые и глинистые) составляют 60,1% объема этой формации, карбонатные породы (доломиты, известняки) 38,8, песчаники ~1 и сидериты 0,1%. Следует отметить, что указанная в табл. 4 мощность сидеритов (1,8 м) является условной величиной, рассчитанной из предположения равномерного распределения всех запасов карбонатных руд на 150 км² площади рудного поля.

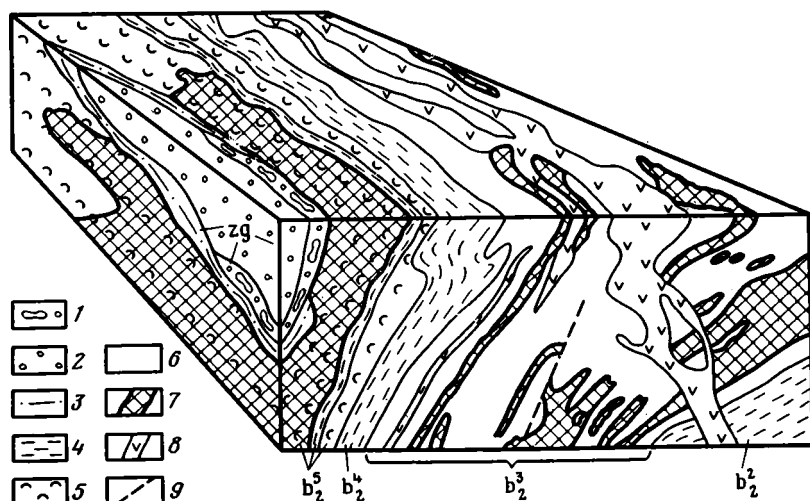
Сравнение вычисленных средних содержаний железа в основных типах пород сидеритовой формации Бакала с кларковыми значениями (см. табл. 4) показывает, что в сланцах концентрация этого элемента существенно ниже среднего уровня в сланцах литосферы (см. табл. 1), а в песчаниках и карбонатах — намного выше.

Происхождение рудных растворов. Большинство исследователей Бакала сидеритовый метасоматоз связывали с действием ювенильных рудных растворов [9, 15, 18, 35]. Некоторые геологи считали, что метасоматоз обязан действию растворов вадозового происхождения [20, 21]. Рассмотрение баланса железа в породах сидеритовой формации Бакала позволяет выдвинуть принципиально новую точку зрения о происхождении здесь железистых рудных растворов.

Особенностью концентраций железа в породах данной формации является то, что сланцы (непроницаемые породы) характеризуются содержаниями нижекларковых, а



Фиг. 3. Схематические геологические разрезы Бакаевского рудного поля. Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Блок-диаграмма участка месторождения (северо-западный склон горы Иркутскан)

1 — валунные конгломераты с галькой кварцитовидных песчаников; 2 — песчаники кварцитовидные; 3 — сланцы «перемыва» (кварцево-серицито-глинистые, осветленные), 4 — кварцево-серицито-глинистые филлитовидные темно-серые сланцы; 5 — строматолитовые доломиты; 6 — переслаивание карбонатов и кварцево-серицито-глинистых сланцев; 7 — сидеритовое оруденение; 8 — дайки и силлы габбро-диабазов; 9 — тектонические нарушения (zg — зигальгинская свита, остальные обозначения пачек см. на фиг. 1)

песчаники, доломиты и известняки (проницаемые породы) — вышекларковых (см. табл. 2, 4). Если избыток железа (сверхкларкового) в проницаемых породах пересчитать на сланцы, то его среднее содержание в последних составит 4,95%, что приблизительно соответствует кларку глинистых пород (см. табл. 1). Изложенное позволяет выдвинуть предположение, подкрепляемое литолого-фаціальным изучением формации, о первоначальном накоплении железа во всех отложениях сидеритовой формации на кларковом уровне.

Мы предполагаем, что рудные железистые растворы в сидеритовой формации опресняемого рудного поля возникли в результате мобилизации железа из рифейских глинистых осадков элизонными водами в ходе постседиментационного преобразования илов. Расчеты показывают, что глинистые осадки, состоящие из 20% минеральных частиц и 80% воды [25, 31], могли выделить в объеме данного рудного поля около 530 млрд. м³ седиментогенной воды. Накопление этих вод происходило в Бакаевском палеогидрогеологическом бассейне, куда они поступали вследствие градиента давления [4].

Таблица 1

Содержание железа в осадках и горных породах, %

Объект исследования	Fe, %	Коэффициент вариации	Литературный источник
Океаническая вода	$1 \cdot 10^{-6}$	—	[10]
Живое вещество	$1 \cdot 10^{-2}$	—	[11]
Современные осадки:			
глины глубоководные	5,60	0,27	[38]
илы карбонатные, глубоководные	1,84	0,43	[38]
глины (зал. Пария, Венесуэла)	5,20	0,13	[6]
пески (зал. Пария, Венесуэла)	3,10	0,39	
Осадочные породы:			
сланцы глинистые (24 региона)	4,80	0,39	[36]
» (48 геосинклинальных регионов)	5,15	0,45	
» (Малайзия)	4,70	0,43	[6]
» (Канада)	4,54	0,49	
песчаники (20 регионов)	2,80	0,25	[37]
известняки (20 регионов)	0,86	0,45	
» (Канада, 43 региона)	0,80	0,79	[6]
доломиты (94 региона)	0,30	0,53	[37]
» (Канада)	0,83	0,85	
Литосфера в целом:			
сланцы глинистые	4,80	0,39	[6]
песчаники	2,80	0,25	
карбонаты	0,86	0,45	[23]
эвапориты	0,29	—	
Осадочная толща океанов (I слой) (среднее содержание на натуральный осадок, 3243 анализа)	5,56	—	
Шельф авандельты Нила в натуральном сухом остатке:			
песок	1,30	—	[17]
крупный алеврит	5,51	—	
ил алевропелитовый	7,36	—	
ил пелитовый	7,20	—	

Таблица 2

Распределение железа в породах разреза бакальской свиты на рудном поле

Пачка	Лито-логический состав *	Мощность, м	Масса породы, 10 ⁴ т	Fe, %	Общее количество Fe в породе, 10 ⁶ т	Пачка	Лито-логический состав	Мощность, м	Масса породы, 10 ⁴ т	Fe, %	Общее количество Fe в породе, 10 ⁶ т
b ₂ ¹⁰	Q-CI	90,0	358	3,10	1110	b ₂ ³	{ Ca ДІ	1,0 91,0	3 388	1,40 4,60	4 1785
b ₂ ⁹	Ca	44,0	178	1,87	338		{ Q-CI Ca	8,0 31,0	32 124	2,61 1,84	83 228
b ₂ ⁸	ДІ	46,0	197	1,00	197	b ₂ ²	{ ДІ Q-CI	7,0 84,0	28 334	4,15 5,08	116 1697
b ₂ ⁷	Ca	14,0	57	2,10	120		{ Q Ca	14,0 117,0	55 472	6,85 1,06	377 500
b ₂ ⁶	Q-CI	1,0	4	3,38	13	b ₂ ¹	{ ДІ Q-CI	49,0 4,0	208 16	3,56 5,52	740 88
b ₂ ⁵	ДІ	4,0	17	5,72	97		{ Q-CI CI	400 100	1590 420	3,30 2,45	5247 1029
b ₂ ⁴	Ca	39,0	157	2,40	377						
	ДІ	25,0	105	4,55	478						
	Q-CI	6,0	24	3,90	94						
	Ca	0,3	1	2,45	2						
	ДІ	14,7	63	5,13	323						
	Q-CI	15,0	58	2,98	173						

* Ca — известняк; ДІ — доломит; Q-CI — кварцево-глинистый сланец; CI — глинистый сланец; Q — песчаник.

Если принять, что содержание железа в минеральном остатке илов составляло 5,5% (см. табл. 1), вместо ныне существующего 3,78,—3,63%, то концентрация его в элизионных водах составит величину около 1,2%, сопоставимую с содержанием железа в артезианских термальных водах Восточной Сибири (5). Прохождение железистых элизионных вод через карбонаты, песчаники (породы-коллекторы) и обусловило в них более высокие (по сравнению с кларковыми) содержания железа.

В условиях глубинного катагенеза и метагенеза в рифейском палеогидрогеологическом бассейне элизионные железистые воды превратились в железистые гидротермаль-

Распределение общего количества железа в карбонатных породах
Бакальского рудного поля

Пачка	Мощность карбонатных пород, м	Содержание Fe, 10 ⁶ т			Относительное количество Fe, сконцентрированное в сидеритах, %
		в карбонатных породах	в сидеритах	суммарное	
b ₂ ⁹	90	530	9,31	539,31	1,7
b ₂ ⁷	89	544	23,81	567,81	4,1
b ₂ ⁵	64	855	114,20	969,20	11,7
b ₂ ⁴	15	325	4,26	329,26	1,2
b ₂ ³	92	1789	106,92	1895,92	5,6
b ₂ ¹	166	1240	61,50	2301,50	4,7
Σ	516	5283	320	5603	5,6

Таблица 4

Распределение железа в породах сидеритовой формации Бакальского рудного поля

Порода	Суммарная мощность, м	Относительное количество, %	Общее количество железа, 10 ⁶ т	Относительное количество Fe, %	Среднее содержание Fe, %	Кларк Fe, % [6]	Коэффициент концентрации
Сланцы кварцево-глинистые	700	47,6	10 476	52,8	$\frac{3,78}{92}$	4,80	0,78
Сланцы глинистые	184	12,5	2 819	14,2	$\frac{3,63}{18}$	—	0,75
Песчаники	14	1,0	377	1,8	$\frac{6,85}{10}$	2,80	2,44
Доломиты	282	19,1	3 976	20,2	$\frac{3,31}{185}$	0,86	3,84
Известняки	290	19,7	1 868	9,4	$\frac{1,59}{40}$	—	1,84
Сидериты	1,8	0,1	320	1,6	$\frac{32,0}{1000}$	—	—
	Σ 1472		Σ 19 836				

Примечание. В числителе приведены средние содержания железа, в знаменателе — число анализов, по которым они рассчитаны.

ные растворы. Исследование декрипитации бакальских сидеритов, выполненное Б. Р. Шпунтом (ЯФАН СССР), показало максимумы температур вскрытия полостей с газожидами включениями в интервалах 100—200 и 220—280° С, что позволяет сделать вывод о низкотемпературном характере рудных растворов, обусловивших сидеритовый метасоматоз. Попадая в структурно-литологические ловушки в доломитах, эти растворы вызвали образование метасоматических сидеритовых залежей. Согласно расчетам, в проницаемых породах (включая сидериты) «осело» до 70% вынесенного из глинистых илов железа. Следует иметь в виду, что сами карбонатные породы могли представлять собой геохимический барьер для закисного железа как щелочная среда [13, 31].

Таким образом, анализ геохимического баланса в породах сидеритовой формации Бакала дает возможность считать глинистые образования источником железистых рудных растворов. Работы В. Н. Холодова [32—34] по оценке продуктивности глинистых толщ в условиях катагенеза показывают, какое огромное количество газоводных растворов, нередко содержащих в повышенных концентрациях Fe, Mn, Ni, Co и другие элементы, могут выделить эти толщ. Экспериментальные работы по изучению элизонных вод из глинистых толщ, выполненные другими исследователями [8, 19], показывают также, что глинистые осадки могут служить генераторами реакционноспособного железа и других элементов в условиях катагенеза. Участие осадочных толщ и седиментогенных вод в формировании рудных растворов было рассмотрено в последние годы рядом исследователей для объяснения формирования сидеритовых [27], сидерит-гематитовых

[26], полиметаллических [28], магнезитовых [3] и вольфрамовых [14] месторождений. Это не противоречит гипотезе образования железистых рудных растворов в Бакальском рудном поле в результате перераспределения железа в глинистых осадках в ходе их диагенеза и катагенеза.

Литература

1. Анфимов Л. В. Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакало-Саткинском горнорудном районе на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 5, с. 1227—1230.
2. Анфимов Л. В. Соотношение между сидеритовым оруденением и осадочными фациями в разрезе бакальской свиты на Южном Урале.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1977. Свердловск, 1978, с. 117—120.
3. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Об условиях образования магнезитовых залежей в месторождениях Саткинской группы на Южном Урале.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 115—129.
4. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 199 с.
5. Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 101, с. 89—151.
6. Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Наука, 1972.
7. Буреева Н. К. Минерало-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 14—122.
8. Валуков Г. Ю., Ходков А. Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.
9. Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазам в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967. 141 с.
10. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, 216 с.
11. Виноградов А. П. Примечания редактора.— В кн.: Вернадский В. И. Избр. соч. Т. 1. М.: Наука, 1954, с. 361—367.
12. Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолиздат, 1946. 51 с.
13. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
14. Гарьковец В. Г. О закономерностях сингенетично-эпигенетического (литогенетического) рудообразования.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 940—943.
15. Давыденко Ю. А. Стратиграфический разрез рудоносной свиты Бакала (Урал) по новым данным.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5, с. 1109—1112.
16. Дружинин Н. П. Циклический тип строения железорудных отложений Бакала (Ю. Урал).— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 6, с. 1410—1413.
17. Емельянов Е. М., Митропольский А. Ю., Шимкус К. М., Атеф Амин Мусса. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наук. думка, 1979. 131 с.
18. Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторожд., 1939, вып. 13, № 2. 40 с.
19. Коллодий В. В., Рипун М. Б., Сиван Т. П. Участие поровых растворов в аутигенном минералообразовании.— В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978, с. 159—167.
20. Конюшевский Л., Ковалев П. Бакальские месторождения железных руд.— Тр. Геолкома. Нов. сер., 1903, вып. 6.
21. Краснополюсский А. А. Бакальские, Инзерские, Белорецкие, Авзяно-Петровские месторождения железных руд на Южном Урале.— Изв. Геолкома, 1901, т. XX, № 1—2.
22. Крупенин М. Т. О фациальных типах осадков сидеритовой формации Бакала.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1981. Свердловск, 1982, с. 129—130.
23. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978. 392 с.
24. Малахов А. Е. Новые данные по геологии Бакальской группы месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 77—90.
25. Мюллер Г. Диагенез глинистых осадков.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 122—164.
26. Павлов Д. И., Постельников Е. С. К вопросу об источниках рудного вещества Ангаро-Питского бассейна осадочных руд железа.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6, с. 3—23.
27. Писцов Ю. П. Сидериты березовского типа и условия их образования.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 32—51.
28. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
29. Сергеев О. П. Месторождения сидеритов и бурых железняков Бакальской группы.— В кн.: Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1973, с. 336—353.
30. Старостина З. М. Сидеритовая формация рифея западного склона Южного Урала.— Тр. ГИН, 1962, вып. 61, 106 с.
31. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 573 с.
32. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 3—22.
33. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. II. Элизонный катагенез.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 5, с. 15—32.

34. Холодов В. Н. Формирование газодонных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983.
35. Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис.— Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 73. 111 с.
36. Alexander J. B., Harral G. M., Flintner B. A. Chemical analyses of Malayan rocks, commercial ores alluvial mineral concentrates.— Geol. Surv. Malaya, Profess. Paper, 1964, E-61, I-C.
37. Maxwell J. A., Dawson K. P., Tomilson M. E. e. a. Chemical analyses of Canadian rocks, minerals and ores.— Geol. Surv. Canada Bull., 1965, v. 115.
38. Wakeel E. L., Riley S. K. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, p. 110—146.

Ин-т геологии и геохимии
УНЦ АН СССР,
Свердловск

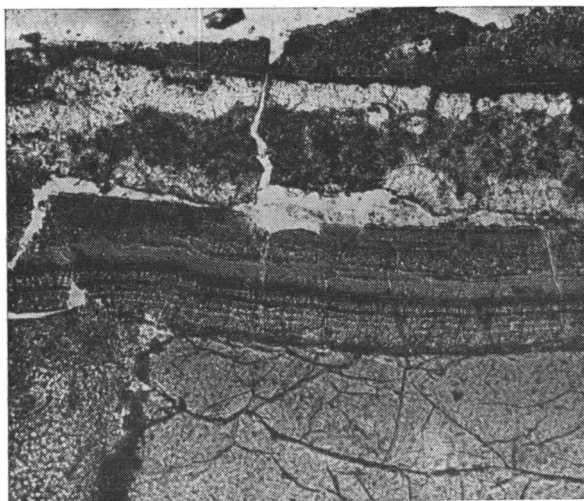
Поступила в редакцию
25.IV.1983

УДК 552.14 : 552.313.8

К ПОЗНАНИЮ ПРОЦЕССА ПАЛАГОНИТИЗАЦИИ

ХВорова И. В., Воронин Б. И.

Гналокластита в океанах является характерным продуктом базальтового вулканизма. Как показало глубоководное бурение, она образует значительные накопления во втором (базальтовом) слое океана, особенно обильна на подводных горах и гайотах, а мелкая фракция ее рассеяна на обширных пространствах развития пелагических илов. Базальтовое стекло, главным образом сидеромелановая его разновидность, быстро из-



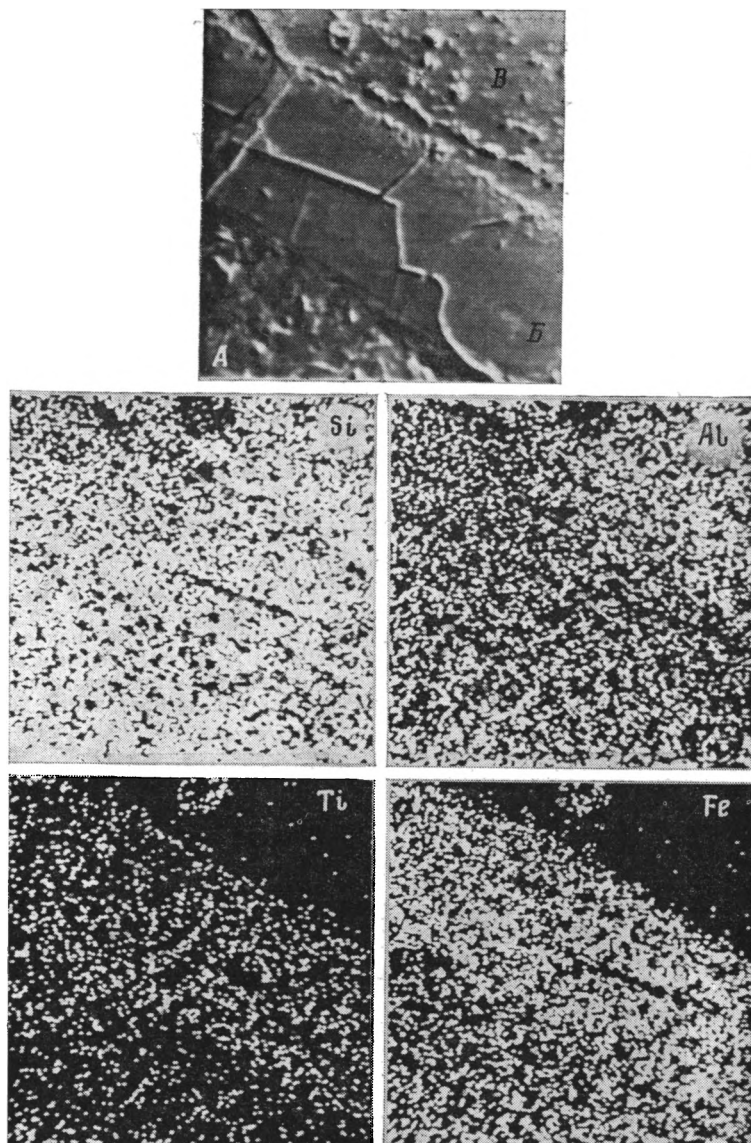
Фиг. 1. Деталь строения гналокластита
а — стекло; б — зональный палагонит; в — филлип-
сит; г — глинисто-карбонатный микрит. Увел. 40, без
анализатора

меняется, прежде всего палагонитизируется. Подобный процесс особенно хорошо выражен на участках гидротермальной деятельности, отмечаемой интенсивным формированием рудных корок.

Информация об океанских гналокластитах быстро увеличивается, это относится как к условиям и механизму формирования самой кластики, так и к процессам ее изменения [1, 2]. Сложность процесса палагонитизации требует накопления большого фактического материала. В данной статье мы приводим результаты аналитического исследования изменения гналокластита из Индийского океана.

Материал получен при работах в 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», в зоне трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта.

Одна из гор, расположенных у края крутого юго-восточного склона депрессии трансформного разлома Мария Целеста, покрыта фрагментами вулканических стекол и рудных корок. С вершины горы (17° 29,7 ю. ш., 66° 14,1 в. д., гл. 1560 м) поднят своеобраз-

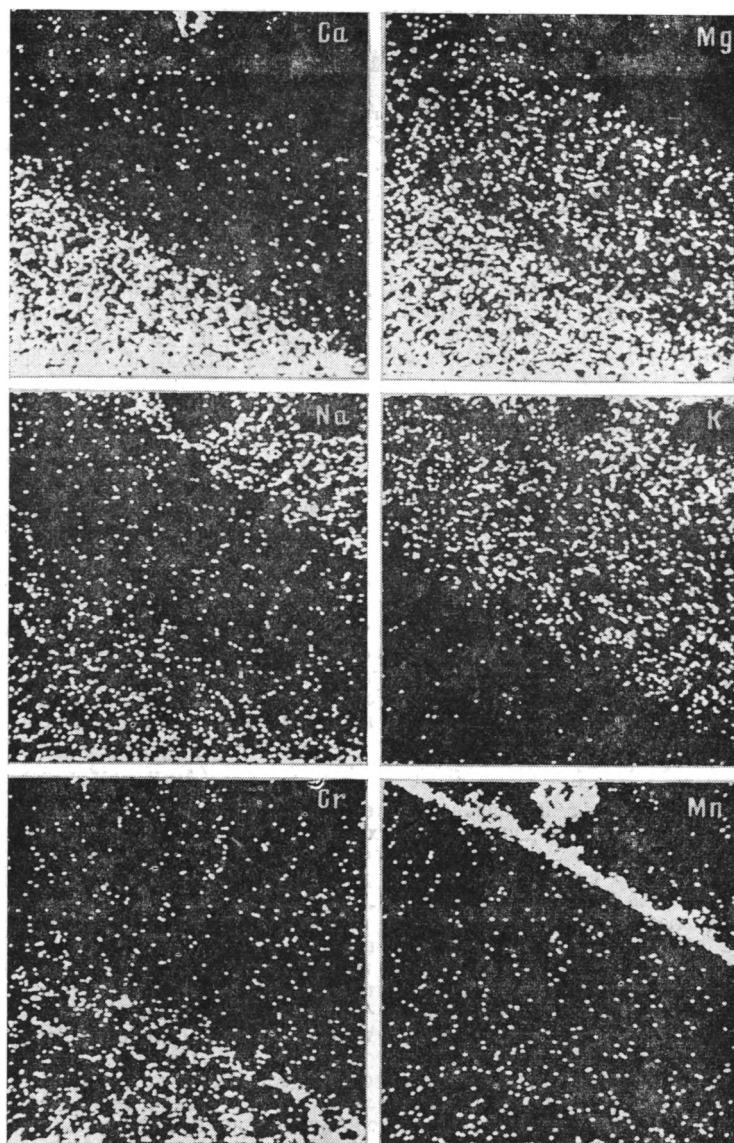


Фиг. 2. Качественный микрозондовый анализ распределения элементов. Верхний снимок в отраженных электронах: А — стекло, Б — палагонит; В — цеолит

ный осадок. Он состоит из угловатых обломков базальтового стекла, гиадокластитов, рудных (железомарганцевых) корок, раковинного детрита и фораминиферового песка. Многие обломки и раковины покрыты густым налетом и тонкой корочкой черных окислов марганца.

Наиболее крупные фрагменты (до 1 см) представлены гиадокластитом, состоящим из угловатых обломков (0,5—3 мм) трещиноватого полностью изотропного базальтового стекла ($N=1,59$) с редкими мелкими округлыми порами; в отдельных обломках попадаются единичные мелкие фенокристы пироксена.

С поверхности обломки стекла окружены палагонитовой каймой (0,10—0,5 мм), имеющей зональное строение (фиг. 1). Зоны резко окрашены (от желтых до коричневых) и отличаются структурой. Одни из них почти изотропны, в других четко выражена либо микросферолитовая структура с характерной крестообразной фигурой поляризации, либо фибровая, дающая муаровое погасание. Такие двупреломляющие палагониты получили название фибропалагонитов. Их появление связывают с началом собирательной кристаллизации коллоида и появления смектитов и цеолитов [1—3]. В нашем образце рентгеноструктурный анализ палагонита не уловил присутствия смектита, но дал рефлексы, характерные для филлипсита. Границы палагонитовых каемок очень резкие, так что создается даже впечатление, что это независимые крустификационные новообразования; однако присутствие в них редких вкрапленников пироксена, сходных с



Фиг. 2 (продолжение)

встречающимися в стекле, не оставляет сомнения в том, что палагонит возникал по стеклу. Механизм палагонитизации, очевидно, связан с микрорастворением — осаждением [3].

В образце встречаются мелкие обломки палагонитовых корок, что свидетельствует о неоднократном дроблении материала (до и после палагонитизации).

Связующая масса в породе скудная и представлена глинисто-карбонатным микроитом, в котором местами присутствует небольшое количество мелких обломков фораминиферовых раковин (шлам). Между связующей массой и палагонитовой каймой (или между двумя каемками соседних обломков) местами наблюдаются крустификационные цеолитовые корочки (см. фиг. 1). Цеолит имеет показатель преломления (N_g') 1,477 и, по данным рентгеновского анализа (рефлексы 7,06 и 3,18 Å), относится к филлипситу. Микрозондовое исследование показало отсутствие в нем Са, таким образом, он относится к К — Na-разновидности.

Для изучения вещественного состава палагонита и его сравнения с родоначальным стеклом образец, в котором выделяются три участка: стекло, палагонитовая кайма (толщина 124 мкм) и цеолитовая пленка, был исследован на электронном рентгеновском микроанализаторе MS-46. Определялись следующие элементы: Si, Ti, Al, Na, K, Са, Mg, Fe, Mn, Cr, Ni, Ba (присутствие двух последних не обнаружено). Качественное распределение элементов получено на площади 300×300 мкм (фиг. 2). Определялось и количественное их содержание; расчет поправок производился по программе «Карат» на ЕС 1022. На фиг. 2 видно относительное распределение элементов в стекле и пала-

Химический состав стекла и палагонитовой каймы, %

Оксид	Стекло	Палагонит			Палагонит (пересчитано на безводность)				Фактор измене- ния	Отношение TiO ₂ /окисел	
		1	2	3	1	2	3	среднее		стекло	палагонит; (среднее)
SiO ₂	50,471	43,18	44,168	43,473	46,6	51,12	50,43	49,38	1,02	0,054	0,111
TiO ₂	2,749	5,464	4,460	4,610	5,9	5,16	5,35	5,47	0,5	0	0
Al ₂ O ₃	15,302	15,587	12,504	13,154	16,8	14,47	15,26	15,51	0,987	0,180	0,353
FeO	9,901	18,131	17,113	16,476	19,6	19,81	19,11	19,51	0,5	0,295	0,280
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	—	—	—
MgO	8,521	2,761	3,661	3,675	3,00	4,26	4,26	3,83	2	0,323	1,428
CaO	9,948	1,062	0,577	0,736	1,15	0,67	0,85	0,89	11	0,276	6,146
Na ₂ O	2,847	3,267	0,114	0,312	3,53	0,13	0,36	1,34	2	0,966	4,082
K ₂ O	0,137	3,140	3,810	3,733	3,40	4,41	4,33	4,05	0,034	20,066	1,351
Сумма	99,876	92,592	86,407	86,170							

Примечание. 1. Общее Fe пересчитано на FeO. 2. Фактор изменения — отношение окисла в стекле к окислу в палагоните. 3. Цифрами 1, 2, 3 обозначены зоны палагонита (1 — внутренняя; 2 — средняя; 3 — внешняя).

гонитовой кайме. Палагонит по сравнению со стеклом обеднен Na, Mg, Ca, Cr (?) и обогащен K, Fe и Ti.

Интересно распределение марганца. Этот элемент практически отсутствует и в неизмененном стекле, и в палагоните, но концентрируется на поверхности палагонитовой каймы и образует микростяжение за пределами гиадокласта, очевидно в матрице (см. фиг. 2); вместе с Mn в стяжении присутствуют Fe, Ti, Ca. По-видимому, такое «независимое» положение Mn можно связывать с гидротермальным его поступлением в осадок, а не с выщелачиванием из гиадокласта.

Содержание основных компонентов в неизмененном стекле и палагонитовой кайме приведено в табл. 1.

Так как палагонитизация сопровождается гидратацией, что выражается в снижении процентного содержания суммы главных окислов, то для сопоставления их соотношения в стекле и палагоните анализы пересчитаны на 100% (на безводность).

Сравнение состава стекла и палагонита показывает, что главные компоненты (SiO₂ и Al₂O₃) практически сохраняются на одном уровне. В палагоните снижается содержание кальция (более чем в 11 раз), магния и натрия (в 2 раза); увеличивается содержание калия (в 30 раз), железа и титана (в 2 раза).

Если допустить, что титан как элемент малоподвижный накапливается в стекле «пассивно», за счет выноса других компонентов, то можно проиллюстрировать их вынос путем определения «титанового отношения» TiO₂/окисел (см. табл. 1). Все компоненты, кроме железа и калия, выносятся с разной интенсивностью; особенно энергично кальций и натрий.

Возникает вопрос, насколько справедливо предположение, что титан целиком накапливается в палагоните пассивно. Действительно, титан — малоподвижный элемент, и можно поэтому думать, что относительное обогащение им палагонита связано с выносом других компонентов. Однако обращает на себя внимание, что в рудном (марганцовистом) микросгустке (см. фиг. 2) происходит накопление титана, как и железа. Это указывает на некоторую их подвижность в осадке.

Резкое изменение состава происходит на границе стекла и палагонитовой каймы, в пределах же последней наблюдается лишь незначительное перераспределение компонентов, не имеющее какой-либо направленности (кроме содержания воды, количество которой уменьшается по направлению к внутренней зоне).

А. Г. Косовская с соавторами [2] на основе анализа большого числа образцов из скважин океанского бурения пришли к выводу, что при палагонитизации происходит: интенсивный вынос Ca, довольно постоянное уменьшение содержания Na и Mg, привнос K, воды и накопление Fe и Ti. Основные компоненты — Si и Al характеризуются различной интенсивностью удаления.

Наши данные в целом хорошо согласуются с этим выводом.

Новый материал об изменении вещества при палагонитизации получен в рейсе 65 на юге Калифорнийского залива, вблизи трансформного разлома Тамайо [5]. Результаты исследований двух образцов сидеромелана с палагонитовой коркой у разных горизонтов приведены в табл. 2. Характерно, что марганец либо «теряется», либо его количество несколько увеличивается (0,22% в сидеромелане, 0,37 и 0,28% в разных зонах палагонитовой каймы).

Соотношение компонентов от сидеромелана к палагониту в приведенных образцах меняется несколько иначе, чем в образце, изученном нами (см. табл. 2).

Рассматривая в целом характер изменения стекол в подводных условиях, можно констатировать, что, несмотря на вариации, улавливается общая тенденция, которая выражается в потере при палагонитизации Ca, Na и «приобретении» K, Fe и часто Ti. Поведение Si, Al, Mg непостоянно, причем изменение последнего испытывает особенно заметные колебания.

Факторы изменения содержаний элементов при палагонитизации

Окисел	Мария Целеста	Тамайо		Окисел	Мария Целеста	Тамайо	
		обр. 1	обр. 2			обр. 1	обр. 2
SiO ₂	1,02	0,97	1,1	MgO	2	0,8	0,76
Al ₂ O ₃	0,987	0,82	1,02	CaO	11	5,4	0,8
TiO ₂	0,5	1,09	0,8	Na ₂ O	2	2,6	6
FeO	0,5	0,75	0,8	K ₂ O	0,034	0,1	0,6

Пока нет достаточного количества данных, позволяющих объяснить причины различного их изменения. Это может быть связано как со структурой стекла, так и особенно со средой изменения. В работе [4] приводятся данные о том, что палагонит, возникающий в подводных условиях, обогащается калием и обедняется титаном, тогда как при палагонитизации в наземных условиях содержание K₂O заметно снижается, а TiO₂ — увеличивается или не изменяется.

Однако рассмотренные случаи несомненно подводного изменения свидетельствуют об обогащении не только калием, но и титаном.

Традиционно считается, что элементы, «захватываемые» при палагонитизации, извлекаются из обычной морской воды. Не исключается, однако, что они могут поступать и из гидротермальных растворов, обогащенных определенными элементами.

Литература

1. Гептнер А. Р. Палагонит в процесс палагонитизации. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 113—130.
2. Косовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов. — Литол. и полезн. ископ., 1982, № 4, с. 10—31.
3. Hay R. L., Lijima A. Petrology of palagonite tuffs of Koko craters, Oahu, Hawaii. — Contr. Mineral. and Petrol., 1968, v. 17, № 2, p. 141—154.
4. Jakobsson S. P. Environmental factors controlling the pagonitization of the Surtsey tephra, Iceland. — Bull. geol. Soc. Denmark, 1978, v. 27, spec. issue, p. 91—106.
5. Schmincke H. U. Ash leyers, hyaloclastite, and alteration of basaltic glass, leg 65. — In: Init. Rep. DSDP, 1983, v. 65, p. 477—486.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
14.VI.1983

УДК 553.623.54(474)

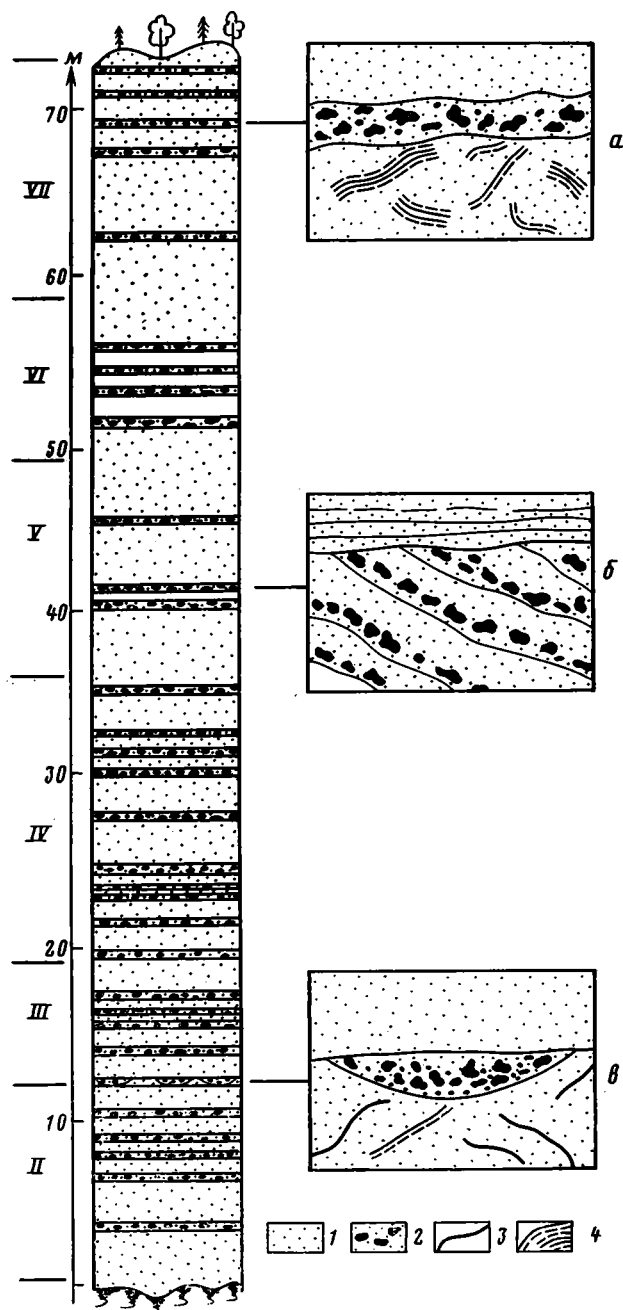
МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА И «СКОЛИТА» НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКОЛЕ¹

ШУТОВ В. Д.

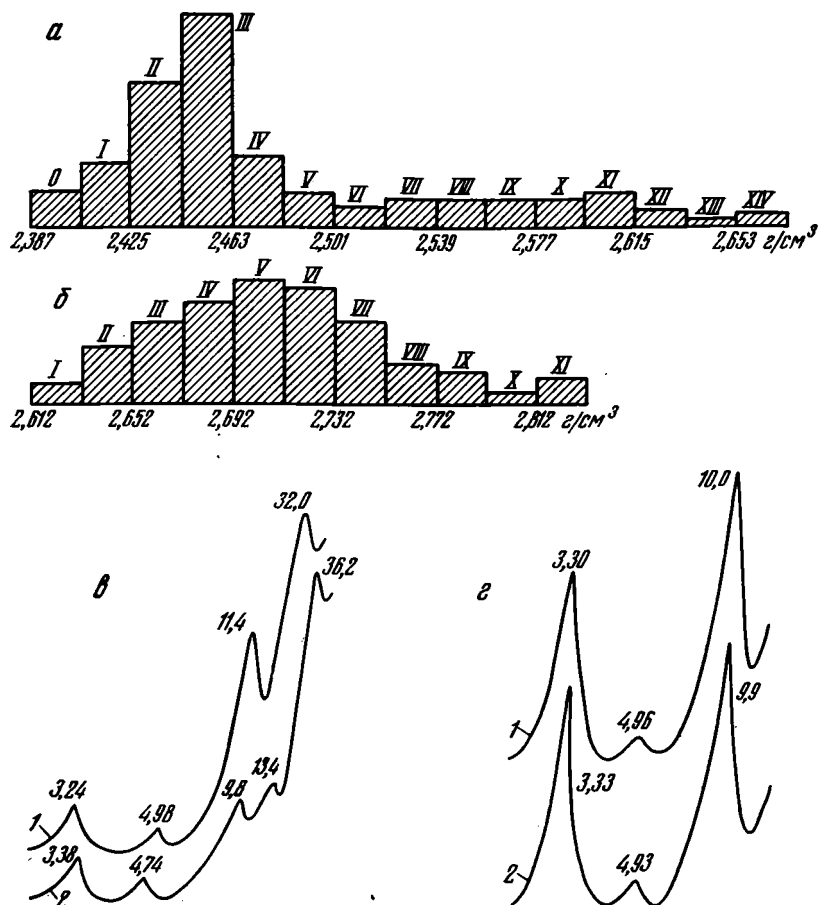
При рассмотрении проблемы образования глауконита важная роль принадлежит вопросу о происхождении исходного вещества. В настоящее время после работ А. Айзенка [4] и Е. Колера [5] не вызывает сомнений первично гелевая природа вещества, из которого происходило образование глауконитов. Этот вывод подтверждается своеобразием морфологии глауконитовых глобул, данными по типам выполнения глауконитом трещин и капиллярных каналов в спикулах и другими наблюдениями. Вопрос о происхождении исходного гелевидного вещества является более сложным. Отсутствие надежной модели глауконитообразования в современных морях и океанах затрудняет актуальное решение этой проблемы.

В данной работе мы рассмотрим модель глауконитообразования на примере изучения песчаников ямненской свиты палеоцена, вскрытых карьером близ г. Сколе (Восточные Карпаты), которые, хотя и представляют древнее геологическое образование, по ряду признаков выгодно отличаются от других объектов. В Сколе можно наблю-

¹ Это одна из последних статей В. Д. Шутова — крупного литолога и петрографа-осадочника, посвятившего ряд своих работ прецизионному изучению минералов группы глауконитов. Предложенная им модель формирования своеобразного месторождения глауконитов Сколе является наиболее правдоподобной, но не единственной (*Редколлегия*).



Фиг. 1. Разрез песчаников ямненской свиты (палеоцен) в карьере близ г. Сколе (по данным полевых наблюдений)
 Фрагменты текстур песчаников: а — массивный песчаник с прослоями гравелитов и сколитом, выстилающим стенки ходов илоедов; б — сочетание горизонтально- и косослоистых песчаников (косая слоистость подчеркивается плохо окатанным гравийным материалом); в — песчаник с линзами гравелитов, с жильными проявлениями сколита и ходами илоедов, выполненными сколитом; 1 — песчаник с глобулярным глауконитом; 2 — гравелит; 3 — жильные проявления сколита; 4 — ходы илоедов с выстилающим их стенки сколитом. II—VII — ступени выработки карьера



Фиг. 2. Гистограммы плотностных фракций образцов сколита (а), глауконита (б) и дифрактограммы их «пиковых» фракций; в — сколит, фракция III, г — глауконит, фракция V; 1 — природные; 2 — насыщенные глицерином.

дать две четкие генерации слюдоподобных минералов, одна из которых представлена глобулярным глауконитом, рассеянным в массе песчаников, а другая — пластинчатыми агрегатами жильных образований, т. е. более поздней генерацией. Последняя разновидность описана К. Смуликовским [7] в качестве слюды своеобразного состава под названием *сколит*. При детальном исследовании оказалось, что изученный К. Смуликовским сколит является смешанослойным минералом слюда-монтмориллонит с высокой концентрацией разбухающих слоев, в составе октаэдрических катионов преобладает Al [3]. Таким образом, сколит не может рассматриваться в ряду существенно железистых слюд глауконит-селадонитового состава и от этого термина в случае обозначения определенного минерального вида следует отказаться. Тем не менее в настоящей работе для краткости и удобства изложения мы будем пользоваться термином *сколит*, поскольку именно это минеральное образование слагает жилки и выполняет ходы илоедов и по геологической позиции отличается от глобулярных глауконитов, содержащихся в массе песчаников того же слоя. Видимая мощность вскрытых карьером песчаников около 100 м. Песчаники крепкие, слегка окремненные. Местами в стенках карьера прослеживается коса или крупная пологоволнистая слоистость. В толще песчаников наблюдаются прослои гравелитов с кварцевой галькой. Широко распространены ходы илоедов, стенки которых выстланы пластинчатым сколитом. В низах карьера сколит встречается в форме немногочисленных жилок мощностью 1—2 см. Вверх по разрезу жилки сколита «истощаются» до толщины в несколько миллиметров или полностью исчезают, а сколит встречается лишь по стенкам ходов илоедов.

На фиг. 1. представлена литологическая колонка, составленная на основании полевых наблюдений. В качестве главного объекта исследования была выбрана подошва второго яруса выработки песчаников, расположенная примерно на высоте 22 м от основания карьера.

Ранее при участии автора был разработан метод выявления кристаллохимической гетерогенности глауконитовых образований, основанный на выделении и последующем исследовании различных плотностных фракций глауконитовых образцов [6]. Этот метод исключительно эффективен, поскольку позволяет оценить степень однородности —

Химический состав плотностных фракций глауконита и сколита

Компоненты	Глобулярный глауконит				Жильный сколит		
	II+III	IV	V	VI+VII	I+II	III	III'+IV+V
SiO ₂	47,86	46,88	46,78	47,08	46,66	48,01	48,94
TiO ₂	0,23	0,23	0,23	0,18	0,15	0,18	0,14
Al ₂ O ₃	12,75	13,85	13,48	12,36	23,04	22,34	21,49
Fe ₂ O ₃	16,01	15,48	16,33	16,12	8,18	7,30	7,66
FeO	1,17	1,68	1,67	1,88	0,39	0,39	0,42
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,40	0,40	0,46	0,46	0,56	0,52	0,48
MgO	3,74	3,79	3,72	3,77	2,92	2,83	2,78
Na ₂ O	0,09	0,09	0,09	0,14	0,09	0,9	0,14
K ₂ O	6,10	6,66	6,93	7,41	4,71	4,85	4,85
H ₂ O ⁺	7,20	6,49	6,22	6,93	5,30	6,50	5,65
H ₂ O ⁻	3,84	3,48	3,27	3,12	6,87	5,79	6,12
CO ₂	0,16	нет	нет	0,51	нет	0,42	0,50
C	0,20	0,48	0,35	0,32	0,66	0,56	0,52
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02
Сумма	99,81	99,57	99,59	99,83	99,57	99,81	99,72
Кварц	2,66	0,53	0,97	0,73	—	1,19	—

Примечание. В этой и следующей таблицах I—VII — плотностные фракции.

Таблица 2

Структурные формулы плотностных фракций глауконита и сколита

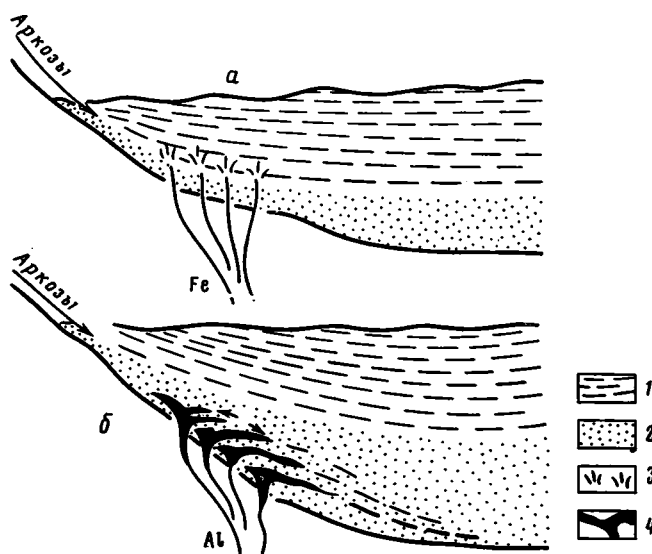
Минеральные разновидности		Тетраэдры			Октаэдры					Межслои			
		Si	Al	Σ	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ	K	Mg	Ca	Na
Глауконит	II+III	3,51	0,49	4,00	0,67	0,93	0,08	0,32	2,00	0,60	0,12	0,03	0,01
	IV	3,48	0,52	4,00	0,70	0,87	0,11	0,32	2,00	0,64	0,11	0,03	0,01
	V	3,45	0,55	4,00	0,65	0,92	0,11	0,32	2,00	0,67	0,10	0,04	0,01
	VI+VII	3,51	0,49	4,00	0,61	0,92	0,12	0,35	2,00	0,72	0,08	0,04	0,01
Сколит	I+II	3,39	0,61	4,00	1,35	0,44	0,02	0,19	2,00	0,44	0,13	0,04	0,01
	III	3,44	0,56	4,00	1,37	0,40	0,02	0,21	2,00	0,46	0,10	0,04	0,01
	III+V	3,52	0,48	4,00	1,34	0,41	0,03	0,22	2,00	0,45	0,08	0,04	0,02

Примечание. При расчете формул предполагалось, что анионный каркас на 1/2 содержания элементарной ячейки составляет O₁₀(OH)₂.

неоднородности исследуемых образцов, отдельные составляющие которых могут отличаться составом 2:1 слоев и межслоев, наличием или отсутствием разбухающих компонентов и другими структурными характеристиками. Анализ кристаллохимической гетерогенности образцов открывает новые возможности при исследовании особенностей механизма глауконитообразования. В данной работе изучение природы кристаллохимической гетерогенности исследованных образцов позволило прийти к выводу о гидротермальном источнике исходного материала, который использовался при осадочно-диагенетическом образовании глауконита, и об эволюции состава термальных растворов во времени.

Образцы глобулярного глауконита и пластинчатые агрегаты сколита разделялись в колонке методом ступенчатого градиента в тяжелых жидкостях [2] на серию плотностных фракций в интервале плотностей от 2,61 до 2,83 г/см³ (с шагом 0,02) для глауконита и от 2,38 до 2,70 г/см³ (с шагом 0,02) для сколита. Гистограммы распределения различных плотностных фракций для глауконитовых и сколитовых образцов показаны на фиг. 2, а, б. Химические составы различных плотностных фракций исследованных образцов глауконита и сколита приведены в табл. 1. Из-за недостаточного количества материала при определении химического состава пришлось в ряде случаев анализировать смесь двух, а иногда и трех фракций с близкими плотностными характеристиками. В этих условиях показательны концентрации K₂O, которые удалось определить для каждой плотностной фракции. В случае глауконита их значения меняются от 5,6 (для фракции I) до 9,31% (для фракции VII).

Из данных табл. 1 могут быть сделаны следующие выводы. Обращает внимание общее весьма высокое содержание Al₂O₃ в глауконите, достигающее почти 14% в плотностной фракции IV. По мере увеличения плотности глобуль глауконита содержание основных окислов (SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, MgO) практически не меняется, за исключением K₂O.



Фиг. 3. Схема образования глауконита (а) и сколита (б)
1 — седиментационный бассейн; 2 — песчаный осадок с глобулярным глауконитом; 3 — гидротермы, обогащенные железом или алюминием; 4 — жильные проявления сколита

Сколит отличается от глауконита прежде всего существенно более низкими концентрациями Fe_2O_3 , FeO , K_2O и высокой глиноземистостью. При увеличении плотности фракций отмечается лишь незначительное уменьшение концентрации MgO и Al_2O_3 . Расчет кристаллохимических формул, отражающих средний состав 2:1 слоев и межслоев в анализируемых плотностных фракциях, показывает, что степень замещения Si на Al практически одинакова в 2:1 слоях сколита и глауконита независимо от их плотностных характеристик (табл. 2). Обращает на себя внимание и общий относительно высокий отрицательный заряд 2:1 слоев во всех плотностных фракциях как глауконита, так и сколита. Наконец, следует отметить, что состав 2:1 слоев во всех плотностных фракциях глауконита и сколита практически одинаков и отличается в основном соотношением межслоевых катионов K и Mg.

По мере увеличения плотности глауконитовых глобуль их дифрактограммы все в большей степени соответствуют дифракционным картинам слюд политипной модификации 1 М. Если наиболее легкие плотностные фракции содержат 15—20% разбухающих межслоев смектитового типа, то в самой тяжелой фракции концентрация монтмориллонитовых слоев не превышает 5%. Увеличение степени однородности глауконитовых зерен за счет уменьшения разбухающих межслоев, очевидно, связано с высоким содержанием K_2O в наиболее тяжелых фракциях (9,3% K_2O в фракции VII).

Изменение дифрактограмм различных плотностных фракций сколита проявляется в значительно большей степени. Наблюдается закономерное смещение первого, наиболее интенсивного отражения в область больших углов рассеяния. Дифрактограмма природного препарата самой легкой фракции содержит наиболее сильный рефлекс с межплоскостным расстоянием в 12,3 Å, тогда как для наиболее тяжелой фракции регистрируется отражение с $d=10,4$ Å. В известном смысле можно считать, что эта фракция по содержанию разбухающих межслоев как бы смыкается с наиболее легкой фракцией глобулярного глауконита. Своеобразие относительно легких фракций сколита заключается в том, что слюдитые и смектитовые слои распределены в микрокристаллах с определенной тенденцией к упорядоченности. Об этом свидетельствуют дифрактограммы образцов, насыщенных глицерином, на которых проявляется субпериод с $d=36,2$ Å и два максимума, значения межплоскостных расстояний которых изменяются от 13,8 до 12,6 и от 9,7 до 9,8 Å соответственно по мере увеличения плотности анализируемых фракций. Эти данные свидетельствуют о таком чередовании разнотипных слоев, которые можно описать как переслаивание слюдитых слоев А с пакетами из трех слоев ААВ (где В — слои монтмориллонитового типа) [1].

Таким образом, помимо разного содержания Al_2O_3 глауконитовые и сколитовые образцы отличаются содержанием и характером распределения разбухающих межслоев (см. фиг. 2, в, г).

Следует обратить внимание на определенное несоответствие между данными о химическом составе и структурным состоянием различных плотностных фракций сколита. Если в случае глобулярного глауконита уменьшение числа разбухающих межслоев закономерно связано с увеличением концентрации межслоевых катионов K, то в различных плотностных фракциях сколита, несмотря на уменьшение монтмориллонитовых межслоев в более тяжелых фракциях, содержание K_2O остается практически одинаковым. Этот достаточно парадоксальный факт может быть объяснен лишь тем, что в более тяжелых фракциях микрокристаллы сложены 2:1 слоями, которые имеют либо одинаковую пространственную ориентацию, либо развернуты на углы, кратные 60° .

В этих случаях при наличии относительно крупных межслоевых катионов К может легко реализовываться слюдистый способ наложения последовательных 2:1 слоев и благодаря относительно высокому слоевому заряду отсутствует способность к внутрикристаллическому набуханию. Если последовательные 2:1 слои в микрокристаллах ориентированы по отношению друг к другу произвольно, то облегчается «расклинивающее» воздействие полярных молекул воды, заполняющих значительную часть межслоевых промежутков. Очевидно, что различная упаковка 2:1 слоев в микрокристаллах при одном и том же содержании межслоевых катионов К обусловлена различными условиями кристаллизации, т. е. в один и тот же момент кристаллизации слюдоподобного минерала могли существовать различные микроусловия, связанные, например, с концентрацией и скоростью подачи к растущему микрокристаллу необходимого «строительного материала». При интенсивном подтоке этого материала все слои микрокристалла могут иметь одинаковую ориентацию вследствие преимущественного их роста в одном направлении. Снижение концентрации необходимых катионов в среде растущего кристалла приводит к потере структурного контроля и формированию пластинчатых агрегатов, в которых ориентировки последовательных слоев произвольны.

Одновременное присутствие в одном горизонте песчаников различных плотностных фракций глобулярного глауконита, содержащего переменные количества разбухающих межслоев, может отражать некоторое распределение локальных условий, приводивших к зарождению и росту разных по составу межслоев минеральных фаз. Поскольку гетерогенность глобулярного глауконита связана с вариациями содержания K_2O при практически одинаковых концентрациях катионов Fe, Al и Mg, необходимо отказаться от распространенного объяснения неоднородности глауконита вследствие перепада материала и включения в слой глобулярных зерен, претерпевших различную историю.

Наряду с этим минеральные фазы глауконита и сколита, формировавшиеся в различные, достаточно удаленные друг от друга отрезки времени, различаются весьма заметно по химическому составу. Как уже отмечалось, более ранние глобулярные глаукониты, которые можно рассматривать как сингенетичные осадкам, отличаются существенно более высокой степенью железистости по сравнению со слюдоподобным сколитом. Такое изменение состава анализируемых фаз можно интерпретировать как результат изменения состава растворов, поставлявших необходимый материал для их формирования. Если на первых этапах в растворе доминировали железо и калий, то на этапе затухания гидротермальной деятельности растворы обеднялись этими компонентами и относительно обогащались катионами Al. Сколит образует секущие жилки в теле песчаников, выполняет стенки ходов илеодов. Кроме того, были встречены жилки сколита, вмещающие глобулы глауконита. Такое пространственное взаимоотношение сколита с породой однозначно свидетельствует об его существовании более позднем формировании. Петрографические соотношения глауконитовой сколитовой фаз позволяют считать, что гидротермальный источник подачи исходного вещества действовал пульсирующе геологически короткий срок, но тем не менее в нем можно выделить два принципиально отличных этапа формирования глауконитоподобного минерала. На первом этапе поступление материала за счет гидротермального подтока осуществлялось в субаквальную придонную часть бассейна и продукты гидролиза гидротерм смешивались с накопившимися терригенным песчаным материалом. На втором этапе продолжалось поступление гидротермального материала измененного состава, проникавшего уже в толщу накопившихся осадков. Этот материал подвергался гидролизу уже при контакте с поровыми водами и выполнял трещины и ходы илеодов. На фиг. 3 схематически изображены две модели, соответствующие первому и второму этапам развития процесса гидротермального подтока, приводившим к формированию соответственно глауконита и сколита. Подтверждением предложенных моделей можно считать непрерывно меняющееся вместе с плотностью содержание К в анализируемых фракциях, а также необычное для глобулярных глауконитов высокое содержание Al_2O_3 , унаследованное далее в жилках сколита.

Литература

1. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 295. 256 с.
2. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306. 156 с.
3. Феношина У. И., Дриц В. А. К вопросу о структуре сколита.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1961, № 15, с. 255—261.
4. Eisenack A. Beitrag zur Glaukonit forschung.— Neues Jahr. Geol. and Paläontol., 1978, H. 11, S. 641—656.
5. Kohler E. E. Zum Stand der Glaukonitforschung — eine Bibliographie.— Z. Geol. und Paläontol. T. I, 1976, H. 5/6, S. 974—1017.
6. Shutov V. D., Katz M. Ya., Drits V. A. e. a. Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and postsedimentary changes.— Proc. Int. Clay Conf. Madrid, 1972, p. 269—279.
7. Smulikowski K. Skolite, un nouveau mineral du groupe de glauconie.— Arch. mineralogiczne TNG, 1936, t. XII, p. 193.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ САПРОПЕЛЕЙ В ЧЕРНОМ, КАСПИЙСКОМ И СРЕДИЗЕМНОМ МОРЯХ

СОРОКИН В. М., СОКОЛОВ В. Н., ЧЕРНЫШОВА М. Б.

Сапропелеподобные илы, или сапропели, в различной степени обогащенные органическим веществом, слагают обособленные и выдержанные по площади прослои в толще четвертичных отложений Черного, Балтийского, Каспийского, Красного и Средиземного морей [1, 3, 9, 12—14, 16]. Детальное литологическое изучение этих осадков, заключенных в них органических остатков, особенностей их размещения по площади водоемов и в разрезе отложений представляет значительный интерес, так как сапропели являются прообразом горючих сланцев, черных сланцев, нефтематеринских пород, условия накопления которых все еще недостаточно ясны. В свою очередь не до конца выяснены причины, приводящие к накоплению самих сапропелей. Существенную помощь в этом оказывает сравнение сапропелей, сформировавшихся в относительно недавнее, позднечетвертичное, время в различных по условиям накопления морских бассейнах.

В основу настоящей работы положены результаты изучения многочисленных колонок позднечетвертичных осадков, собранных во время экспедиционных работ Лаборатории морской геологии МГУ в Черном, Каспийском и Средиземном морях, кернов глубоководных скважин и анализ литературных материалов.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ САПРОПЕЛЕЙ

Черное море. В Черном море сапропели залегают в голоценовых (древнечерноморских) и карангатских слоях. Древнечерноморский сапропель вскрывается на глубинах моря более 200 м. Он представляет собой упругий, обводненный, темно-зеленый до черного, слабоизвестковый, пелитовый ил, резко сокращающийся в объеме и твердеющий при высушении, микрослоистый за счет чередования глинистых и собственно сапропелевых слоев мощностью в сотые доли сантиметра. В нижней части горизонта повсеместно отмечается наличие множества белых известковых слоев, состоящих из кокколитофорид. Такие же единичные прослои залегают в средней и верхней частях сапропеля. На континентальном склоне в ряде районов моря в нем обнаруживаются прослои диатомита мощностью до нескольких сантиметров, скелеты рыб. Мощность сапропеля изменяется от 10 см в глубоководной впадине до 1,5 м на континентальном склоне и его подножия у гористых береговых бассейнов.

При микроскопическом изучении в сапропеле наблюдается чередование тонких слоев, состоящих из глинистого материала, и волнистых, изменчивых по мощности слоев, обогащенных буроватым ОВ. К последним часто приурочено повышенное содержание панцирей диатомовых водорослей, ювенильных створок пелиципод, пыльцы и спор, глобул и кристаллов пирита, редких кокколитофорид (фиг. 1, а—е). Органическое вещество представлено в основном бесструктурными хлопьевидными частицами — остатками фитопланктона, реже обрывками тканей водорослей, угловатыми обломками растений, количество которых возрастает на континентальном склоне вплоть до образования тонких слоев.

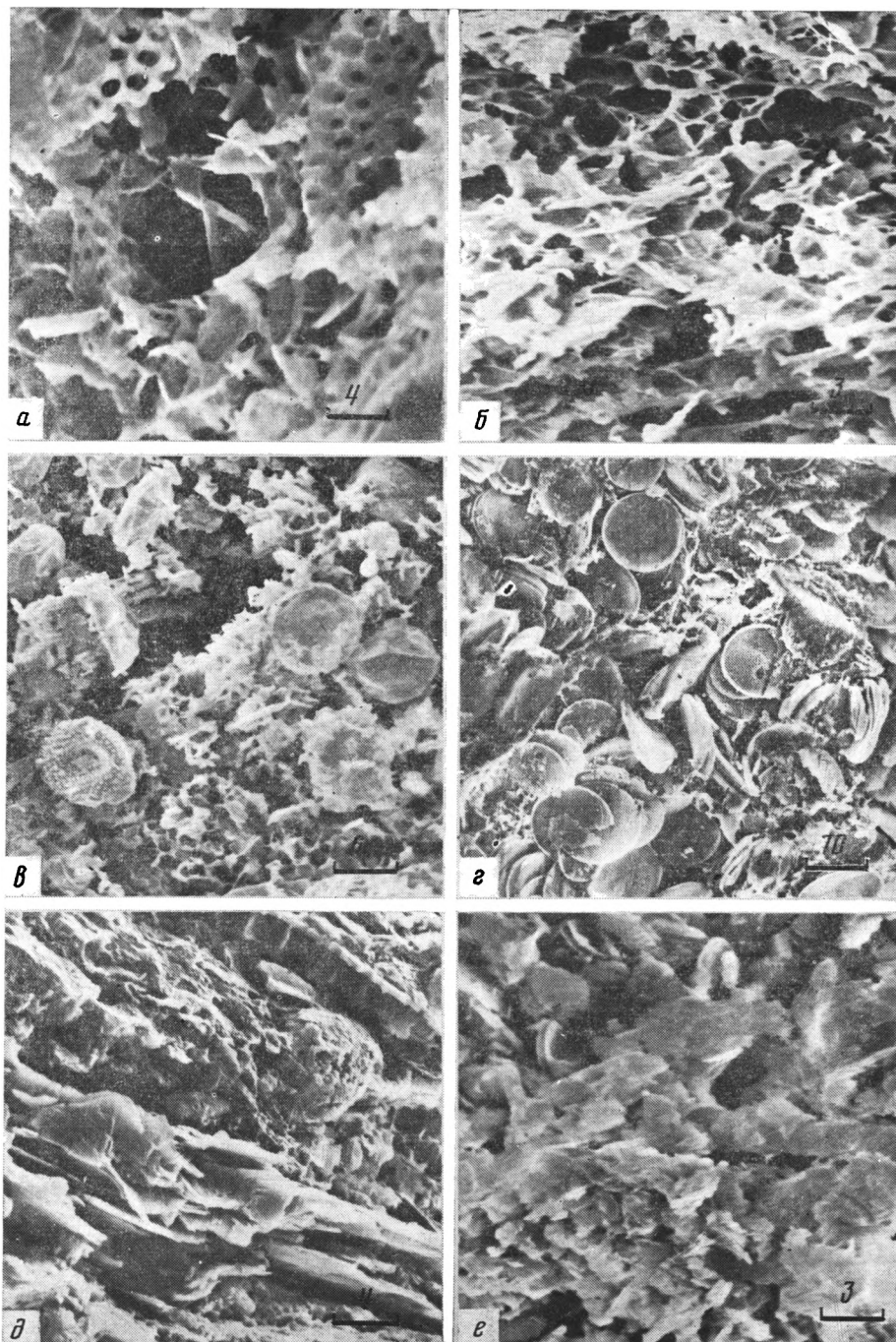
Древнечерноморский сапропель характеризуется изменчивым содержанием C_{org} (фиг. 2). Максимальные его концентрации (до 20%) свойственны отложениям центральных халистатических областей бассейна. На континентальном склоне при увеличении мощности горизонта количество C_{org} снижается до 5%. В разрезе наибольшие концентрации ОВ отмечены в нижней половине сапропеля. В подстилающих глинисто-известковых и известково-глинистых, а также в перекрывающих кокколито-глинистых илах количество ОВ быстро падает.

Для сапропеля свойственны низкие значения известковистости и концентрации аморфного кремнезема, причем последние не превышают, как правило, 2%, что, однако, в несколько раз больше, чем во вмещающих илах. Исключением являются, как уже отмечалось выше, диатомовые прослои, в которых содержание кремнезема возрастает до $>10\%$. Весьма показательно распределение в сапропеле и смежных горизонтах окисного и закисного железа. В подстилающих илах Fe_2O_3 преобладает над FeO . В сапропеле отмечается многократное увеличение количества FeO и некоторое снижение Fe_2O_3 при их отношении 5:1. В перекрывающих илах содержание FeO снижается почти в 2 раза, но закисные формы железа все же преобладают над окисными.

Спорово-пыльцевые комплексы сапропеля резко отличаются от комплексов подстилающих илов преобладанием древесной пыльцы, среди которой особенно велика роль пыльцы широколиственных пород (см. фиг. 2). Выше по разрезу количество древесной пыльцы сокращается при относительном возрастании роли сосны.

Карангатский сапропель обнаружен в разрезе одной из скважин [3]. Он слагает 10-см горизонт, представленный слабоизвестковым илом с содержанием $C_{org} < 3\%$, аморфного кремнезема до 4%. В составе спорово-пыльцевых спектров резко преобладает древесная пыльца (см. фиг. 2).

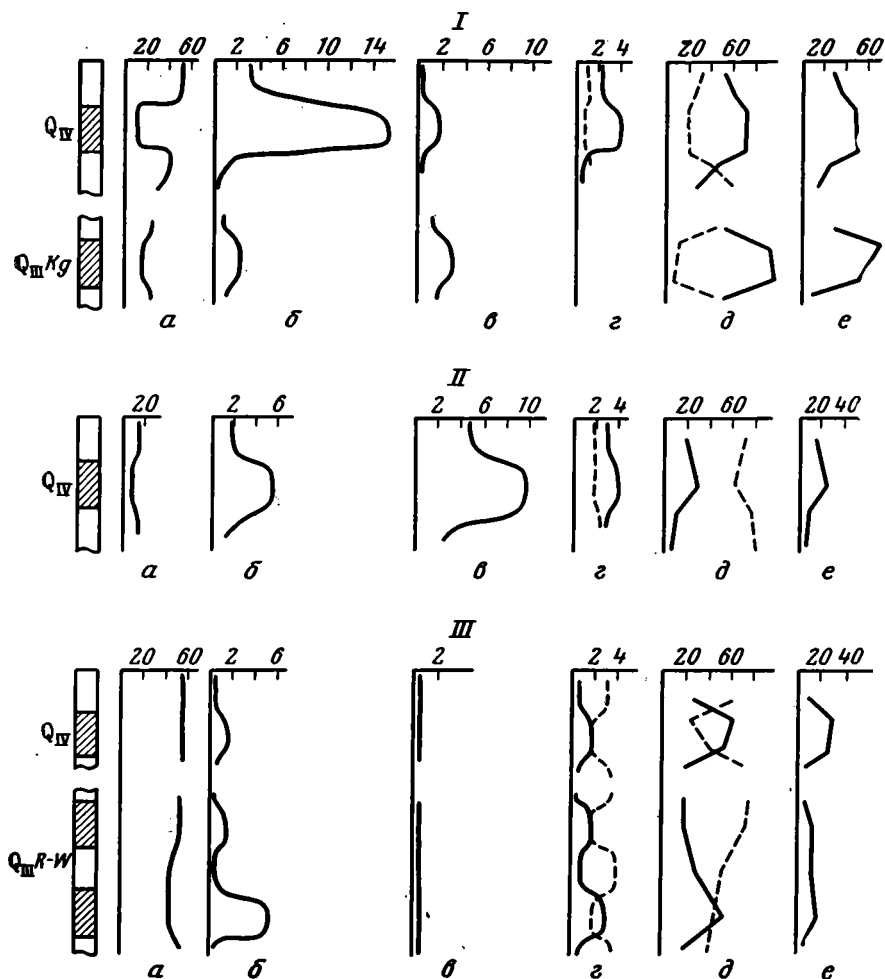
Каспийское море. В средней части Каспийского моря сапропель обнаружен в колонках осадков западного континентального склона и глубоководной впадины, подъятых с глубин моря >450 м. Это упругий, табачного цвета, микрослоистый, слабоизвестковый, диатомово-глинистый ил мощностью до 15 см. Выше и ниже по разрезу



Фиг. 1. Электронно-микроскопические снимки сапропелей
 а — б — Черное море; в — г — Каспийское море; е — Средиземное море. Значения на
 шкалах приведены в мкм

он переходит в глинистый ил с прослоями диатомовых водорослей. Сапропелю свойственно чередование глинистых слоев, слоев диатомита и меньших по мощности, изогнутых, расщепляющихся на части, линзовидных слоев, обогащенных ОВ. Последнее рассеяно в глинистой массе, образует сгустки аморфной формы, представлено водорослевым детритом и остатками наземной растительности.

При изучении на сканирующем микроскопе ОВ выглядит в виде хлопьевидных бесструктурных частиц микронной размерности, являющихся производными фитопланктона. В массе осадка рассеяны глобулы и кристаллы пирита, пыльца, споры, многочисленные диатомовые, редкие известковые обломки организмов (см. фиг. 1, г, д).



Фиг. 2. Характеристика сапропелей и вмещающих осадков
 I — Черное море; II — Каспийское море; III — Средиземное море. Содержание, %: а — CaCO_3 ; б — $\text{C}_{\text{орг}}$; в — SiO_2 аморф.; г — формы железа (сплошная линия FeO , пунктирная — Fe_2O_3); д — травянистая (сплошная линия) и древесная (пунктирная линия) пыльца; е — пыльца широколиственных; штриховкой показаны сапропелевые прослои

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в сапропеле достигает 6%, в то время как в перекрывающих илах оно не превышает 3%, а в подстилающих осадках быстро уменьшается вниз по разрезу до 1% (см. фиг. 2). Сапропель характеризуется низкой карбонатностью, меньшей, чем во вмещающих отложениях. Отличительной его чертой является высокое содержание аморфного кремнезема, в несколько раз большее, чем в соседних, особенно нижележащих слоях. Особенность распределения железа в сапропеле состоит в том, что закисная его форма в 2—3 раза преобладает над окисной, тогда как в перекрывающих илах это соотношение уменьшается до 1,5, а в подстилающих — до 1.

В спорово-пыльцевых спектрах сапропеля отмечается повышенное количество древесной пыльцы, главную роль среди которой играет пыльца широколиственных (дуба, вяза, граба, орешника). В выше лежащих и особенно в нижележащих илах абсолютно доминирует пыльца трав-ксерофитов (см. фиг. 2).

Средиземное море. В восточной половине Средиземного моря в голоценовой и рисс-вюрмской частях разреза осадков залегают прослои илов, обогащенных ОВ. В зарубежной и отечественной литературе они описываются как сапропели, хотя не являются в большинстве случаев таковыми, так как содержат небольшое количество $\text{C}_{\text{орг}}$, почти на порядок меньшее, чем в черноморском сапропеле, и такое же, как в терригенных глинистых илах Азовского, Белого и ряда других морей, которые никак нельзя назвать сапропелевыми. Единственными признаками, допускающими отнесение этих прослоев к сапропелю, являются четкая морфологическая выраженность их в разрезе и почти на порядок большее содержание ОВ, чем во вмещающих отложениях.

Голоценовый сапропель фиксируется в колонках, поднятых в Адриатическом море с глубин >500 м, а на остальной площади дна Восточного Средиземноморья — >700—1000 м. Он представляет собой темно-зеленый, местами упругий, пелитовый

по размерности ил, содержащий в большом количестве обломки и целые раковины птеропод и фораминифер. Характерной чертой сапропеля является крапчатая текстура, обусловленная наличием множества (размером до 2 мм) вкрапленников ила, аналогичного вмещающим осадкам. Мощность сапропеля колеблется в разных частях бассейна от 1 до 10 см, а в Адриатическом море до 25 см (в случае ненарушенного его залегания). Ниже по разрезу сапропель отчетливо переходит сначала в протосапропель, а затем в глинисто-известковый или известково-глинистый ил. Такой же ил резко перекрывает его сверху.

При микроскопическом изучении сапропелей установлена пятнисто-полосчатая текстура: участки, обогащенные сгусткообразным бесструктурным ОВ, чередуются с участками глинисто-известкового ила. В некоторых случаях обнаруживается волнистая слоистость за счет обогащенных и обедненных ОВ микрослоек. Основная масса ОВ представлена бесструктурными хлопьевидными частицами, но иногда в значительных количествах фиксируются обрывки водорослей, углефицированных и с хорошо сохраненной структурой обломков наземной растительности, полости которых выполняются пиритом. Значительную долю сапропеля составляют кокколитофориды, фораминиферы, птероподы (см. фиг. 1, е).

Концентрации $C_{орг}$ в голоценовом сапропеле не превышают 1,5% в Адриатическом море и 3% на остальной площади Восточного Средиземноморья, в то время как во вмещающих осадках они меньше (обычно 0,5%). И сапропель и вмещающие илы характеризуются практически одинаковой высокой карбонатностью, низким содержанием аморфного кремнезема (см. фиг. 2). В сапропеле отмечается примерно равное соотношение окисных и закисных форм железа, тогда как во вмещающих отложениях окисное железо преобладает над закисным.

Спорово-пыльцевые комплексы голоценового сапропеля отличаются от комплексов подстилающих и перекрывающих илов преобладанием древесной пыльцы, среди которой велика роль широколиственных.

В рисс-вюрмских осадках залегает до трех прослоев сапропеля. Они представлены темно-зеленым илом, резко отграниченным от вмещающих отложений, содержащим в одних случаях большое количество фораминифер, что придает осадку песчаный облик, в других — фораминифер и птеропод. Мощность сапропелей колеблется от нескольких сантиметров до 40 см и более. В одних прослоях наблюдается пятнистая текстура, свойственная голоценовому сапропелю, в других видна тонкая слоистость.

Органическое вещество неравномерно обогащает сапропелевые прослои: содержание $C_{орг}$ колеблется от 2 до 10%; количество $CaCO_3$ в верхнем прослое такое же, как во вмещающих илах, а в нижнем несколько снижается; содержание аморфного кремнезема не испытывает сколько-нибудь заметных колебаний в разрезе и характеризуется низкими концентрациями; содержание окисного железа в рисс-вюрмских осадках в несколько раз больше, чем закисного, в сапропелях их количество уравнивается, а в нижнем прослое FeO преобладает над Fe_2O_3 (см. фиг. 2).

При микроскопических исследованиях обнаружено, что ОВ рисс-вюрмских сапропелей состоит из бесструктурной массы планктонного происхождения, рассеянной среди кокколитов, фораминифер, птеропод, а также сгустков. Часто в повышенных количествах присутствует водорослевый и растительный детрит, глобулы пирита, пыльца и споры.

Спорово-пыльцевые комплексы рисс-вюрмских сапропелей отличаются друг от друга. В нижнем из них содержание древесной пыльцы несколько больше, чем травянистой. При этом в повышенных количествах в спектрах отмечается пыльца широколиственных, разнообразных по составу. В верхнем сапропеле, наоборот, преобладает пыльца трав-ксерофитов (см. фиг. 2).

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ САПРОПЕЛЕЙ

Наблюдаемые различия в составе, строении и распространении сапропелей безусловно связаны с условиями их накопления. Рассмотренные бассейны отличаются соленостью воды и ее химическим составом, температурой поверхностных и глубинных вод. Им свойственна значительная разница в глубинах и степени изолированности от океана, неодинаковая интенсивность питания терригенным ОВ и питательными солями, разные продуктивность и видовой состав фитопланктона. При этом различия, наблюдаемые в настоящее время, сохранялись и во время накопления сапропелевых прослоев. Тем не менее сам факт отложения сапропелей указывает на то, что существовала общая причина, вызвавшая этот процесс, т. е. изменения климата.

Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о том, что сапропель, за исключением одного прослоя в Средиземном море, образовывались во время климатических оптимумов рисс-вюрмского и голоценового межледниковий. Увеличение в последниково-вюрмское время температур и влажности воздуха неизбежно вело к возрастанию роли лесов в растительном покрове прилегающей к морям суши, интенсификации процессов почвообразования и химического выветривания. В результате увеличился сток в бассейны органических питательных веществ и резко возросла продуктивность фитопланктона, что в свою очередь привело к повышенному захоронению планктоногенного ОВ в осадках. О правильности такого хода событий говорит анализ абсолютных масс ОВ в сапропелях и вмещающих отложениях. В Средиземном море темпы накопления ОВ в голоценовом сапропеле достигли $0,05 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$, в то время как в подстилающих илах они не превышали $0,02 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$. В Черном море эти значения составляют соответственно 0,6 и $0,1-0,2 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$, а в Каспийском море — $0,15$ и $0,05-0,08 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$. Отмеченное увеличение абсолютных масс ОВ и, следова-

тельно, продуктивности фитопланктона, являющегося основным источником ОВ сапропелей [5—7], характерно не только для глубоководных областей, где последние накапливались, но и для шельфов Черного и Каспийского морей, т. е. происходило по всей площади бассейнов. После климатического оптимума, когда природные условия стали близки к современным, темпы накопления ОВ в осадках снизились (в г/см² · тыс. лет): в Средиземном море до 0,01, в Черном до 0,3 и в Каспийском море до <0,1, что отражает снижение продуктивности фитопланктона.

Конкретные обстановки, существовавшие в изученных бассейнах, определили специфику процессов образования сапропелевых прослоев. В Черном море приток соленых средиземноморских вод в конце новоевксина, по-видимому, вызвал интенсивный вынос питательных солей из глубинных слоев, где они накапливались в предыдущую стадию, в зону фотосинтеза, что подтверждается наличием в основании сапропеля прослоев морских кокколитофорид, указывающих на быстрое осолонение поверхностных вод. Поэтому сапропель начал накапливаться внезапно и по резкой границе перекрыл нижележащие илы. Быстро образовавшаяся в бассейне плотностная стратификация вод вследствие большой разности в солености поверхностных и глубинных слоев создала застойные условия, а выделение сероводорода в наддонную воду из-за интенсивного разложения ОВ в осадках привело к сероводородному заражению (СВЗ) вод глубже 200 м [11], так как ниже этих отметок уже не проникали бугазские моллюски. В Черном море граница распространения голоценового сапропеля, следовательно, в целом совпадает с границей СВЗ, что является естественной природной моделью для котловинных морей.

В Каспийском море в позднеледниковое время в осадках отмечается постепенное увеличение концентраций ОВ, что, по-видимому, отражает постепенное увеличение продуктивности фитопланктона и менее четкий переход от подстилающих илов к сапропелю по сравнению с Черным морем. Соленость и, вероятно, температура каспийских вод на протяжении конца позднечетвертичного времени менялись мало [2]. Следовательно, в бассейне вряд ли могли образоваться устойчивая стратификация вод и застойные условия, так как перемешиваемость водной толщи во время накопления сапропеля, вероятнее всего, была такой же хорошей, как и в настоящее время [4]. Весьма проблематичным в этом случае является наличие в момент формирования сапропеля устойчивого и мощного СВЗ. Если оно и возникало, то было не столь интенсивным, как в Черном море, и могло существовать на глубине >450 м, т. е. не выше границы распространения сапропеля.

В Средиземном море, как и в Каспийском, переход к накоплению голоценового сапропеля осуществился более или менее постепенно через образование протосапропеля, что также, вероятно, отражает постепенное увеличение продуктивности фитопланктона, а не резкий ее всплеск, как в Черном море.

Незначительное содержание в сапропеле бентосных фораминифер дало основание многим исследователям предположить наличие в Средиземном море СВЗ. Имеющиеся данные по составу планктонных фораминифер в сапропеле и вне его [15, 17], а также результаты Ю. Н. Гурского по слабому изменению содержания хлора в иловых водах сапропеля и подстилающих илов свидетельствуют о постоянстве солености вод Восточного Средиземноморья в голоцене. Следовательно, отсутствуют данные, указывающие на существование в рассматриваемом регионе застойных условий, предопределивших (как в Черном море) возможность СВЗ. Разность температур поверхностных и глубинных вод вряд ли препятствовала их обмену.

Прямые замеры окислительно-восстановительного потенциала в осадках, выполненные Ю. Н. Гурским, а также соотношение окисных и закисных форм железа указывают на окислительные условия в сапропелях (около +100 мВ). При наличии СВЗ в водной толще среда в сапропелевом горизонте была бы восстановительной. Низкие абсолютные массы ОВ, захороненного в сапропеле, вряд ли могли обеспечить выделение большого количества свободного сероводорода в наддонную воду, так как их не хватило даже для создания восстановительной обстановки в самом прослое.

Приведенные выше соображения позволяют отрицать наличие во время накопления голоценового сапропеля СВЗ придонных вод. Очевидно, глубинным водам Восточного Средиземноморья был свойствен некоторый дефицит кислорода, что сказалось на условиях обитания бентосных организмов.

Все изложенное об условиях образования голоценового сапропеля в Средиземном море справедливо и для ресс-вюрмских сапропелей. Однако более высокие концентрации ОВ в последних, высокие значения отношения закисного железа к окисному, микрослоистая текстура осадков делают более вероятным СВЗ придонных вод, носящее скорее всего сезонный характер.

По карангатскому сапропелю Черного моря имеются единичные данные, но и они позволяют предполагать наличие обстановки, отличной от голоценовой. Так, мало вероятно существование плотностной стратификации вод, так как соленость карангатского моря приближалась к солености средиземноморских вод [8]. Столь же сомнительно широкомасштабное СВЗ вод в силу низких концентраций и абсолютных масс заключенного в сапропеле ОВ.

* * *

1. Позднечетвертичные сапропелевые горизонты в Черном, Каспийском и Средиземном морях существенно отличаются по степени выраженности в разрезе осадков, скоростям накопления (2—10 см/тыс. лет), глубинности образования, соотношению

терригенного и биогенного материала, составу последнего, содержанию CaCO_3 (10—60%), аморфного кремнезема (0—10%), отношению закисного железа к окисному (1—5), степени обогащенности $\text{C}_{\text{орг}}$ (1,5—20%), темпам накопления ОВ (0,05—0,6 г/см²·тыс. лет).

2. Основная причина, обусловившая накопление сапропелей, заключается в резком увеличении продуктивности фитопланктона и как следствие этого в повышенном захоронении отмершего планктона в осадках во время климатических оптимумов позднечетвертичных межледниковий. Этот процесс, таким образом, является наложенным и протекал в обстановках, отличавшихся низкими скоростями осадконакопления, что исключает сильное разбавление ОВ терригенным или биогенным материалом.

3. Образование сапропелей в полуизолированных бассейнах (Черное море) сопровождается возникновением мощного и длительного СВЗ водной толщи вследствие возникновения застойных условий из-за плотностной стратификации вод и выделения огромных масс свободного сероводорода в наддонную часть. В изолированных бассейнах (Каспийское море) и бассейнах, имеющих устойчивую связь с океаном (Средиземное море), характеризующихся небольшими колебаниями солености морских вод, накопление сапропелей чаще протекает в условиях отсутствия СВЗ, а если оно и возникает, то неустойчиво и малоомощно.

4. В условиях СВЗ сапропели отличаются максимальными концентрациями и темпами накопления ОВ. В случае его отсутствия накапливаются сапропели, обедненные органическим веществом. Это говорит об активной роли СВЗ в процессе образования сапропелей [10].

Литература

1. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
2. *Брусилловский С. А., Лантеева Л. А.* Хлорность иловых растворов — геохимический индикатор субмаринной разгрузки подземных вод в Каспийском море. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. — Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 168—188.
3. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.
4. *Косарев А. Н.* Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во, МГУ, 1975. 272 с.
5. *Куприн П. Н., Сорокин В. М.* Нерастворимая часть органического вещества осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5, с. 35—48.
6. *Куприн П. Н., Сорокин В. М.* Сравнительная характеристика нерастворимой части органического вещества осадков. — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 40—49.
7. *Куприн П. Н., Парпарова Г. М., Потапова Л. И., Сорокин В. М.* Вещественно-петрографический состав нерастворимой фракции органического вещества миоцен-четвертичных отложений Черного моря. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980, № 4, с. 62—68.
8. *Невесская Л. А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. — Тр. Палеонтол. ин-та, вып. 105, 1965. 391 с.
9. Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. 246 с.
10. *Сорокин В. М.* О роли сероводородного заражения морских вод в накоплении органического вещества в осадках. Тез. докл. VII Всес. семинара «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках». Ташкент, 1982, с. 140—141.
11. *Страхов Н. М.* О значении сероводородного заражения наддонной воды бассейна для аутигенного минералообразования в его осадках (на примере Черного моря). — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 521—548.
12. *Шимкус К. М.* Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 240 с.
13. *Щербаков Ф. А., Куприн П. Н., Потапова Л. И., Сорокин В. М.* Сапропелеподобные отложения Черного моря и условия их накопления. — В кн.: Материалы по минерал., петрогр. и геохимии осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1976, с. 31—36.
14. *Щербаков Ф. А., Митропольский А. Ю., Мельник В. И. и др.* Позднечетвертичные отложения Красного моря. Киев: ИГН АН УССР, 1979. 57 с.
15. *Cita M. B., Podenzani M.* Destructive effect of oxygen starvation and ash falls on benthic life: a pilot study. — Quaternary Res., 1980, v. 13, p. 230—241.
16. *Nesteroff W. D.* Petrography and mineralogy of sapropel. — Init. Rept Deep-Sea Drilling Project, 1973, v. 13, p. 713—720.
17. *Thunell R. C., Williams D. F., Kennet J. P.* Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean Deep-sea sediments. — Marine Micropaleontology, 1977, v. 2, p. 371—388.

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). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. 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 надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.
18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.
19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и распечатать (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).
20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.
21. Корректурa авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHOVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. Компанеец

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.12.83	Подписано к печати 19.01.84	Т-00231	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Усл. кр.-отт. 14,4 тыс.	Уч.-изд. л. 16,8 Бум. л. 5,0
Тираж 1010 экз. Зак. 4791			

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОЙ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

1979. 128 с. 1 р. 60 к.

В книге для ряда типовых геологических ситуаций рассмотрены все стадии поискового этапа. Геологические условия солянокупольных областей древних платформ изучены на примере Прикаспийской впадины; для модели молодых платформ послужили Западно-Сибирский и Предкавказский регионы. Условия передовых прогибов рассмотрены на материалах Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Рекомендации касаются этапности методики ведения работ, рационального комплексования и последовательности их применения.

Книга предназначена для геологов-нефтяников.

УРГОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СОВЕТСКИХ КАРПАТ.

1980. 183 с. 3 р. 20 к.

Книга является первым опытом комплексного, палеонтологического, палеоэкологического и литологического изучения ургонских отложений для более глубокого познания генезиса осадков, образа жизни организмов, деталей, палеогеографии, истории ургонского бассейна. В палеонтологическом аспекте монография является первой в мировой литературе попыткой комплексного изучения основных групп ургонских организмов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепрпетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.