

# ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА



---

Литология и геохимия  
Атлантического океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
•НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Литология и геохимия  
Атлантического океана

*Труды, вып. 374*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА  
1982

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

PROBLEMS OF LITHOLOGY OF THE WORLD OCEAN  
Lithology and geochemistry of Atlantic ocean

*Transactions, vol. 374*

---

Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Атлантического океана /П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен, И.М. Варенцов, В.В. Еремеев, Б.П. Золотарев. – М.: Наука, 1982 (Труды ГИН АН СССР; Вып. 374).

Книга – результат исследований пород первого и второго слоев океанической коры по данным глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер". Материал книги содержит ряд новых представлений о формировании осадочной оболочки Земли и может быть использован для построения региональных и глобальных схем палеогеографии океанов, реконструкции истории развития отдельных структур Мирового океана, для сравнительного анализа процессов осадкообразования и минералообразования на континентах, при оценке перспектив нефтегазоносности и рудообразования.

Табл. 36, ил. 59, библиогр.: с. 185–188 (110 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,  
*В.Г. Гербова*, *В.А. Крашенинников*

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

The collective monography by the group of lithologists from Geological Institute of the USSR Academy of Sciences summarizes the materials along the Deep-Sea Drilling Project, "Glomar Challenger" within the Atlantic Ocean. It gives the results of processing the materials on the sequences drilled during Legs 41, 45, 48 and 49, DSDP. The studies were based on lithology-facies analysis combined with detailed mineralogopetrographical description. Its papers give a number of ideas on formation of Earth's sedimentary mantle which can be used for compilation of regional and global schemes of ocean paleogeography, reconstruction of history of some structures in the World Ocean, correlation between sedimentary processes on continents and in oceans, estimation of perspectives for oil and gas fields and ore formation.

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
Corresponding-member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*,  
*V.G. Gerbova*, *V.A. Krashenninnikov*

Responsible editor

Corresponding-member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

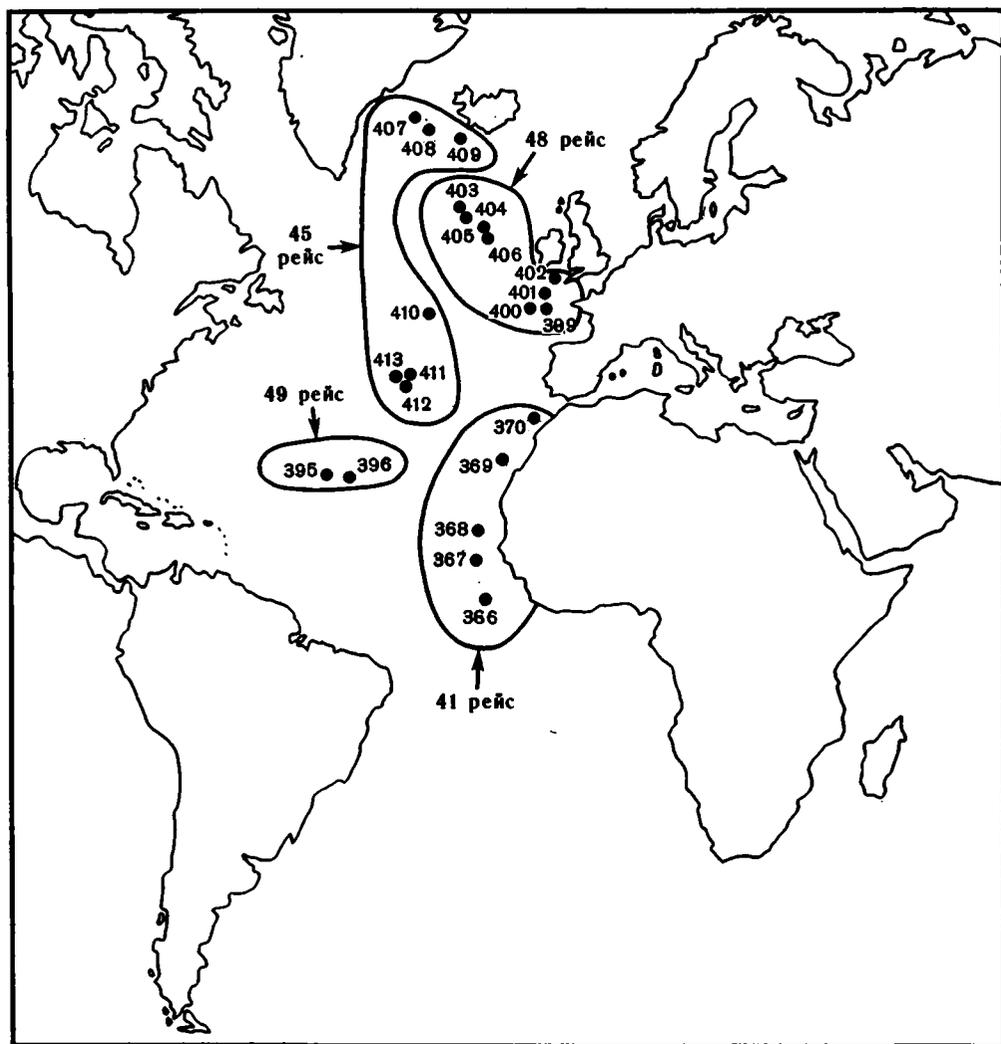
Выяснение глобального строения Земли и истории ее развития как планеты в целом в настоящее время невозможно без изучения состава, структуры и истории геологического развития ее океанических областей. Глубоководное океаническое бурение позволяет детально выяснить строение и состав как осадочного чехла, так и пород фундамента океанов, а в связи с этим – провести детальную корреляцию геологических процессов, протекавших и протекающих в различных обстановках континентальных блоков земной коры и океанов. Это та основа, которая может обеспечить дальнейшую разработку всеобъемлющей теории седименто- и литогенеза нашей планеты.

Литоологи Геологического института АН СССР с 1974 г. активно участвуют в изучении осадков и пород осадочного чехла океанов по разрезам глубоководного бурения с американского бурового судна "Гломар Челленджер". Одной из основных черт и особенностей исследований, проводимых сотрудниками Геологического института в этой области, является широкий генетический подход к изучению осадков. Это выражается в применении комплекса методов детального литолого-фациального и формационного анализов в сочетании с минералого-петрографическим изучением осадков и пород осадочного чехла и субстрата Мирового океана.

Литоологами Института изучены глубоководные разрезы по рейсам 38, 41, 45, 48, 49, 70, 71 в Атлантическом и 54, 61, 62, 63, 65 в Тихом океанах. Вполне понятно, что эти разрезы характеризуют весьма ограниченные участки Мирового океана и отражают решение частных вопросов отдельных его регионов. Однако предлагаемые выводы в ряде случаев носят общий характер, отражающий особенности зарождения и развития Мирового океана, особенно его Атлантического региона.

Так, общее ознакомление с отложениями осадочного слоя океанов позволяет подчеркнуть их существенные отличия от осадочного чехла континентальных блоков, что выражается прежде всего в резко различном количественном соотношении главных литологических типов осадочных образований океанов и континентов. При этом главные отличия заключаются в значительно большей роли биогенных отложений, составляющих примерно 80% от общей мощности чехла океанов, в то время как на континентах в таких же количествах преобладают кластогенные песчано-глинистые алюмосиликатные породы. Изучению алюмосиликатных кластогенных отложений с позиций генетического направления с набором методов, разработанных при исследовании седименто- и литогенеза континентов, не уделялось до последнего времени должного внимания.

Одним из выводов, уже сейчас весьма принципиальным, является установление очень мелководной (первые десятки метров) изначальной природы юрских и нижнемеловых отложений, характеризующих ранние стадии развития современного Мирового океана. Нашими исследованиями установлено в целом трансгрессивное развитие осадочного чехла Атлантического океана. В полных разрезах скважин выделено три типа ландшафтов, последовательно сменявшихся во времени: озерно-морской мелководный солоноватоводный (в основном юра), лагунно-морской и мелководного моря



Р и с. 1. Расположение скважин судна "Гломар Челленджер"

(нижний – частично верхний мел) и океанический (конец верхнего мела – настоящее время). В результате подобного развития ландшафтов Атлантический океан в своем развитии прошел три стадии: озерно-морскую, мелководно-солонатоводную; лагунно-морскую, в условиях которой накапливались "черные сланцы", обогащенные в различных соотношениях органическим веществом гумусового и сапропелевого происхождения; и океаническую. Все это нашло отражение в соответствующем типе осадочного процесса.

В начальные этапы развития Атлантического океана по мере раздвижения континентов и неравномерного опускания и разрыва континентальной коры в ее наиболее пониженных участках образовались солонатоводные и осолоненные озерные водоемы ограниченных размеров, в которых формировались пелитоморфные известняки. В дальнейшем водоемы разрастались, захватывали все большее пространство океанической коры, превращаясь сначала в замкнутые, а затем в сообщающиеся моря с широко развитой сетью лагун. Активизировавшиеся тектонические движения обусловили процесс объединения разрозненных бассейнов в единое целое. При этом процесс осадконакоп-

ления неоднократно осложнялся разновременными и различными по форме тектоническими движениями, создавшими сложный, изменявшийся во времени рельеф дна.

Атлантический океан в его современном виде в юрское и частично в меловое время не существовал. В конце позднего мела — начале палеогена не одновременно на всей площади возникли обширные океанические пространства — прообраз современного Атлантического океана, причем несколько ранее он начал закладываться на западе, чем на востоке, и распространяться с юга на север. Так, на юго-востоке современного Атлантического океана (Капская, Ангольская котловины) условия глубоководной океанической седиментации установились в начале позднего мела, в то время как севернее — (район островов Зеленого Мыса и Бискайского залива) — в самом конце позднего мела. При этом в районе Бискайского залива океаническое глубоководье установилось раньше — в кампан-маастрихте, поскольку этот район отличался особенно высокой тектонической активностью, что не благоприятствовало устойчивому осадконакоплению. До этого времени указанные районы характеризовались озерно-морскими мелководным солоноватоводными условиями осадконакопления, а также лагунно-морскими и прибрежно-морскими мелководными условиями седиментации.

На севере современного Атлантического океана в раннеэоценовое время осадконакопление происходило в условиях от прибрежно-морских мелководных до континентально-прибрежных и континентальных с почвообразовательными процессами (Фарерский порог) и условий типичной подводной дельты (плато Роколл). Условия глубоководной океанической седиментации здесь установились в более позднее время.

Раздвижение и опускание огромных территорий Американского, Европейского и Африканского континентов привело к зарождению океана. Дифференцированные и разные по знаку и интенсивности блоковые движения, а также воздымание Срединно-Атлантического хребта обусловили сложную картину накопления осадков. Нашими исследованиями также установлено, что "черные сланцы" с сапропелевым и гумусово-сапропелевым составом органического вещества рассматриваются как потенциально нефтематеринские толщи, а с сапропелево-гумусовым — в основном как потенциально газоматеринские.

Результаты изучения океанических осадков, которые были получены сотрудниками ГИНа в области литологии, минералогии и геохимии (как теми, кто непосредственно участвовал в рейсах "Гломара Челленджера", так и теми, кто обрабатывал керны), с 1976 г. публикуются в томах "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project" (DSDP). В этих томах освещаются многие проблемы в области геологии океанов и морей, в том числе вопросы литологии, минералогии и геохимии терригенных, карбонатных и глинистых отложений, органического вещества и петрологии базальтов. К настоящему времени вышло 65 томов (с 1-го по 65-й; номер тома соответствует номеру рейса "Гломара Челленджера").

Результаты исследования осадочного чехла океанов и верхних горизонтов второго слоя докладывались на различных рода союзных и международных формах и были опубликованы. Так, в 1979 г. отдельной книгой вышли «Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломара Челленджера"», где освещены вопросы литологии и генезиса, минералогии органического вещества, истории осадочного процесса и происхождения Норвежской котловины и западной части Лофотенской котловины.

В трудах, подготовленных к XXVI сессии Международного геологического конгресса (Париж, 1980 г. "Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана"), опубликованы работы, посвященные вопросам мезозойского и кайнозойского осадконакопления и геологического развития северо-восточной части Атлантического океана, фашиальным типам палыгорскитов в мезозойских и кайнозойских океанических осадках у берегов Западной Африки, металлогеническим осадкам Северной Атлантики и т.д.

Кроме того, в различных трудах и журналах публикуются статьи по общим вопросам

литологии океанских отложений, в том числе по альб-аптским "черным сланцам" (П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен и др.).

Помещенные в данной монографии результаты исследований осадочного чехла и верхней части второго слоя охватывают рейсы 41-й (скв. 366, 367, 368, 369, 370), 45-й (скв. 395/395А, 396), 48-й (скв. 399, 400/400А, 401, 402/402А, 403, 404, 405, 406) и 49-й (скв. 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413) (акватория северной и центральной частей Атлантического океана (рис. 1). Результаты исследований по остальным рейсам, а также статьи общего и проблемного характера будут опубликованы в последующих трудах Геологического института "Проблемы литологии Мирового океана".

*П.П. Тимофеев*

## ГЛАВА I

### ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА (РЕЙС 41-й)

Во время 41-го рейса бурового судна "Гломар Челленджер" вдоль северо-западной оконечности Африки между 5 и 33° с.ш. было пробурено пять скважин (366, 367, 368, 369 и 370; см. рис. 1) на поднятиях, во впадинах и на континентальном склоне. Они были пройдены на различную глубину и вскрыли осадки от голоцена до нижнего мела включительно. Скважиной 367 был вскрыт разрез на поднятии, расположенном южнее островов Зеленого Мыса, скв. 370 пробурена во впадине глубоководного бассейна Марокко, скв. 366 – в пределах поднятия Сьерра-Леоне, скв. 368 – на поднятии вблизи островов Зеленого Мыса, скв. 369 вскрыт разрез континентального склона Западной Сахары.

Все скважины бурились в зонах с наиболее густой сетью сейсмических профилей и там, где ожидалось вскрыть наиболее представительные и важные стратиграфические разрезы. Они располагаются на относительно незначительном удалении от современного берега Африки. Это свидетельствует о том, что уже в раннемеловое время восточная граница Атлантического океана в ее экваториальной части довольно близко подходила к современной.

Так, осадки нижнего и верхнего мела, характеризуют условия прибрежно-морской, в том числе мелководной, седиментации с очень сильно расчлененным и изменяющимся во времени и пространстве рельефом дна. Весьма характерным для них является присутствие подводно-дельтовых отложений, в которых в нижнем мелу аккумуляровалось то или иное количество органического вещества высших растений, сносимого с континента. Это органическое вещество в сочетании с преобладающим водорослевым послужило основой для накопления специфических образований – "черных сланцев", обнаруженных в разрезах скв. 367 и 368. Они имеют прерывистое распространение и связаны с осадками периферических частей подводных дельт.

В более позднее время моря превратились в единый Атлантический океан, который расширил свою восточную границу и постепенно достиг ее современного положения. В это время уже повсеместно развиты океанические осадки, хотя они также неоднородны и характеризуют различные части как прибрежной, так и удаленной от побережья океанической седиментации. Наличие в ряде мест островных участков суши несколько усложняет стратификацию осадков и их фациальную принадлежность.

Ниже излагаются результаты детального литолого-фациального изучения упомянутых выше разрезов скважин глубоководного бурения, которые представляют, с одной стороны, региональный интерес в связи с фундаментальными проблемами развития Атлантики, а с другой – позволяют рассмотреть специфику процессов осадконакопления в различных структурно-фациальных зонах.

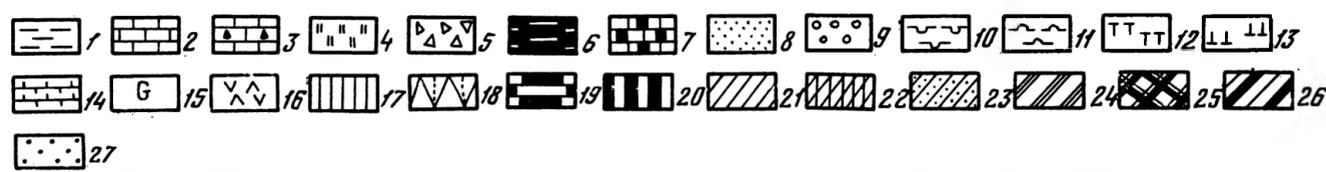
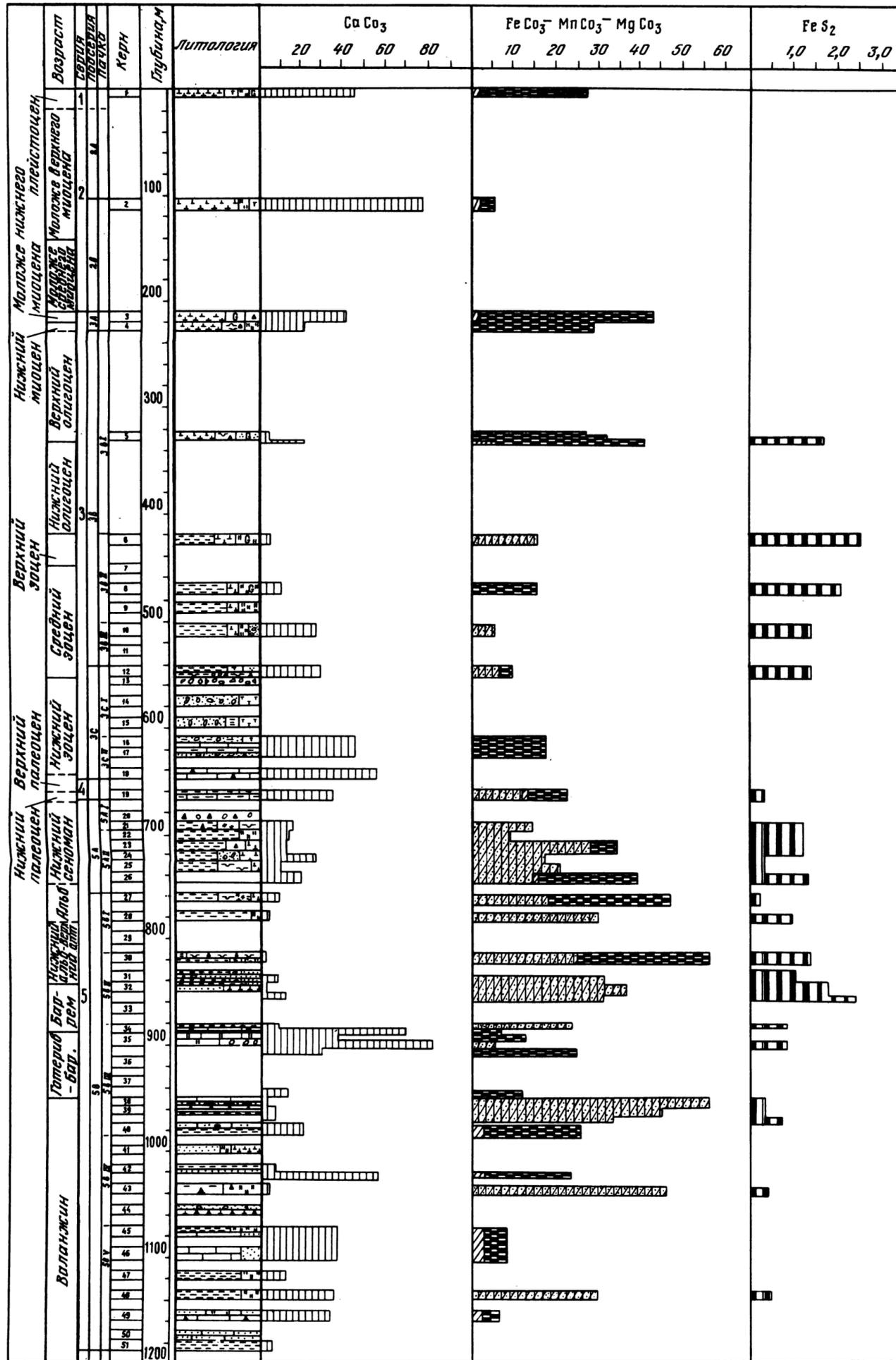
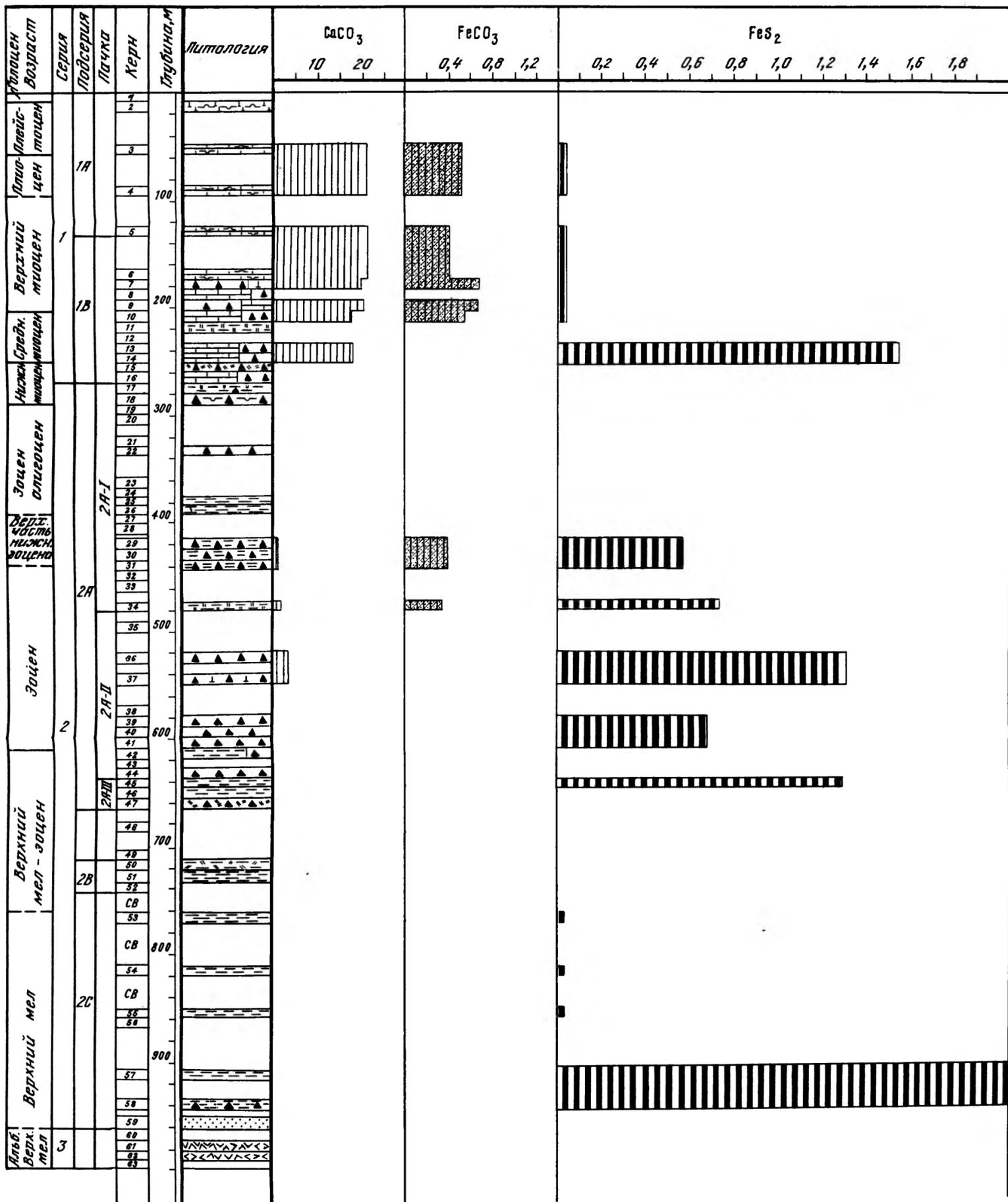
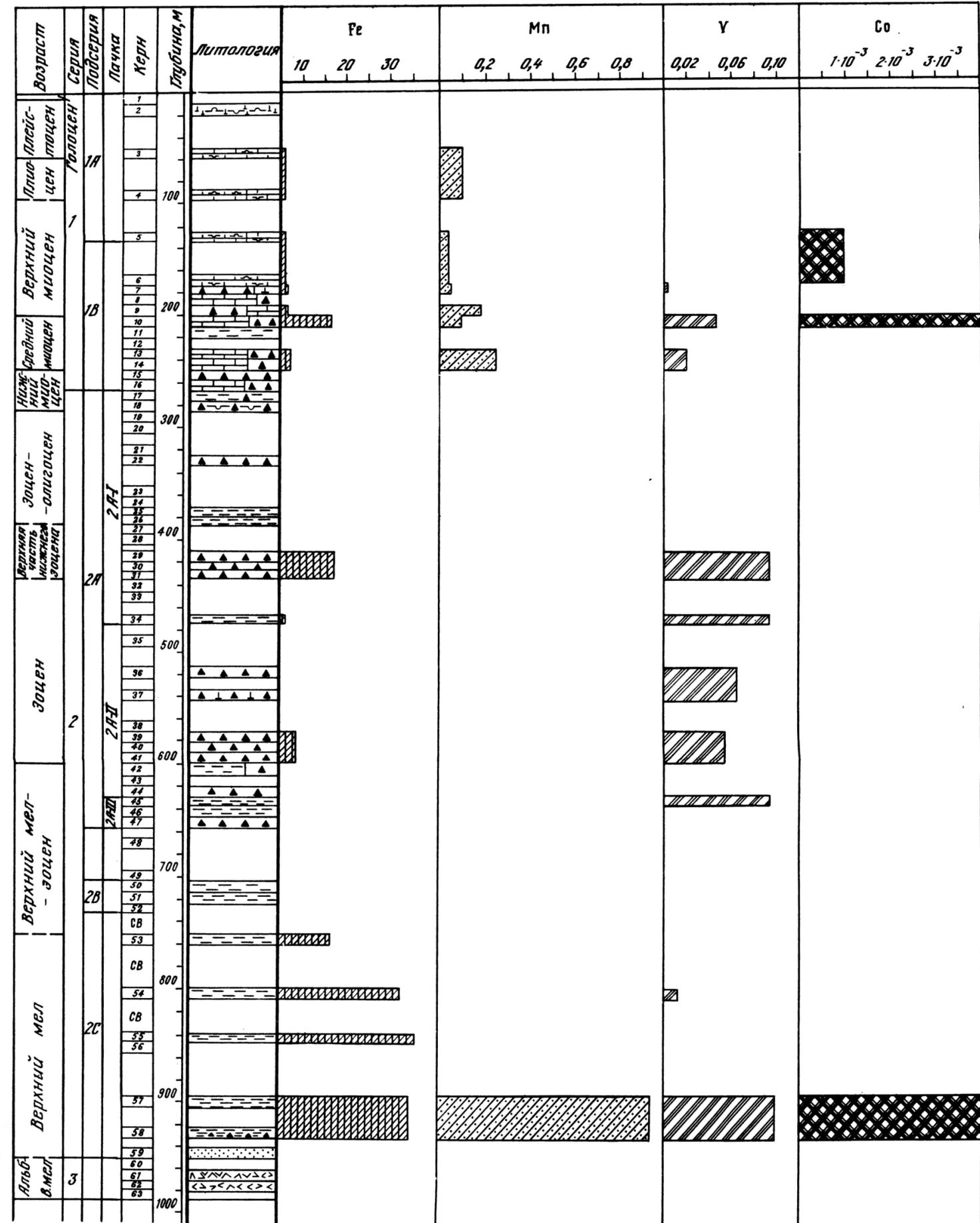


Рис. 12. Распределение содержаний Fe, Mn, V, Ni, Co, Cu (вес. % в пересчете на БТКВ) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Марокканского континентального склона (скв. 370).  
Условные обозначения: см. на рис. 11

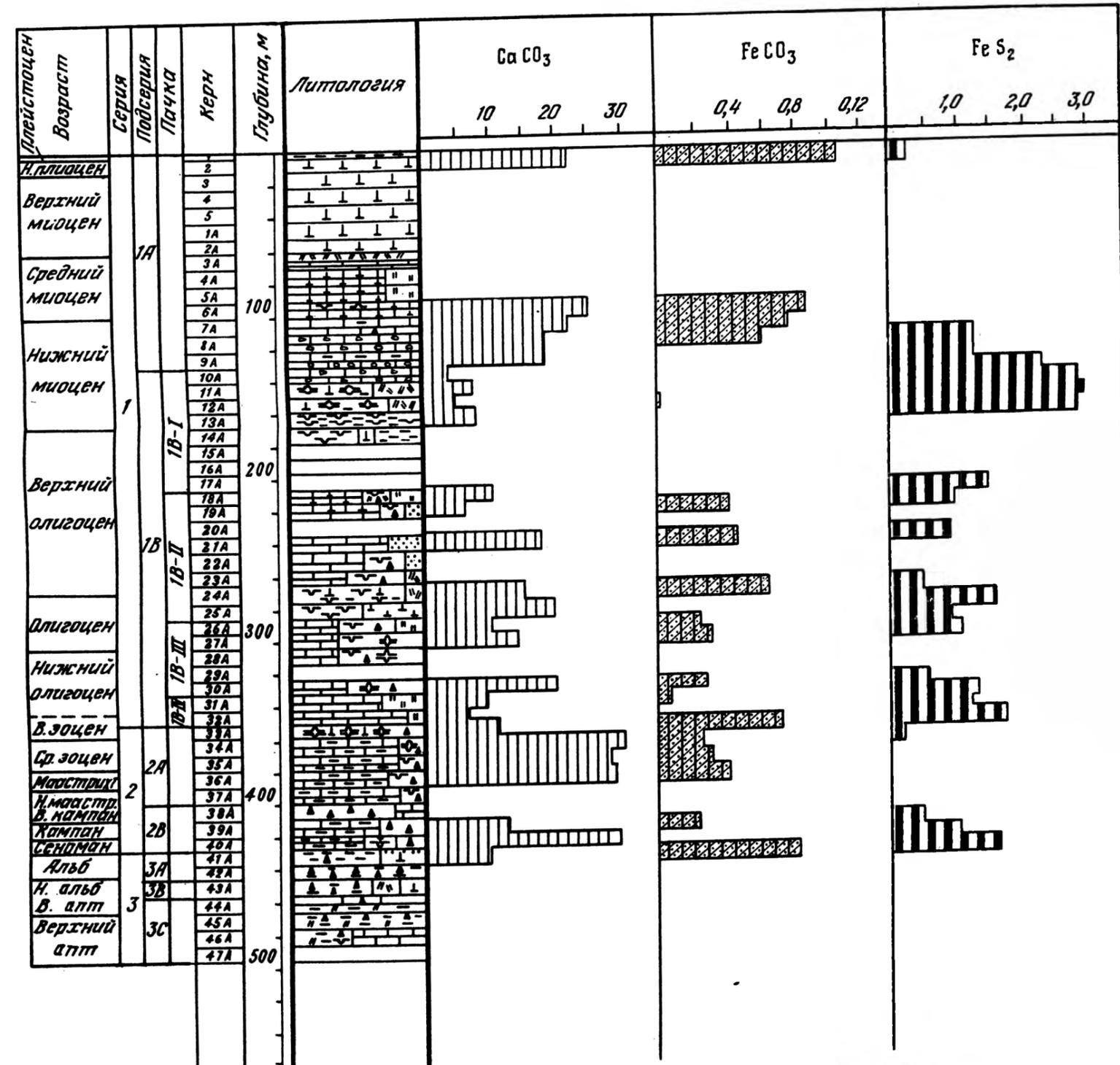
Рис. 11. Распределение нормативных содержаний (вес. %)  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3\text{-MnCO}_3\text{-MgCO}_3$  и  $\text{FeS}_2$  в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Марокканского континентального склона (скв. 370).  
Условные обозначения: см. на рис. 11-18  
1 - глина, аргиллит; 2 - известняк; 3 - известняк кремнистый; 4 - пирокластический материал; 5 - брекчия; 6 - сланцы черные, сапропелевые; 7 - пирит в известняке; 8 - песок, песча-  
ник; 9 - конгломераты гравийные, галечные; биогенные осадки; 10 - диатомовые; 11 - радиоляриевые; 12 - фораминиферные; 13 - нанофоссиленные; 14 - псидий мел фораминиферо-нанофоссиленный; 15 - глауконит; 16 - базальт. Нормативные молекулы (вес. %): 17 -  $\text{CaCO}_3$ , 18 -  $\text{FeCO}_3$ , 19 -  $\text{MgCO}_3$ ; 20 -  $\text{FeS}_2$ , 21 -  $\text{MnCO}_3$ ; содержание металлов: 22 - Fe, 23 - Mn, 24 - V, 25 - Co, 26 - Ni, 27 - Cu



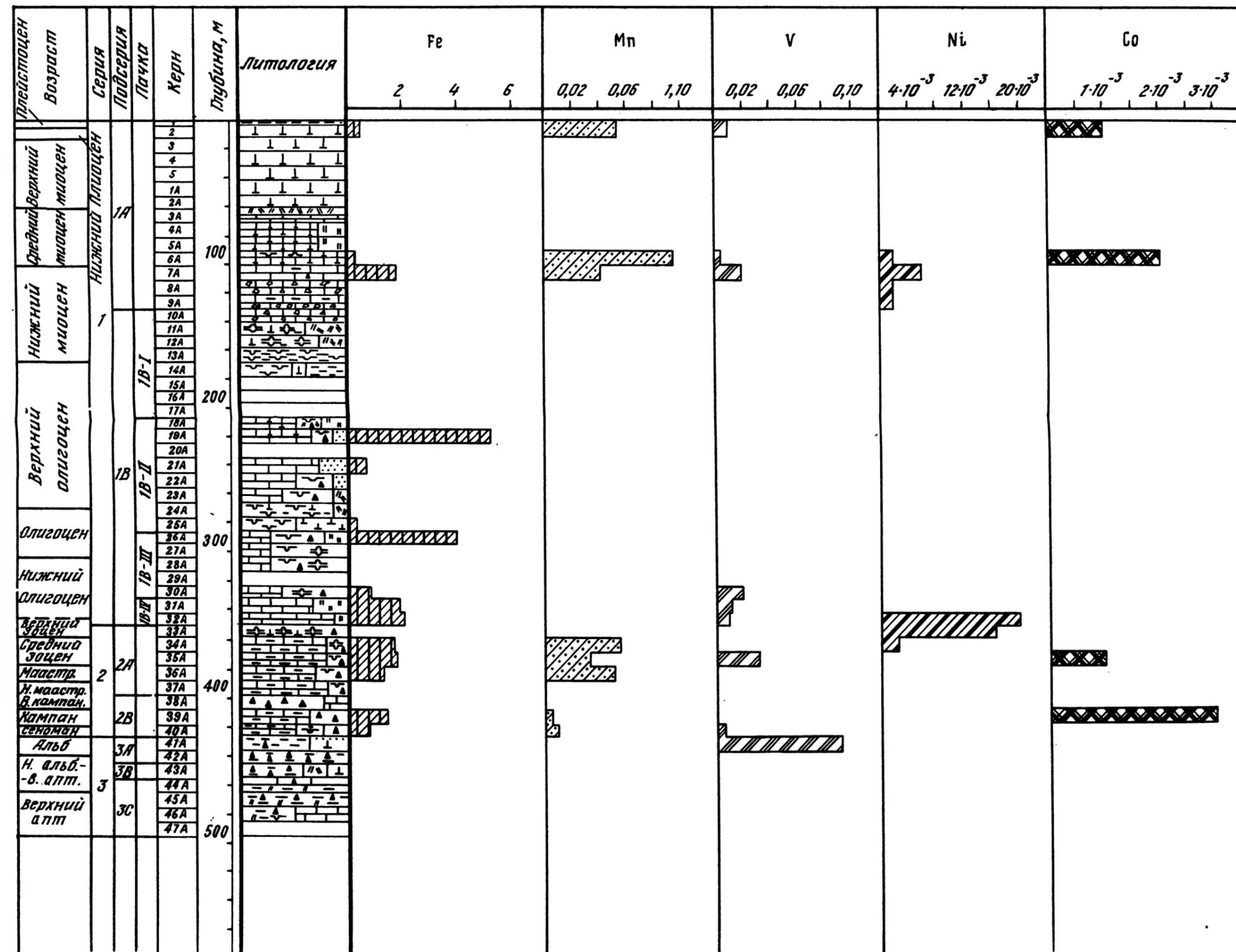
Р и с. 13. Распределение нормативных содержаний молекул CaCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>, FeS<sub>2</sub> (вес. %) в разрезе мезозойского-кайнозойских отложений поднятия Зеленого Мыса (скв. 368).  
Условные обозначения см. на рис. 11



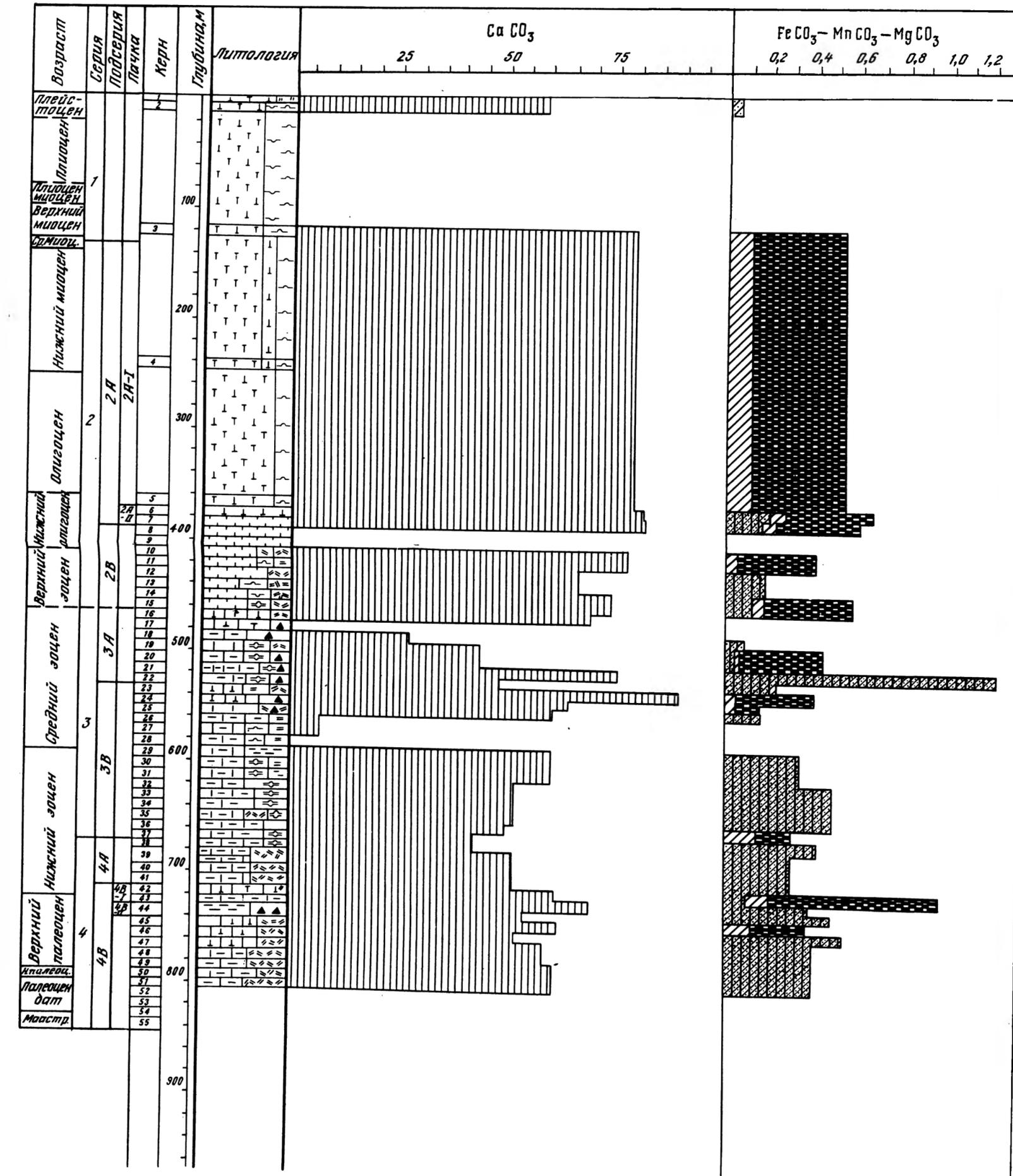
Р и с. 14. Распределение содержаний Fe, Mn, V, Co (вес. % в пересчете на БТКВ) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений поднятия Зеленого Мыса (скв. 368).  
Условные обозначения см. на рис. 11



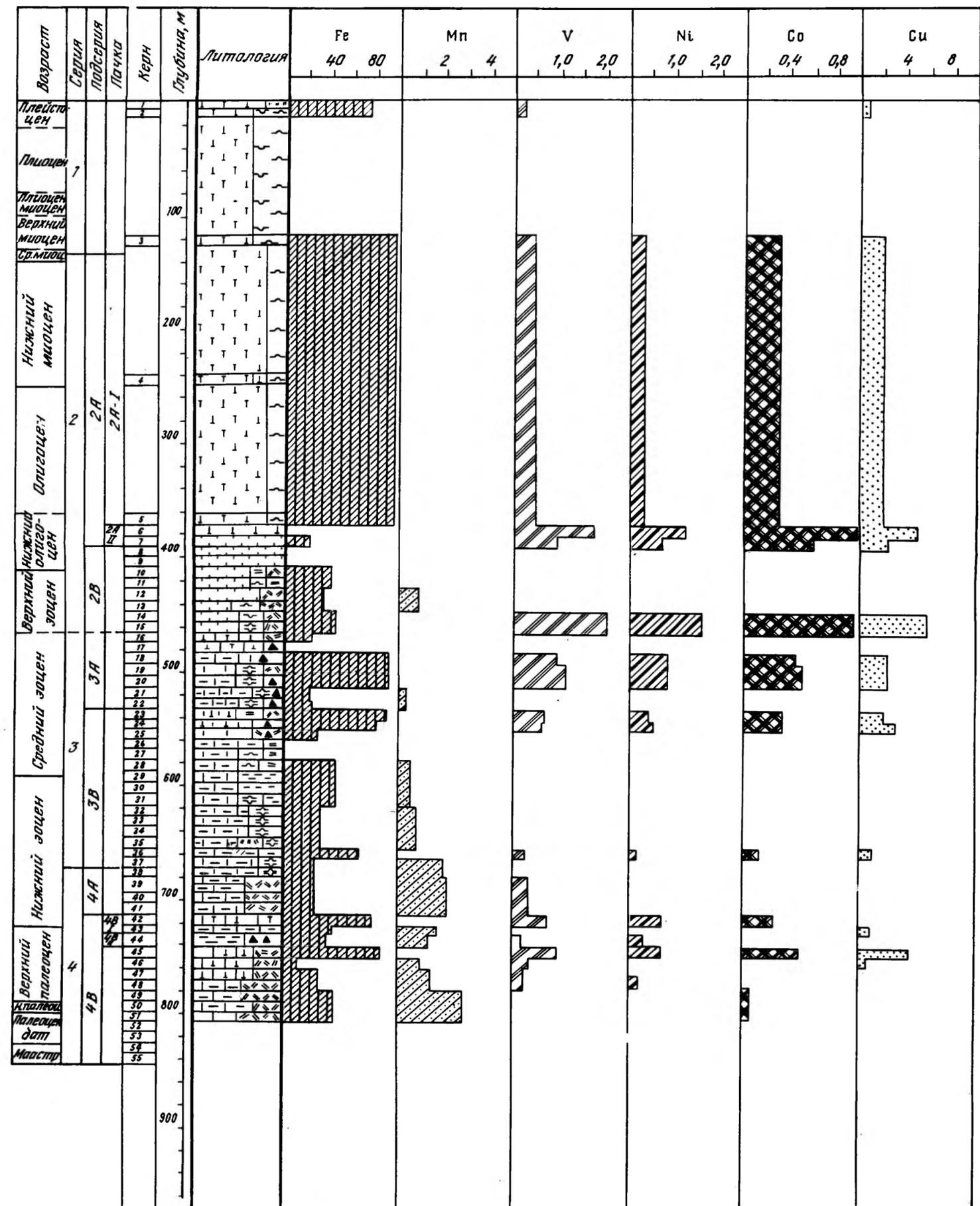
Р и с. 15. Распределение нормативных содержаний молекул  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{FeS}_2$  (вес. %) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений континентального склона Западной Сахары (скв. 369)  
Условные обозначения см. на рис. 11



Р и с. 16. Распределение содержаний Fe, Mn, V, Ni, Co (вес. % в пересчете на БТКВ) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений континентального склона Западной Сахары (скв. 369)  
Условные обозначения см. на рис. 11



Р и с. 17. Распределение нормативных содержаний CaCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>-MnCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> и FeS<sub>2</sub> (вес. %) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366).  
Условные обозначения см. на рис. 11



Р и с. 18. Распределение содержаний Fe, Mn, V, Ni, Co, Cu (вес. % в пересчете на БТКВ) в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366).  
Условные обозначения см. на рис. 11

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ ГЛУБОКОВОДНЫХ СКВАЖИН

В данном разделе приводится изложение фактического материала и основных выводов, полученных в результате описания пород глубоководных скважин непосредственно в процессе бурения на основании метода литолого-фациального анализа и микроскопического изучения петрографических разновидностей пород. Также детально исследованы гранулометрия, состав породообразующих компонентов, состав легкой и тяжелой фракций, глинистые минералы.

### Фации и генетические типы осадков

Разрезы глубоководных отложений скв. 366, 367, 368, 369 и 370 нами впервые детально изучены методами литолого-фациального анализа с целью восстановления условий осадконакопления.

Восстановление первичных условий накопления осадков, т.е. познание их генезиса, является одной из главнейших проблем современной литологии. Генетическое направление в литологии получило развитие особенно за последние годы. Оно связано с широким применением методов детального литолого-фациального анализа при изучении пород различного возраста и современных осадков.

Метод литолого-фациального анализа, разработанный Ю.А. Жемчужниковым и П.П. Тимофеевым для осадочных формаций континентов, позволяет всесторонне и с высокой степенью детальности подойти к выяснению условий образования осадочных формаций и проследить их эволюцию в истории Земли. В основе фациального анализа лежит выявление основных генетических признаков осадка, гранулометрический состав, характер сортировки и окатанности зерен, минеральный состав, цвет, текстура (характер слоистости, размер серий и слоев, углы наклона слоев и серий), характер минеральных выделений, степень карбонатности, органические остатки, мощности слоев и т.д. Эти признаки дают возможность судить о природе осадка и позволяют сделать выводы о динамике среды осадкообразования. Восстановление природы каждого слоя в отдельности и изучение закономерной смены слоев в разрезе и на площади разрешают восстановить эволюцию процесса осадконакопления на протяжении того или иного отрезка времени.

Сущность метода комплексного детального литолого-фациального анализа заключается в том, что на основании тщательного изучения первичных сохранившихся признаков, отражающих происхождение исходных осадков, выявляются генетические типы. При этом под генетическим типом осадка понимается один или несколько литологических типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических признаков, которые отражают общность условий их накопления.

Дальнейшее изучение распределения генетических типов осадков в разрезе и на площади позволяет перейти к выявлению палеогеографических условий накопления. Фация является элементарной палеогеографической единицей. Под фацией подразумевается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались один или несколько родственных генетических типов осадка, но и сами осадки, обладающие соответствующим комплексом первичных (генетических) признаков (условия + осадок). Здесь фация выступает как элементарное геологическое тело с пространственными и временными параметрами.

Каждая фация в отдельности характеризует довольно ограниченные участки области седиментации. Поэтому анализ площадного распределения фаций, и в первую очередь особенностей сопряжения со смежными фациями, дает возможность получить характеристику обширных участков ландшафта с определенным синхронным тектоническим режимом. Этот комплекс сопряженных фаций, отвечающий ландшафтным зонам, называется макрофацией.

В результате исследований мы пришли к выводу, что метод литолого-фациального анализа полностью применим к глубоководным морским осадкам. В целом главней-

шие признаки осадков дна океана сопоставимы с признаками осадков, развитых на континентах. Основой для установления генезиса осадков дна океана являются первичные генетические признаки в сочетании с первичным вещественным составом. Вторичные признаки, характеризующие процессы диагенеза и эпигенеза, не могут служить критерием для выделения фаций. Примером ошибочного, на наш взгляд, подхода к установлению фаций на основании наличия аутигенных минералов является выделение в работах некоторых исследователей фаций цеолитовых глин.

Изучение фаций разрезов океанических отложений позволяет говорить, что в целом как карбонатные, так и глубоководные терригенные отложения характеризуются таким же широким набором фаций, как и отложения, развитые на континентах. Фациям и макрофациям также присущи выдержанность в разрезе и значительные мощности.

Однако необходимо отметить, что карбонатные осадки отличаются несколько ограниченным набором фаций, терригенные же отложения, наоборот, — более широким. Нами показано, что осадки, формировавшиеся за счет планктонных организмов, а также материала, поступающего с континента, часто формировались в среде со сходной динамикой. Влияние вулканической деятельности накладывалось на фации, однако оно носит локальный характер и зависит от близости вулканического очага. С одной стороны, это обусловлено воздействием поствулканических процессов на осадкообразование, а с другой — влиянием примеси вулканического пепла, а также появлением текстур, обусловленных деятельностью процессов вулканизма.

Метод литолого-фациального анализа позволяет не только восстановить процессы седиментогенеза осадков, но и является основой для познания истории осадконакопления и геологического развития океанских и континентальных блоков земной коры, для разработки глобальной корреляции геологических процессов формирования осадочных образований.

В нашу задачу входило всестороннее изучение отложений, слагающих глубоководные разрезы. Керн описывался непосредственно в процессе бурения, при этом проводилось первичное изучение макроскопических признаков и текстур, выделение основных фаций и генетических типов.

Впервые для глубоководных океанических осадков (для разрезов, сложенных как терригенными, так и карбонатными породами) выделены фации и генетические типы и прослежено их изменение в разрезе и на площади с целью воссоздания детальной картины процесса осадкообразования в различных структурно-тектонических зонах. В основу выделения фаций положен принцип изменения динамики среды на основании изучения текстурных признаков. При этом учитывался вещественный состав осадков и как вторичный, наложенный признак — степень литификации. Для органогенных карбонатных пород нами выделены следующие фации и соответствующие им генетические типы.

*Фация органогенных осадков зоны спокойной седиментации* характеризуется горизонтальной слоистостью и отражает условия спокойного осаднения карбонатных организмов без влияния донных течений. По комплексу признаков выделены генетические типы осадков: нанноил фораминиферосодержащий, нанномел фораминиферосодержащий, мел наннофораминиферосодержащий, нанномел с прослоями окремнения.

*Фация органогенных осадков зон деятельности роющих организмов* отличается обилием ходов илоедов, текстурами взмучивания и оползания за счет деятельности илоедных организмов. Фации соответствуют генетические типы: мел фораминиферо-наннопланктонный; мел радиоляриево-диатомсодержащий, с обилием ходов илоедов; известняк с прослоями глинистого вещества и ходами илоедов.

*Фация органогенных осадков зоны волнений* включает генетические типы осадков, которые характеризуются полого-волнистой мелкой прерывистой, в ряде случаев с разными наклонами слойков и полого-волнистой сплошной слоистостью и отражают условия седиментации при слабом воздействии донных течений. Соответствующие генетические типы: нанномел с полого-волнистой мелкой прерывистой слоистостью; нанномел с мелкой косой однонаправленной штриховатой слоистостью; нанномел с

прослоями кремней с полого-волнистой мелкой прерывистой слоистостью; нанномел с прослоями известняка и прослоями окремнения.

Органогенно-глинистые осадки включают следующие фации.

*Фация органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации* представлена генетическими типами: илом мергелистым, наннопланктонным; илом мергелистым, наннопланктонным, фораминиферо-диатомсодержащим; мергелем наннопланктонным; мергелем наннопланктонным с прослоями глины; мергелем наннопланктонным с прослоями глины радиоляриевой; мергелем наннофораминиферовым, радиолярийсодержащим с прослоями алеврито-глинистого материала; мергелем наннопланктонным с прослоями глины; мергелем доломитизированным с прослоями глины.

*Фация органогенно-глинистых осадков зоны деятельности илоедов* включает генетические типы: мергель наннопланктонный, с обилием ходов илоедов; мергель наннопланктонный, диатомовый, с обилием ходов илоедов; мергель наннопланктонный, с примесью алевритового материала, реликтами горизонтальной слоистости и частыми ходами илоедов.

Глинистые осадки включают следующие фации.

*Фация глинистых осадков зоны спокойной седиментации* характеризуется генетическими типами осадков с горизонтальной слоистостью. Это глина горизонтально-слоистая; глина наннордиоляриевая с прослоями нанномергеля; аргиллит горизонтально-слоистый; аргиллит горизонтально-слоистый, нанносодержащий.

*Фация глинистых осадков зоны волнений* представлена осадками с полого-волнистой мелкой прерывистой и полого-волнистой сплошной слоистостью. Это генетические типы: аргиллиты с полого-волнистой и мелкой прерывистой слоистостью.

Алеврито-глинистые осадки характеризуются следующими фациями.

*Фация алеврито-глинистых осадков зоны спокойной седиментации* включает генетические типы: алевритистую глину; аргиллит алевритистый горизонтально-слоистый; аргиллит с прослоями песчано-алевритового материала, горизонтально-слоистый.

*Фация алеврито-глинистых осадков зоны деятельности илоедов* представлена генетическим типом: аргиллитом алевритистым, с обилием ходов илоедов и реликтами мелкой прерывистой штриховатой слоистости.

*Фация алеврито-глинистых осадков зоны морских волнений* образована осадками с полого-волнистой мелкой прерывистой и полого-волнистой сплошной слоистостью и отражает условия седиментации алеврито-глинистых осадков под воздействием донных течений. Ей соответствуют два генетических типа: алевритистая глина с тончайшими прослоями песчаного материала; аргиллит с прослоями, обогащенными алевритовым материалом.

*Фация углистых осадков зоны спокойной седиментации* включает генетические типы осадков с горизонтальной слоистостью: аргиллит углистый; алевролит с прослоями углистого аргиллита; аргиллит с прослоями углистого аргиллита.

Осадки зоны активной динамики водной среды отражают условия седиментации, обусловленные интенсивным притоком материала по глубоководному желобу (каньону). Для осадков характерна косая и косо-волнистая одно- и разнонаправленная слоистость. Нами выделены следующие фации.

*Фация алеврито-глинистых осадков зоны активной динамики водной среды* представлена генетическими типами: аргиллитом алевритистым с косой разнонаправленной, участками косо-волнистой слоистостью; аргиллитом с частыми прослоями алевролитов с косой разнонаправленной взаимосрезающейся слоистостью; аргиллитом алевритистым с частыми прослоями песчано-алевритового материала, с косой взаимосрезающейся слоистостью.

*Фация алеврито-глинистых осадков с примесью органогенного материала зоны активной динамики водной среды* включает генетические типы: глину алевритистую, наннопланктонсодержащую, с косой разнонаправленной; аргиллит наннопланктонсодержащий, с прослоями алевролитов с косой взаимосрезающейся слоистостью; аргиллит наннопланктонсодержащий с частыми песчано-алевритовыми прослоями с косой взаимосрезающейся слоистостью; мергель наннопланктонсодержащий с прослоями алевро-

литов с косо́й взаимосрезающей слоистостью; мергель алевритистый с прослоями аргиллита с косо́й взаимосрезающей слоистостью; алеврит крупнозернистый с прослоями мергеля нанноплактонсодержащего; аргиллит с косо́й взаимосрезающей слоистостью.

*Фация алеврито-глинистых осадков зоны крутого склона* отражает процессы седиментации в пределах склоновой зоны конседиментационной впадины. Ей соответствуют генетические типы осадков с текстурами взмучивания и оползания: глина радиоляриевая диатомсодержащая; глина алевритистая; аргиллит с прослоями песчано-алевритового материала.

Изучение вещественного состава рассмотренных генетических типов проводилось в шлифах; помимо того, выделялись фракции: 1–0,5; 0,5–0,25; 0,25–0,1; 0,1–0,01 (легкая и тяжелая фракции), <0,01 мм (глинистая); определялось их процентное соотношение и изучался минеральный состав.

### Скважина 366

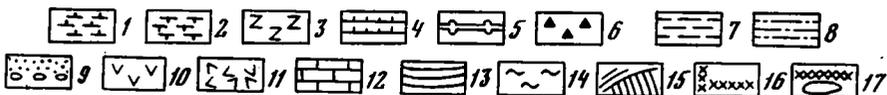
Разрез сложен карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями различной степени литификации (рис. 2). Им соответствуют две группы фаций: органогенных осадков (илы, мел, известняки) и органогенно-глинистых осадков (мергели).

Плейстоцен и верхи плиоцена (слои 1а–7а) охватывают отложения, относящиеся к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Слои 1а–3а включают генетический тип: фораминиферосодержащий нанноплактонный мергель серый, с реликтами горизонтальной слоистости. Основными породообразующими компонентами являются кокколиты, глинистое вещество и фораминиферы; в небольшом количестве в различных соотношениях содержатся радиолярии, диатомеи и зубы рыб. В составе минеральной части в легкой фракции присутствуют кварц и обломки вулканического стекла, в тяжелой – циркон, сфен, лейкоксен, а также зерна амфибола и пироксена; последние приурочены преимущественно к участкам с повышенным содержанием пепловых частиц. Глинистые минералы представлены смешаннослойными образованиями типа гидрослюда–хлорит и каолинитом. Слои 4а–7а – генетический тип: нанномергель скрытогоризонтальнослоистый, нелитифицированный, пластичный, интенсивно деформированный, окрашенный в цвет от зеленовато-серого до желтовато-серого. В составе легкой фракции содержатся обломки кварца, вулканического стекла, кристаллы цеолита – клиноптиллолита, в тяжелой присутствуют лейкоксен и единичные зерна пироксена. Глинистые минералы представлены смешаннослойными гидрослюдиито-хлоритовыми образованиями.

Плиоцен – верхняя часть верхнего миоцена – верхняя часть нижнего миоцена (слои 8а–22а) представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствуют три генетических типа. Слои 8а–14а – наннофораминиферо-диатомовый ил светло-зеленовато-серый до белого и оливкового, интенсивно деформированный, участками наблюдаются реликты скрытогоризонтальной слоистости. В составе легкой фракции присутствуют обломки кварца и вулканического стекла, в тяжелой фракции содержатся обломки сфена и лейкоксена. Слои 15а–17а представляют собой генетический тип: нанноплактонный ил глинистый, зеленовато-оранжевый, чередующийся с нанноплактонным мергелем желтовато-коричневым до светло-зеленовато-серого; порода сильно деформирована, со скрытой горизонтальной слоистостью; слой 18а – мел зеленый, чередующийся с глиной темно-зеленовато-серой с горизонтальной слоистостью, порода интенсивно деформирована; слои 19а–22а – фораминиферосодержащий нанноплактонный мел скрытогоризонтальнослоистый.

Нижняя часть нижнего миоцена и олигоцен относятся к отложениям фации органогенных осадков зоны деятельности роющих организмов (слои 23а–7) и включают два генетических типа. Слой 23а – генетический тип: мел светло-зеленовато-серый, чередующийся с прослоями глины темно-зеленовато-серой с горизонтальной слоистостью, нарушенной ходами илоедов; слои 24а–27а – мел светло-

Глубина, м	Возраст	№ слоя	Литолого-фациальный разрез	Текстура	Фация	Макрофация
50	Плейстоцен	1а-3а			Органоогенно-глинистые осадков зоны спокойной седиментации	Осадков зоны глубоководной океанической седиментации
	Плиоцен	4а-9а			Органоогенные осадков зоны спокойной седиментации	
100	Поздний миоцен	10а-14а				
		Средний миоцен				
150	Ранний миоцен	16а-27а			Органоогенные осадков зоны деятельности роящихся организмов	Осадков зоны относительно глубоководной океанической седиментации
		300				
350	400	5-9			Органоогенные осадков зоны морской волнений	Осадков зоны относительно мелководной морской седиментации
450		Поздний эоцен			10-15	
500	Средний эоцен				16-28	Органоогенные осадков зоны спокойной седиментации
550		600			Ранний эоцен	29-42
650	Органоогенные осадков зоны спокойной седиментации					
700	750	Поздний палеоцен	43-44	Органоогенные осадков с примесью глинистого вещества зоны волнений	Осадков зоны относительно мелководной морской седиментации	
800						Средний палеоцен
850	Ранний палеоцен	50-55	Поздний мел			



Р и с. 2. Литолого-фациальный разрез скв. 366

Условные обозначения к рис. 2-6

1 - наннопланктонные илы; 2 - фораминиферовые илы; 3 - цеолиты; 4 - порцелланиты; 5 - радиоляриты; 6 - окремнение; 7 - глины и аргиллиты; 8 - алевролиты; 9 - пески и конгломераты; 10 - вулканогенные прослои; 11 - магматогенные образования; 12 - известняки; слоистость: 13 - горизонтальная, 14 - волнистая, 15 - косая; 16 - ходы илоедов; 17 - текстуры оползания

зеленовато-серый, с прослоями глинистого темно-зеленого вещества с горизонтальной слоистостью и ходами роющих организмов. В составе минеральной части отложений данной фашии содержатся в легкой фракции обломки кварца и вулканического стекла, в тяжелой — обломки циркона, сфена и лейкоксена. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования и каолинит. Ниже развит генетический тип (слои 28а—39а): наннопланктонный мел светло-зеленовато-серый, с частыми прослоями глинистого вещества и ходами илоедов, расположенными преимущественно по горизонтальному наслоению. Гидроокислы железа и марганца развиты в основном по прослоям глинистого вещества и отдельным ходам илоедов, а также присутствуют в виде самостоятельных пятен и точечных образований. Наблюдаются участки брекчирования, к которым приурочены единичные крупные ходы илоедов. В интервале слоев 35а—39а большинство ходов илоедов приурочено к участкам, обогащенным глинистым веществом.

Слои 5—8 — генетический тип: наннофораминиферо-радиоляриевый мел с первичной текстурой, интенсивно нарушенной ходами илоедов. В легкой фракции присутствуют обломки вулканического стекла, в тяжелой — пирита, в глинистой — смешаннослойные образования: монтмориллонит—гидрослюда и каолинит. Характерна значительная примесь цеолитов, представленных кристаллами клиноптилолита. Отложения слоя 8 относятся к фашии органогенных осадков зоны морских волнений (со слабой динамикой водной среды). Это генетический тип: нанномел с мелкой косою однонаправленной штриховатой слоистостью.

Верхняя часть нижнего олигоцена — верхняя часть верхнего эоцена (слои 9—11) представлены отложениями фашии органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Это генетический тип: диатомсодержащий наннопланктонный мел серого цвета с горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой тончайшими прослоями глинистого вещества, по которому развиваются точечные железо-марганцевые конкреции, окаймляемые кольцами Лизеганга. Присутствуют отдельные прослои глинистого вещества зеленовато-серого цвета с горизонтально ориентированными ходами илоедов. Вниз по разрезу появляются прослои с обилием как вертикальных, так и горизонтальных ходов илоедов. В составе легкой фракции содержатся агрегаты халцедона, в тяжелой — пирит. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования.

Нижняя часть верхнего эоцена (слои 12—15) относится к фашии органогенных осадков зоны деятельности роющих организмов. Это генетический тип: мел серовато-голубоватый, с обилием ходов илоедов и с прослоями, обогащенными глинистым веществом зеленовато-серого цвета. К этим прослоям приурочено обилие крупных и мелких ходов илоедов. Наблюдаются также тончайшие темные прослои глинистого вещества, пропитанные гидроокислами железа и марганца. Наличие постоянной примеси вулканического стекла и цеолитов указывает на то, что на формирование осадков постоянно влияли процессы вулканизма. При этом пепловые частицы осаждались в условиях спокойной седиментации и в дальнейшем происходила переработка их роющими организмами. В минеральной части легкой фракции содержатся обломки вулканических стекол, а в тяжелой — пиритизированные обломки диатомей и радиолярий, пирит и обломки сфена. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования типа монтмориллонит—гидрослюда, каолинит и гидрослюда. Далее вниз по разрезу в составе глинистой фракции наряду с указанными минералами появляются смешаннослойная фаза монтмориллонит—хлорит и хлорит. В низах интервала присутствует глинистая фракция только монтмориллонит-гидрослюдистая.

Средний эоцен — нижняя часть нижнего эоцена охватывают отложения двух фаший (слои 16—28). Фашия органогенных осадков зоны спокойной седиментации (слои 16—19) включает генетический тип: чередование прослоев нанномела и порцеланита. Прослои мела светло-зеленовато-серого цвета имеют тонкую горизонтальную и горизонтальную прерывистую слоистость, прослои порцеланита характеризуются неясно выраженной слоистостью. В составе легкой фракции содержатся обломки вулканического стекла, в тяжелой — обломки кристаллов сфена и

агрегатов пирита. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит-гидроослюдистые агрегаты.

Фация органогенных осадков зоны волнений (слои 20–28) включает генетический тип: чередование нанномела с прослоями кремней (слои 20–22). Нанномел зеленовато-серый с полого-волнистой мелкой прерывистой (штриховатой) слоистостью и единичными ходами илоедов; вокруг ходов часто наблюдаются кольца Лизеганга, по которым развиты гидроокислы железа и марганца. Слои 23–28 относятся к генетическому типу: чередование нанномела и известняка с кремнистыми стяжениями и прослоями порцеланитов, с включениями отдельных железо-марганцевых конкреций, уплотненных, расположенных параллельно наслоению. Присутствуют единичные ходы илоедов, приуроченные преимущественно к прослоям мела, наблюдается полого-волнистая мелкая прерывистая штриховатая слоистость. В минеральной части осадков данной фации в составе легкой фракции содержатся обломки кремней, вулканического стекла и агрегаты глинистого вещества, а тяжелой — пиритизированные кремнистые агрегаты. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных образований монтмориллонит-гидроослюда.

Н и ж н и й э о ц е н в верхней части интервала (слои 29–30) представляет собой генетический тип: известняк светло-серый, с голубоватым оттенком, с тончайшими прослоями глинистого вещества с горизонтально-волнистой прерывистой слоистостью. В минеральной части в легкой фракции присутствуют обломки кварца, кремнистых пород, агрегаты органического материала растительного происхождения и чешуйки слюды. В тяжелой фракции присутствует пирит, главным образом в виде изометричных зерен, единичные зерна октаэдрического габитуса. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных монтмориллонит-гидроослюдистых образований.

Слои 31–35 относятся к фации органогенных осадков зоны морских волнений. Генетический тип: известняк однородный, светло-серый, с тончайшими прослоями глины с полого-волнистой мелкой прерывистой штриховатой слоистостью, подчеркиваемой глинистым материалом. По глинистому веществу развиваются гидроокислы железа и марганца. В пределах всей пачки наблюдаются прослои мощностью 5–10 см, представляющие собой окремненный известняк с блеклой текстурой. В низах разреза присутствуют единичные ходы илоедов, располагающиеся по горизонтальному наслоению. Легкая фракция сложена кварцем, мусковитом, халцедоном, тяжелая — пиритом. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования монтмориллонит-гидроослюда, монтмориллонит-гидроослюда-хлорит и палыгорскит.

Слои 36–42 относятся к фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Генетический тип: известняк однородный, светло-зеленовато-серый, с редкими маломощными прослоями глины и окремненного известняка, характеризующегося блеклой текстурой. Для участков, содержащих прослой глины, характерна горизонтальная и горизонтальная прерывистая штриховатая слоистость. Осадки данного типа характеризуются наличием обилия ходов илоедов, расположенных по горизонтальному наслоению. Отдельные прослой и включения глинистого материала сплошь покрыты гидроокислами железа и марганца. Легкая фракция сложена агрегатами глинистого вещества, пропитанными халцедоном, агрегатами кремнистого вещества, редкими обломками кварца, чешуйками слюды (мусковита), единичными кристаллами кальцита и цеолитов. Тяжелая фракция состоит из агрегатов пирита, единичных обломков сфена, лейкоксена. В глинистой фракции присутствуют трехкомпонентные образования монтмориллонит-иллит-хлорит, ниже по разрезу фракция сложена исключительно монтмориллонитом.

В е р х н и й — н и ж н и й п а л е о ц е н — в е р х н и й м е л (слои 43–55) — фация органогенных осадков с примесью глинистого вещества зоны волнений. Генетический тип: известняк светло-серый, с частыми прослоями глинистого вещества большей или меньшей мощности, с ходами илоедов; последние приурочены преимущественно к участкам с повышенным содержанием глинистого вещества. Характерна полого-волнистая мелкая прерывистая, участками полого-волнистая мелкая сплошная слоистость. В низах разреза слоистость косо-волнистая, сплошная, чередуется с мелкой

косой прерывистой слоистостью. Прослой алеврито-глинистого материала значительной мощности наблюдаются в интервале слоев 42 и 43; к ним приурочены наиболее значительные скопления ходов илоедов. По глинистому веществу развиваются гидроокислы железа и марганца. В легкой фракции содержатся глинистые агрегаты, пропитанные кремнеземом, редкие кристаллы кальцита, чешуйки мусковита, обломки кварца и халцедона. В тяжелой фракции присутствуют циркон, лейкоксен, сфен, турмалин, биотит и пирит. Глинистая фракция сложена монтмориллонит-гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми образованиями и монтмориллонитом.

\* \* \*

Таким образом, отложения, вскрытые скв. 366; довольно однородные. Это преимущественно органогенные пелагические осадки, в различной степени литифицированные: от органогенных илов в нижней части разреза до не полностью литифицированного мела и ниже до известняков. Органогенно-глинистые осадки приурочены лишь к самой верхней части разреза. В процессе осадконакопления в бассейн седиментации поступал преимущественно органогенный материал, и лишь в конечную и начальные стадии развития происходил усиленный привнос глинистого материала. При этом динамика среды осадконакопления постоянно менялась, что отразилось на текстуре осадков. Они формировались преимущественно за счет кокколитов, фораминифер, в меньшей мере — за счет диатомей и радиолярий. Отсутствие растительной органики обусловило светлую окраску пород.

Необходимо отметить, что фораминиферы являются одним из основных порообразующих компонентов и в нижних частях разреза выполнены глинистым веществом. Это обусловлено тем, что в период движения раковины ее внутренность исчезала; в дальнейшем, попадая в ил, раковина заполнялась илистым веществом. В нижних частях разреза многие раковины заполнены перекристаллизованным кальцитом. Породы в нижних частях разреза сильно уплотнены, вверх по разрезу степень уплотнения уменьшается. Гидротермального воздействия породы не испытывают, следовательно, все процессы преобразования определяются гидростатическим воздействием. В первую очередь это влияет на растворение карбонатов, причем отчетливо наблюдается вторичная карбонатизация — образование аутигенного кальцита за счет растворения кокколитов и фораминифер.

Степень перекристаллизации увеличивается вниз по разрезу. Участки окремнения приурочены к горизонтам, в пределах которых наблюдается значительное скопление кремнистых организмов. Окремнение затрагивает также камеры фораминифер. Скопления аутигенного пирита приурочены в основном к глинистым прослоям. Минералы группы цеолитов (клиноптилолиты) приурочены, с одной стороны, к участкам, содержащим примесь вулканического стекла, с другой — к камерам раковин фораминифер. Это указывает на то, что цеолиты формировались как по вулканическому стеклу, так и путем трансформации глинистого вещества.

Изучение минералогического состава фракций различной размерности показало, что состав минеральной части в целом довольно бедный: в легкой фракции присутствуют лишь единичные обломки кварца. Для интервала плейстоцен — средний эоцен характерны редкие обломки вулканического стекла и единичные кристаллы цеолитов. В тяжелой фракции содержатся единичные зерна пирита. Начиная с середины раннего эоцена в составе тяжелой фракции наряду с пиритом появляются сфен и лейкоксен; с раннего палеоцена к указанным минералам добавляются циркон, сфен, железистый биотит.

Таким образом, из изложенного следует, что период времени от мела до плиоцена характеризовался медленным непрерывным компенсированным прогибанием и поступлением преимущественно органогенного материала. Лишь в начальную и конечную стадии развития происходил относительно усиленный привнос глинистого материала. Динамика среды осадконакопления и глубины были различными. В начальный период (поздний мел — поздний палеоцен) накапливались преимущественно органогенные осадки в условиях слабых морских течений, при этом периодически поступал гли-

нистый материал, что указывает на постоянное смещение береговой линии и относительно мелководные условия седиментации. При этом прослой глинистого материала подчеркивают полого-волнистую слоистость. В это время формировалась ассоциация глинистых минералов — смешаннослойные образования монтмориллонит—гидрослюда и в ряде случаев монтмориллонит. Наличие в минеральной части в тяжелой фракции пирита, циркона, лейкоксена, сфена, турмалина указывает на то, что привнос терригенного материала происходил с Африканского континента и материал поступал достаточно зрелый.

В раннем эоцене накопление органогенного материала происходило в условиях спокойной седиментации, при этом в глинистой фракции накапливался монтмориллонит. Седиментация происходила в условиях слабых течений, формировались исключительно органогенные осадки с маломощными и редкими прослоями глинистого вещества. В этот же период идет углубление океанического бассейна, и общая повышенная карбонатность осадков свидетельствует об их накоплении на наиболее погруженных участках. При этом формировалась ассоциация глинистых минералов — монтмориллонит-гидрослюдистая с палыгорскитом. В среднем эоцене также в условиях слабых течений формируются карбонатные осадки, которые в значительной степени перерабатывались донными роющими организмами. При этом возникла ассоциация глинистых минералов, состоящая из монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых образований.

Поднятие дна бассейна Сьерра-Леоне намечается с позднего эоцена, что отразилось в появлении прослоев пепла в начальную стадию, в обилии ходов илоедов, текстур взмучивания и оползания. Для интервалов, обогащенных пеплом, характерны ассоциации глинистых минералов: монтмориллонит-гидрослюдистая, монтмориллонит-хлоритовая слюда с примесью каолинита, гидрослюды, хлорита. В олигоцене сохранились условия седиментации органогенных осадков при активной деятельности роющих организмов. Периодически в небольшом количестве поступал терригенный материал, в результате чего возникали осадки с прослоями и примесью глинистого вещества, формировалась ассоциация глинистых минералов—монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом.

В заключительную стадию развития, начиная с раннего миоцена, происходила садка органогенного материала в условиях спокойной седиментации, при этом формировалась ассоциация глинистых минералов гидрослюдисто-хлоритовая с каолинитом.

### *Скважина 369*

Разрез, вскрытый скв. 369, сложен преимущественно органогенно-глинистыми осадками — мергелями, в меньшей мере — органогенными известняками и мелом (рис. 3). Скважина расположена в пределах континентального склона Западной Сахары.

П л е й с т о ц е н — н и ж н и й п л и о ц е н относятся к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации (слои 1—5). Ей соответствуют генетические типы: ил наннопланктонный, глинистый, светло-серый (слои 1, 2); ил наннофораминиферный (слои 3, 4); ил наннопланктонный, глинистый (слой 5).

Н и ж н и й п л и о ц е н — с р е д н и й м и о ц е н (слои 1а—8а) представлены отложениями фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип: нанномергель с примесью вулканогенного пеплового материала и горизонтальной слоистостью. В составе минеральной части в легкой фракции наряду с кварцем отмечается присутствие значительного количества обломков вулканических стекол, в меньшем количестве содержатся полевые шпаты, глауконит, кальцит, мусковит. В тяжелой фракции, помимо пирита, турмалина, циркона, сфена и пирролизита, содержатся пироксен и амфибол. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных образований монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда—монтмориллонит, хлорит—гидрослюда, а также гидрослюды, хлорита, каолинита.

Н и ж н и й м и о ц е н — с р е д н и й э о ц е н (слои 9а—33а) относятся к фации органогенно-глинистых осадков зоны деятельности илоедов. Ей соответствуют различные

Глубина, м	Возраст	№ слоя	Литологический тип	Температура	Фашия	Макрофашия
100	Ранний плиоцен	3-5			Органоогенно-глинистые осадков зоны спокойной седиментации	Осадков глубоководной океанической зоны
	Ледяной период Ранний миоцен	1а-2а			Органоогенно-глинистые осадков зоны спокойной седиментации	Осадков зоны относительно океанической мелководья
		3а				
		5а				
6а-7а						
200	Ранний миоцен	9а-13а			Органоогенно-глинистые осадков зоны деятельности илоедов	Осадков зоны морского мелководья
	Поздний олигоцен	14а-27а				
300	Ранний олигоцен	28а-31а			Органоогенных и органоогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации	Осадков прибрежно-морского мелководья
	Поздний олигоцен	32а				
	Средний олигоцен	33а-34а				
400	Маастрихт	35а			Органоогенных и органоогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации	Осадков прибрежно-морского мелководья
	Маастрихтский	36а				
	Сантон	37а				
	Альб	41а-43а				
	Альб-апт	44а				
500	Поздний апт	45а-47а				

Рис. 3. Литолого-фашиальный разрез скв. 369

генетические типы: мергель с примесью алевритового материала светло-зеленовато-серого, с ходами илоедов и реликтами горизонтальной слоистости (слои 9а-10а); наномергель диатомовый, оливковый, с обильными ходами илоедов по горизонтальному наслоению, слоистость носит характер горизонтальной прерывистой (слои 11а); наномергель алевритовый, темно-оливковый, с блеклой текстурой и неравномерно распределенными по слою ходами илоедов, прослоями алевритового материала, алевритовые частицы угловатые, их расположение подчеркивает горизонтальную слоистость, участками наблюдаются текстуры взмучивания и оползания (слои 12а-13а); наннопланктонный мергель темно-оливковый, с ходами илоедов и примесью мелких раковин пелелипод, располагающихся по горизонтальному наслоению; характерны текстуры взмучивания, оползания и взламывания, наблюдаются реликты горизонтальной слоистости.

В слоях 19а, 20а наблюдаются ходы илоедов, по которым развиваются гидроокислы железа и марганца. Слои 21а-26а - генетический тип: наннопланктонный мергель желтовато-зеленый, с обилием тончайших прослоев глинистого вещества и ходами илоедов, расположенными по горизонтальному наслоению и косо к нему; присутствуют также единичные вертикальные ходы. Повсеместно развиты брекчиевидные текстуры взламывания. Слои 27а-30а включают генетический тип: наннопланктонный мергель темно-оливковый, с крупными и мелкими ходами илоедов и реликтами первичной горизон-

тальной слоистости. Слои 31а–32а представляют собой генетический тип: нанномергель серо-зеленый, с желтоватым оттенком, с неясно выраженной горизонтальной мелкой (неотчетливой) слоистостью, подчеркиваемой прослоями глинистого вещества. Первичная текстура нарушена обилием ходов илоедов, располагающихся по горизонтальному наслоению или косо к нему.

Минеральная составляющая в отложениях данной фации довольно однообразна. В легкой фракции присутствует главным образом кварц, реже — единичные зерна глауконита, мусковита и вулканического стекла. В тяжелой фракции содержатся пирит, циркон, в единичных случаях — пирролюзит. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования монтмориллонит–гидрослюда и гидрослюда–монтмориллонит, а также монтмориллонит, гидрослюда и каолинит. В низах интервала гидрослюда и монтмориллонит отсутствуют.

Верхний эоцен–средний альб (слои 33а–39а) относятся к отложениям фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип (слои 33а–37а): известняк светло-серый, участками светло-зеленовато-серый, с редкими тончайшими прослоями глинистого вещества, покрытого гидроокислами железа и марганца, с ходами илоедов, расположенными по горизонтальному наслоению, реже косо к нему или вертикально. Вокруг ходов илоедов часто наблюдается окремнение, в единичных случаях по ходам илоедов развит пирит. В легкой фракции присутствуют кварц и мусковит, в тяжелой — пирит, рутил и пирролюзит. Глинистая фракция сложена смешаннослойными образованиями монтмориллонит–гидрослюда и палыгорскитом. Другой генетический тип охватывает слои 38а–39а — это наннопланктонный мел глинистый, светло-зеленовато-серый, горизонтальнослоистый, с обилием мельчайших точечных ходов илоедов, в отдельных прослоях наблюдаются изогнутые слои. Для всего интервала разреза характерно наличие кремнистых агрегатов, приуроченных преимущественно к ходам илоедов. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит, палыгорскит и каолинит.

Альб–верхний апт относятся к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации и включают три генетических типа осадков. Первый тип — мергель темно-оливковый, с тончайшими горизонтально расположенными прослоями глинистого вещества и кремней, с единичными ходами илоедов (слои 40а–43а). В легкой фракции присутствует кварц, в тяжелой — пирит, циркон. В глинистой фракции содержатся палыгорскит, монтмориллонит, смешаннослойные образования гидрослюда–хлорит и в виде следов — хлорит. Другой генетический тип (слой 44а) — мергель темно-оливковый, доломитсодержащий, горизонтальнослоистый, с единичными ходами илоедов. Ниже развит третий генетический тип: нанномергель (слои 45а–47а) с редкими горизонтальными и единичными крупными вертикальными ходами илоедов. Вниз по разрезу количество ходов увеличивается. При этом состав минералов легкой и тяжелой фракций аналогичен составу, рассмотренному выше. В глинистой фракции содержатся палыгорскит и монтмориллонит-гидрослюдистые агрегаты.

\* \* \*

Таким образом, разрез скв. 369 сложен преимущественно органогенно-глинистыми осадками, в различной степени литифицированными. Вниз по разрезу отчетливо проявляется постепенное изменение от нелитифицированных разностей до плотных, полностью литифицированных. Собственно органогенные осадки играют незначительную роль. Органогенно-глинистые отложения содержат многочисленные ходы илоедов, особенно в средней части разреза. В целом данный разрез по сравнению с разрезами других скважин 41-го рейса характеризуется более близким положением по отношению к береговой зоне и приурочен к континентальному склону. В процессе осадконакопления наряду с органогенным карбонатным материалом со стороны Африканского континента постоянно поступал терригенный материал. Специфика осадконакопления в пределах континентального склона сводится к следующему.

В начальный этап, в меловое время (верхний апт–альб), в условиях относительного

мелководья и спокойной седиментации формировались органогенно-глинистые осадки, которые в дальнейшем перерабатывались роющими организмами. Для этого этапа характерна ассоциация глинистых минералов с палыгорскитом, монтмориллонитом и монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами.

В следующий этап (кампан—средний эоцен) привнос терригенного материала сократился, что привело к формированию преимущественно органогенных осадков, слабо переработанных донными роющими организмами. При этом возникла ассоциация глинистых минералов с палыгорскитом и смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями.

Весь последующий интервал (верхний эоцен — низы среднего миоцена) отражает специфику осадконакопления в пределах континентального склона. Осадконакопление происходило одновременно с процессом углубления, на что указывает развитие текстур оползания и смятия. В этот период в пределах крутого склона накапливались органогенно-глинистые осадки, активно перерабатывавшиеся донными роющими организмами (биогенные текстуры); первичная слоистость сохраняется лишь в виде реликтов. Вверх по разрезу наблюдается некоторое ослабление деятельности илоедов. Формировалась ассоциация глинистых минералов: монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда, каолинит и в ряде случаев — монтмориллонит.

Средний—верхний миоцен характеризовался усиленным привносом вулканогенного материала; в условиях спокойной седиментации формировались прослои, обогащенные вулканическим пеплом. Для этого периода характерна ассоциация глинистых минералов: монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. В заключительную фазу накапливались исключительно органогенные илы.

Таким образом, в целом для процесса осадконакопления в пределах континентального склона характерно формирование осадков при активной переработке их донными роющими организмами и привносе материала с континента.

#### *Скважина 368*

Разрез скв. 368 несет на себе черты, более характерные для глубоководной впадины, чем для поднятия. Он сложен преимущественно глинистыми и алевроито-глинистыми осадками (рис. 4).

Голоцен—верхний миоцен (слои 1—6) представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип: наннопланктонный ил однородный, без текстурных признаков, светло-коричневый, с пятнами гидроокислов железа и марганца (слои 1, 3). В легкой фракции преобладают обломки кварца, присутствуют также обломки плагиоклаза, микроклина и вулканического стекла двух типов — бесцветного и слабохлоритизированного. В тяжелой фракции одна часть минералов генетически связана с пирокластическим материалом — это пироксены, амфиболы, эпидоты, цоизиты, другая относится к терригенной примеси — циркон, рутил, сфен. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований и каолинита. Слои 4—6 включают генетический тип: фораминиферосодержащий наннопланктонный ил от светло-серого до зеленовато- и желтовато-серого цвета. В легкой фракции характерно наличие кварца и полевых шпатов, представленных неизмененным альбитом и эпидотизированными основными плагиоклазами. Присутствуют также слюда, единичные зерна цеолитов, обломки бесцветного вулканического стекла остроугольной и волокнистой формы. В тяжелой фракции содержатся циркон, сфен, лейкоксен, рутил, а также обломки пироксенов и эпидотов. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований и каолинита.

Нижняя часть верхнего миоцена (слои 7—10) относится к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации; генетический тип — нанномержель (слои 7, 8) с редкими ходами илоедов. В легкой фракции присутствуют обломки кварца, плагиоклаза, микроклина, чешуйки мусковита и обломки вулканического стекла. В тяжелой фракции содержатся зерна амфибола, пироксена, эпидота,

Глубина, м	Возраст	№ слоя	Литологическая характеристика по литологии	Текстура	Фация	Макрофация			
50	Плейстоцен	1-3	[Литологическая характеристика по литологии]	[Текстура]	Органогенный, органогенно-глинистый осадок зоны спокойной седиментации	Осадок зоны глубоководной океанической седиментации			
100	Ранний плиоцен	4							
150	Поздний миоцен	5-9							
200									
250	Средний миоцен	10-14	[Литологическая характеристика по литологии]	[Текстура]	Алеврита-глинистый осадок зоны спокойной седиментации	Осадок зоны относительно глубоководной океанической седиментации			
300	Ранний миоцен	15-18							
350	Ранний миоцен-средний зоцен	19-22							
		Средний зоцен			23-26				
400	Средний-ранний зоцен	27-30							
		Средний зоцен			31-48				
450	Ранний зоцен	31-48			[Литологическая характеристика по литологии]		[Текстура]	Глинистый осадок зоны спокойной седиментации	Осадок мелководной морской седиментации
500									
650	Поздний мел	49-63	[Литологическая характеристика по литологии]	[Текстура]		Алеврита-глинистый осадок зоны волнений		Осадок зоны прибрежного морского мелководья	
700									
750									
800									
850									
900			[Литологическая характеристика по литологии]	[Текстура]	Углистый осадок зоны спокойной седиментации				
950									
1000									

Р и с. 4. Литолого-фациальный разрез скв. 368

турмалина, сфена, лейкоксена, циркона, рутила, анатаза, брукита. Глинистая фракция сложена смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюда-хлорит, монтмориллонит-гидрослюда, а также хлоритом, каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Слои 9, 10 – это генетический тип: нанномергель от светло-серого до желтовато-коричневого, с прослоями наннопланктонной коричнево-серой глины. В составе легкой фракции в верхней части интервала содержатся кварц, полевые шпаты, обломки стекол, в тяжелой фракции – пироксен (диопсид), амфибол, циркон, сфен,

рутил, пирит и турмалин. В глинистой фракции присутствуют агрегаты монтмориллонит-гидрослюда-хлорит.

Средний миоцен (слои 11–14) включает фацию органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип (слои 11–13): глина алевритистая, с горизонтальной слоистостью и прослоями нанноила и нанномергеля. В легкой фракции присутствуют обломки кварца, прозрачного вулканического стекла, мусковита, полевых шпатов, в тяжелой — циркон, турмалин, сфен, рутил, глауконит, пирит, пироксен, амфибол и эпидот (цоизит). В низах интервала в тяжелой фракции появляются дополнительно обломки кислых эффузивов и карбонатов типа доломита; в этом случае в легкой фракции наряду с угловатыми обломками кислых вулканических стекол присутствуют обломки основных стекол зеленоватого цвета с пузыристыми включениями и рудной пылью. Глинистая фракция рассматриваемого интервала сложена смешаннослойными образованиями: монтмориллонит-гидрослюдой, гидрослюдой и каолинитом.

Слой 14 представляет собой генетический тип: нанномергель, содержащий значительную примесь вулканического пепла, приуроченного к прослоям мергеля мощностью 2–18 см. При этом в легкой фракции содержатся кварц, вулканическое стекло кислого и основного состава, мусковит. В тяжелой фракции присутствуют пирит, циркон, рутил, сфен, эпидот, пироксен и амфибол.

Верхний нижнего миоцена относятся к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации (слои 15; 16). Это генетический тип: нанномергель зеленовато-серый, участками голубовато-серый, с прослоями радиоляриевой глины. Порода интенсивно перемята, и первичная горизонтальная слоистость присутствует в виде реликтов. В легкой фракции содержатся обломки вулканического стекла, кварца и плагиоклаза, в тяжелой — пирит, циркон, сфен, турмалин, рутил, пироксен, амфибол, эпидот. Глинистая фракция сложена смешаннослойными агрегатами хлорит-монтмориллонита и каолинитом.

Нижний миоцен-средний эоцен (слои 17–22) относятся к фации алеврито-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип: глина алевритистая, серовато-голубовато-зеленая, горизонтальнослоистая, пластичная, с обилием конкреций пирита. Отдельные прослои пропитаны гидроокислами железа и марганца, в небольшом количестве присутствуют расположенные горизонтально ходы илоедов, количество которых несколько повышено в низах интервала. В легкой фракции присутствуют кварц, полевые шпаты, мусковит, в тяжелой — пирит, циркон, сфен, рутил. Глинистая фракция в верхней части сложена палыгорскитом совместно с монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями и каолинитом. Ниже по разрезу палыгорскит исчезает и наряду с указанными минералами появляются гидрослюда и монтмориллонит.

Средний эоцен-верхний мел включают фации глинистых осадков зоны спокойной седиментации (слои 23–32) и алеврито-глинистых глубоководных осадков зоны морских волнений (слои 33–48). Первой фации соответствуют два генетических типа. Первый — аргиллит (слои 23–27) плотный, серовато-голубовато-зеленый, с прослоями темно-зеленого аргиллита. Включения более темного материала содержатся в виде пятен, линз и штрихов. Характерны горизонтальные ходы илоедов и четкая горизонтальная слоистость. По всему интервалу распределены пятна гидроокислов железа и марганца, а также прослои глинистого вещества, пропитанные гидроокислами железа и марганца; по отдельным глинистым прослоям развивается пирит. В легкой фракции присутствуют единичные обломки кварца и полевых шпатов. В глинистой фракции преобладает палыгорскит и в виде следов присутствует монтмориллонит.

В низах интервала (слои 28–32) развит второй генетический тип: чередование прослоев темно-зеленовато-серых и светло-серых аргиллитов с четкой горизонтальной слоистостью. Периодически повторяются прослои с повышенным содержанием ходов илоедов, расположенных по горизонтальному наслоению и косо к нему. По всему интервалу равномерно распределены прослои кремней и крупные конкреции пирита. В легкой фракции присутствует кварц, в тяжелой — доломит. Глинистая фракция

сложена преимущественно палыгорскитом; наряду с ним присутствуют сепиолит, монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые агрегаты. В низах слоя глинистая фракция состоит только из палыгорскита.

Слои 33—47 относятся к отложениям второй фации, которой соответствует генетический тип: аргиллит зеленовато-серый, с полого-волнистой мелкой прерывистой слоистостью и окремненными прослоями; их количество постепенно увеличивается вниз по разрезу. Эпизодически наблюдаются ходы илоедов, преимущественно крупные вертикальные; по ним часто развиваются гидроокислы железа и марганца. Легкая фракция сложена кварцем, полевым шпатом, тяжелая — пиритом; глинистая фракция представлена палыгорскитом и сепиолитом.

Нижний интервал разреза (слои 38—43) — генетический тип: аргиллит темно-зеленый, ритмически чередующийся с прослоями аргиллитов светло-зеленовато-серых. В последних присутствуют тонкие прослои глинистого вещества, сплошные и прерывистые, часто покрытые пленкой гидроокислов железа и марганца, подчеркивающей полого-волнистую мелкую прерывистую штриховатую слоистость. Наблюдаются редкие ходы илоедов, часто окремненные. Легкая фракция сложена обломками кварца и плагиоклаза, тяжелая — пиритом. Глинистые минералы — палыгорскит и сепиолит.

Слои 44—47 включают генетический тип: аргиллит темно-оливково-серый, чередующийся с прослоями аргиллита зеленовато-оливково-серого, содержащего примесь песчано-алевритового материала с косо-волнистой мелкой прерывистой штриховатой слоистостью. Отдельные прослои глинистого вещества обогащены пиритом. Присутствуют единичные ходы илоедов. Легкая фракция состоит из обломков кварца, в тяжелой содержится доломит. Глинистая фракция сложена сепиолитом и палыгорскитом; в нижней части наряду с ними появляются монтмориллонит-гидрослюдистые образования и монтмориллонит.

Верхний мел включает отложения двух фаций — алеврито-глинистых осадков зоны морских волнений (слои 48—56) и углистых осадков зоны спокойной седиментации (слои 57—60).

Фация алеврито-глинистых осадков морских волнений включает ряд генетических типов: аргиллит однородный, темно-красновато-коричневый, чередующийся с прослоями аргиллитов серовато-голубовато-зеленых. Слоистость полого-волнистая, мелкая, прерывистая штриховатая. В легкой фракции присутствуют кварц и полевые шпаты, в тяжелой — пирит, сфен и лейкоксен, в глинистой — смешаннослойные образования гидрослюда—монтмориллонит, монтмориллонит—гидрослюда, каолинит, гидрослюда и монтмориллонит.

Ниже (слой 53) развит генетический тип: аргиллит зеленовато-серый, чередующийся с прослоями крупнозернистого зеленовато-серого алевролита и красновато-коричневого аргиллита. В пределах прослоев аргиллитов наблюдаются полого-волнистая мелкая прерывистая слоистость и единичные ходы илоедов, выполненные песчаным и алевритовым материалом. В легкой фракции присутствуют кварц и полевые шпаты, в тяжелой — пирит, сфен, лейкоксен, циркон, эпидот, в глинистой — палыгорскит и монтмориллонит.

Слои 54 и 55 представляют собой генетический тип: аргиллит зеленовато-серый, с редкими прослоями темно-зеленого аргиллита с полого-волнистой мелкой прерывистой слоистостью и ходами илоедов, выполненными мелкоалевритовым материалом. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит и глауконит. Слой 56 генетический тип: аргиллит алевритистый, темно-зеленовато-серый, с обилием ходов илоедов, выполненных песчано-алевритовым материалом. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит, гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюдистые образования и в виде следов — каолинит.

К фации углистых осадков зоны спокойной седиментации относится генетический тип (слои 57, 58): аргиллит темно-зеленовато-серый, горизонтальнослоистый, с прослоями красно-коричневого аргиллита и тонкими прослоями углистого аргиллита, подчеркивающими горизонтальную слоистость. В легкой фракции присутствуют кварц, полевые шпаты (микроклин и альбит), в тяжелой — пирит, сфен, циркон, в глинистой —

гидрослюда, хлорит, каолинит и монтмориллонит-гидрослюдистые агрегаты. Слой 59 представляет собой генетический тип: чередование прослоев темно-зеленовато-серого крупнозернистого алевролита с углистым аргиллитом. Участками наблюдаются тонкие прослои мелкопесчаного материала и единичные ходы илоедов. По всему слою равномерно распределены мелкие конкреции пирита. В легкой фракции содержатся зерна кварца и полевого шпата, в тяжелой — пирит, сфен, циркон, рутил, в глинистой — гидрослюда, хлорит и монтмориллонит-гидрослюдистые образования. Слой 60 — генетический тип: аргиллит углистый, черный, скрытогоризонтальнослоистый, с редкими прослоями алевритового материала и ходами илоедов.

\* \* \*

Таким образом, породы, слагающие скважину, имеют резко различный вещественный состав. Специфика процессов осадконакопления в пределах данного поднятия определяется преимущественным поступлением терригенного материала со стороны Сенегала. В начальную стадию развития — конец позднего мела — в условиях спокойной седиментации формировались алеврито-глинистые осадки, обогащенные углистым веществом. При этом происходило интенсивное поступление растительного материала непосредственно с континента, одновременно с широким набором глинистых минералов — гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами и каолинитом. Кроме того, с суши поступал материал алевритовой размерности. В указанный период условия седиментации были относительно мелководными. В дальнейшем алеврито-глинистые осадки накапливались в условиях слабой динамики водной среды. В составе глинистых минералов в отличие от предыдущей ассоциации присутствуют палыгорскит и монтмориллонит.

В конце позднего мела — конце среднего эоцена происходило углубление бассейна седиментации. Осадки накапливались под воздействием слабых течений, при этом осаждался алеврито-глинистый материал и формировалась ассоциация глин — палыгорскит, сепиолит, монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюда, а затем палыгорскит-сепиолит.

В конце эоцена в условиях спокойной седиментации накапливались глинистые осадки с палыгорскитом и монтмориллонитом. В следующий период формировались алеврито-глинистые осадки в спокойных условиях со слабой переработкой роющими организмами. При этом возникала глинистая фракция, состоящая из монтмориллонита-гидрослюды, палыгорскита, каолинита, монтмориллонита и гидрослюды.

Начиная с раннего миоцена формируются органогенные и органогенно-глинистые осадки в условиях спокойной седиментации. Чередование илов, мергелей и алеврито-глинистых осадков в период голоцен — ранний миоцен говорит о смещении фациальных зон вследствие миграции береговой линии. Появление устойчивых мергелей указывает на относительное обмеление и приближение береговой линии.

Для этого периода характерна примесь вулканогенного материала, что выражается в присутствии в минеральной части обломков вулканических стекол, а также обломков пироксенов и амфиболов. В отложениях среднего миоцена отмечаются прослои, в значительной мере обогащенные пирокластикой, что указывает на более интенсивное поступление вулканогенного материала в это время. Глинистая фракция при этом состоит из монтмориллонит-гидрослюдистых агрегатов, гидрослюды и каолинита. В заключительный этап в условиях спокойной седиментации накапливались нанноилы с каолинитом и монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами.

### *Скважина 370*

В отложениях, вскрытых скв. 370, преобладают глинистые осадки с примесью алевритового и песчаного материала. Осадконакопление в пределах впадины Марокко определялось воздействием терригенного сноса с Африканского континента (рис. 5).

Плейстоцен-средний миоцен (слои 1–3) представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствуют три

Глубина, м	Возраст	№ блок	Литологическая характеристика	Фац и я	Макрофац и я
	Пleistocen	1			
100	Поздний-средний миоцен	2-3		Органогенных осадков зоны спокойной седиментации	Осадков зоны океанического глубоководья
200					
300	Ранний миоцен	4		Органогенно-глинистые осадков зоны деятельности шлюфов	Осадков зоны прибрежно-океанического подвижного мелководья
	Поздний миоцен	5			
400	Поздний зоцен	6		Алеврито-глинистые осадков зоны морских волнаний	
500	Средний зоцен	7-12			
600	Ранний зоцен	13-17			
	Поздний палеоцен	18-19			
700	Поздний альб	20-26		Алеврито-глинистые осадков зоны спокойной седиментации	Осадков зоны прибрежно-морского мелководья
	Альб	27			
800	Поздний апт	28-31		Алеврито-глинистые осадков зоны морских волнаний	Осадков зоны камьона
	Неоком и апт	32			
	Баррем	33			
900	Неоком	Валанжэн		Алеврито-глинистые осадков зоны активной динамики водной среды	
1000					
1100					
	Берриас	49-51		Органогенно алеврито-глинистые осадков зоны активной динамики водной среды	
1200				Алеврито-глинистые осадков зоны активной динамики водной среды	

Рис. 5. Литолого-фациальный разрез скв. 370

генетических типа: глинистые наннопланктонные илы зеленовато-серые, пластинчатые, с примесью терригенных зерен и горизонтальной слоистостью (слой 1); глинистые наннопланктонные илы зеленовато-серые, мягкие, пластичные, с частыми прослоями песчано-глинистого темно-зеленовато-серого нанномергеля (слой 2); наннопланктонные илы плотные, однородные, зеленовато-серые, пластичные, скрытогоризонтально-слоистые, чередующиеся с прослоями алевролитов серовато-оливковых, с примесью песчаного материала. В легкой фракции осадков данной фации присутствуют кварц, глауконит, полевые шпаты, в тяжелой — пирит, циркон, турмалин, сфен; глинистая фракция сложена гидрослюдой и хлоритом.

Н и ж н и м и о ц е н (слой 4) относится к фации органогенно-глинистых осадков зоны деятельности илоедов. Ей отвечает генетический тип: глина наннордиоляриевая, светло-оливково-серая, чередующаяся с прослоями нанномергеля светло-зеленовато-серого. Слоистость горизонтальная, нарушена ходами илоедов. В нижней части слоя наблюдаются тонкие прослойки песчаного материала. В легкой фракции отмечаются обломки кварца, вулканического стекла, глауконита и кальцита, в тяжелой — присутствует пирит; глинистая фракция сложена гидрослюдой, монтмориллонитом и хлоритом (следы).

О л и г о ц е н — э о ц е н представлены отложениями фации алеврито-глинистых осадков зоны морских волнений (слои 5—17). Генетический тип: алевритистая глина с прослоями песчаного нанномергеля и ходами илоедов. Характерна полого-волнистая мелкая сплошная и мелкая прерывистая, участками линзовидная слоистость. В пределах слоя наблюдаются единичные пятна гидроокислов железа и марганца. В легкой фракции присутствуют кварц, глауконит, мусковит, полевой шпат, халцедон, кальцит, в тяжелой — пирит, лейкоксен, сфен, циркон. В глинистой фракции содержатся смешанно-слойные образования монтмориллонит—хлорит.

Слои 6 и 7 — генетический тип: алевритовая глина наннопланктонная, с мелкой ко-сой сходящейся слоистостью, подчеркивающейся прослоями песчаного материала. Наблюдаются включения плоских галек и редкие ходы илоедов.

Слои 8—13 — генетический тип: аргиллит алевритистый, с прослоями, обогащенными песчано-алеваитовым материалом, единичными ходами илоедов и линзами кремнистого вещества. Характерна линзовидная, участками полого-волнистая мелкая прерывистая слоистость. В легкой фракции в значительном количестве присутствуют кварц и полевые шпаты, зерна кальцита, а также обломки вулканического стекла. Тяжелые минералы представлены цирконом, турмалином, сфеном, пиритом и лейкоксом. Глинистая фракция состоит из монтмориллонита, смешаннослойных образований — хлорит—гидрослюда, монтмориллонит—гидрослюда, а также гидрослюды, хлорита и палыгорскита.

Слой 14—16. — генетический тип: алевролит глинистый, оливково-серый, однородный плотный, с полого-волнистой слоистостью, чередующийся с прослоями крупнозернистого алевролита и мелкозернистого песчаника; участками наблюдаются линзовидные включения песчаного материала и линзы кремней. В легкой фракции содержатся кварц, плагиоклаз, вулканическое стекло, глауконит, в тяжелой — пирит, в глинистой присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые, хлорит-гидрослюдистые агрегаты и хлорит.

Слой 17 — генетический тип: наннопланктонный аргиллит светло-серый, с прослоями алевролитов. Легкая фракция сложена кварцем, плагиоклазом, обломками вулканического стекла, кристаллами кальцита, чешуйками мусковита и глауконитом, тяжелая — пиритом, рутилом, лейкоксом, сфеном.

В е р х н и й п а л е о ц е н включает отложения фации алеврито-глинистых осадков зоны спокойной седиментации (слои 18, 19). Слой 18 — генетический тип: наносодержащий аргиллит светло-оливково-серый, чередующийся с прослоями крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с полого-волнистой мелкой сплошной, приближающейся к горизонтальной, участками линзовидной слоистостью и с прослоями кремней. В легкой фракции содержатся обломки кварца, вулканического стекла и зерна кальцита, в тяжелой — пирит и сфен. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, палыгорскитом, сепиолитом, хлоритом.

Слой 19 – генетический тип: нанносодержащий аргиллит светло-серый, с маломощными прослоями мергелей, с полого-волнистой слоистостью. Легкая фракция состоит главным образом из обломков вулканического стекла, а также кварца, плагиоклаза, глауконита и слюды, в тяжелой присутствуют пирит и лейкоксен. Глинистая фракция сложена монтмориллонитом, палыгорскитом, хлорит-гидрослюдистыми образованиями и хлоритом.

В е р х н и й а л ь б (слои 20–26) относится к отложениям фации алеврито-глинистых осадков зоны спокойной седиментации; генетический тип: нанносодержащий аргиллит плотный, однородный, темно-зеленовато-серый, горизонтальнослоистый, с тончайшими загипсованными прослоями и конкрециями пирита. В легкой фракции присутствуют кварц, вулканическое стекло, глауконит, слюда и кальцит, в тяжелой – пирит, рутил, циркон, биотит, лейкоксен. Глинистая фракция сложена монтмориллонитом, монтмориллонит-гидрослюдистыми, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми и хлорит-гидрослюдистыми образованиями и каолинитом.

А л ь б – а п т (слои 27–32) относятся к фации алеврито-глинистых осадков зоны – активной динамики водной среды. Эта фация включает ряд генетических типов. Слой 27–30 – генетический тип: аргиллит алевритистый, зеленовато-серый, с горизонтально-волнистой слоистостью, с прослоями аргиллитов однородных, обогащенных органическим веществом. Первичная слоистость в значительной степени нарушена ходами илоедов, по которым обычно развиты конкреции пирита. В легкой фракции присутствуют кварц, вулканическое стекло, глауконит, кальцит, мусковит, в тяжелой – пирит. Глинистая фракция сложена гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом и хлоритом.

Слой 31 представляет собой генетический тип: наннопланктонный аргиллит алевритистый, однородный, скрытогоризонтальнослоистый, темно-зеленовато-серый, чередующийся с прослоями темно-оливковых и серовато-голубовато-зеленых аргиллитов с полого-волнистой мелкой прерывистой и полого-волнистой сплошной, участками мелкой косой взаимосрезающейся слоистостью. Присутствуют частые прослои алевритового материала и редкие ходы илоедов. В легкой фракции содержатся кварц, вулканическое стекло, мусковит, глауконит, кальцит, в тяжелой – пирит, в глинистой – гидрослюда, монтмориллонит и каолинит.

Слой 32 – генетический тип: аргиллит алевритистый, темно-оливковый, содержащий частые прослои крупнозернистых алевролитов с примесью песчано-гравийного и мелкогалечного материала с горизонтально-волнистой, участками линзовидной слоистостью. В низах интервала наблюдается мелкая косая взаимосрезающаяся слоистость. В легкой фракции присутствуют кварц, вулканическое стекло, глауконит, мусковит, в тяжелой – пирит, в глинистой – монтмориллонит-гидрослюдистые образования, гидрослюда и каолинит.

Н е о к о м (слои 33–51) включает фацию алеврито-глинистых осадков зоны активной динамики водной среды, которой соответствуют генетические типы.

Слои 33–37 – генетический тип: аргиллит наннопланктонный, темно-оливковый, скрытогоризонтальнослоистый, чередующийся с крупнозернистым алевролитом и мелкозернистым светло-серым скрытогоризонтальнослоистым песчаником с тончайшими прослоями глинистого вещества. Характерна полого-волнистая сплошная, участками мелкая косая взаимосрезающаяся слоистость. Прослои аргиллита обычно содержат примесь алевритового материала, подчеркивающего полого-волнистую мелкую прерывистую и косую взаимосрезающуюся слоистость. В легкой фракции содержатся кварц, обломки вулканических стекол, глауконит, кристаллы кальцита и мусковит, в тяжелой – пирит, в глинистой – гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и хлорит.

Слой 38 – чередование прослоев алевритистого мергеля серовато-оливково-зеленого и аргиллита однородного, с включениями крупноалевритового материала. Отчетливо выражена слоистость: полого-волнистая мелкая сплошная, полого-волнистая мелкая прерывистая штриховатая, линзовидная, а также мелкая косая одно- и разнонаправленная. В легкой фракции присутствуют кварц, вулканическое стекло, глауконит,

кальцит, хлорит, в тяжелой — пирит, в глинистой — гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, хлорит.

Слои 39—41 — генетический тип: наннопланктонный мергель оливково-серый, однородный, с прослоями и линзами крупноалевритового материала с горизонтально- и линзовидно-волнистой слоистостью; участками в пределах алевритовых прослоев наблюдается мелкая косая однонаправленная штриховатая сходящаяся слоистость. Отдельные прослои мелкопесчаного материала характеризуются ритмической сортировкой, при этом отчетливо наблюдается утонение материала от мелкопесчаного до крупноалевритового и далее до мелкоалевритового. В легкой фракции содержится кварц, плагиоклаз, вулканическое стекло, глауконит, мусковит, кальцит, в тяжелой — пирит. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом и хлоритом.

Слой 42 — наносодержащий мергель оливково-серый, с прослоями крупно- и мелкоалевритового материала с полого-волнистой сплошной и полого-волнистой мелкой прерывистой штриховатой, участками косо-волнистой мелкой однонаправленной сходящейся слоистостью. Присутствуют редкие прослои песчано-гравийного материала, ориентированные по горизонтальному наслоению. В легкой фракции содержатся кварц, вулканическое стекло, мусковит, глауконит, кальцит, в тяжелой — пирит, циркон и пирролюзит. Глинистая фракция сложена гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом и хлоритом.

Следующий генетический тип — слои 43, 44 — представляет собой аргиллит наносодержащий, оливково-серый, однородный, с прослоями алевритового материала, подчеркивающего полого-волнистую мелкую прерывистую и сплошную, участками линзовидную слоистость. В глинистой фракции присутствуют гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит и хлорит-гидрослюдистые агрегаты.

Слои 45, 46 — аргиллит серовато-коричневый, с прослоями алевритов с полого-волнистой мелкой прерывистой и полого-волнистой мелкой сплошной слоистостью (слои 45, 46). Его сменяет генетический тип (слой 47): алеврит крупнозернистый, чередующийся с прослоями мелкозернистого, с четко выраженной мелкой косой однонаправленной слоистостью. В составе минеральной части отложений данной фации в легкой фракции содержатся кварц, глауконит, мусковит, кальцит и обломки вулканического стекла, в тяжелой — пирит и пирролюзит. Глинистые минералы представлены гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом.

Фация органогенно-алеврито-глинистых осадков зоны активной динамики водной среды (слои 48—50) включает генетический тип (слой 48): наннопланктонный мергель алевритистый, серовато-оливковый, с частыми прослоями наннопланктонного мергеля глинистого, серовато-коричневого, с полого-волнистой мелкой прерывистой слоистостью. Другой генетический тип (слои 49, 50) — наннопланктонный аргиллит темно-оливковый, чередующийся с алевритом крупнозернистым, с полого-волнистой мелкой прерывистой и полого-волнистой мелкой сплошной слоистостью. В легкой фракции присутствуют кварц и глауконит, в тяжелой — пирит и пирролюзит, в глинистой — гидрослюда, монтмориллонит и каолинит.

Низы разреза (слой 51) относятся к фации алеврито-глинистых осадков зоны активной динамики водной среды. Это генетический тип: аргиллит с примесью алевритового материала, содержащего частые прослои алеврита крупнозернистого, с мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, участками переходящей в мелкую разнонаправленную, сходящуюся. В легкой фракции содержатся кварц, вулканическое стекло, мусковит и кальцит, в тяжелой — пирит, циркон, в глинистой — гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, хлорит.

\* \* \*

Таким образом, для разреза скважины, пробуренной в глубоководной впадине Марокко, установлено, что в период неокома осадки формировались в условиях активной динамики водной среды. При этом происходил постоянный привнос терригенного материала по глубоководному желобу — каньону с Африканского континента. Наряду с этим в небольшом количестве материал привносился эоловым путем и за счет

карбонатных осадений организмов. Привнос по каньону обуславливал динамику процесса осадконакопления, что привело к накоплению осадков с косою разнонаправленной, редко однонаправленной слоистостью, со значительной примесью песчано-гравийного материала и с пестрым составом глинистой фракции, содержащей каолинит, гидрослюда и монтмориллонит.

В этот же период осадкообразование происходило в относительно мелководных условиях вблизи Африканского континента. Начиная с раннего апта осадки накапливались в условиях значительно ослабленной динамики потока при углублении бассейна седиментации, удалении его от континента и уменьшении количества грубого материала, поступающего с континента. Это отразилось в уменьшении содержания алевроитовой составляющей в осадках, в изменении характера слоистости, появлении полого-волнистой, реже — мелкой косою штриховатой слоистости и в изменении состава глинистых минералов, представленных гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями.

В альбе—раннем палеоцене осадки накапливались в условиях спокойной седиментации, при этом образовывались монтмориллонит—гидрослюда, монтмориллонит и каолинит, сменяющиеся вверх по разрезу монтмориллонитом, палыгорскитом и сепиолитом. С раннего эоцена и до начала среднего миоцена формирование осадков происходило в условиях слабой динамики водной среды. Для эоцена характерна ассоциация глинистых минералов, состоящая из смешаннослойных образований гидрослюды и палыгорскита, а для нижнего миоцена — из гидрослюды, хлорита и гидрослюды—монтмориллонита.

В среднем миоцене—плейстоцене осадки накапливались в условиях спокойной седиментации с гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями в глинистой фракции. Необходимо отметить, что минеральный состав тяжелой и легкой фракций в целом постоянный и однообразный: в тяжелой — это пирит, в небольшом количестве циркон, турмалин, сфен и лейкоксен, в легкой — кварц и вулканическое стекло.

### *Скважина 367*

Разрез, вскрытый скв. 367, сложен в основном глинистыми и алевроито-глинистыми осадками (рис. 6).

П л е й с т о ц е н — п л и о ц е н (слои 1—5) представлены отложениями фации органо-генно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Слои 1—4 представляют собой генетический тип: наннофораминиферово-радиоляриевый мергель с прослоями алевроитистого материала. Порода серовато-коричневая, местами оливковая, интенсивно перемятая; при этом наблюдается внедрение участков различной окрашенной породы в основную массу серовато-коричневых тонов. Различно окрашенные прослои интенсивно изогнуты и образуют микроскладки, очертания которых размыты и сливаются с основной массой песка, а также с прослоями глинистого наносодержащего песка. Слой 6 — генетический тип: песок кварцевый, сильно перемятый, с прослоями наннопланктонного мергеля. Порода желтовато-коричневая, интенсивно перемятая, содержит включения глинистой массы серовато-голубоватого цвета. Примесь песчаного материала в отложениях указанной фации, вероятно, имеет золотое происхождение.

М и о ц е н — е р х н и й э о ц е н охватывают отложения двух фаций. Фации алевроито-глинистых осадков зоны крутого склона (слои 6—8) соответствует генетический тип: алевроитистая глина темно-зеленовато-серая, интенсивно перемятая (слои 6—7). Другой генетический тип — глина радиоляриево-диатомовая (слой 8). Это чередование зеленовато- и темно-серых прослоев глины; с характерной горизонтальной, участками слегка волнистой слоистостью. По всему слою 8 наблюдаются ходы илоедов. В нижней части этого слоя среди основной массы породы присутствуют брекчированные участки с текстурами дробления и вторичной цементацией; наблюдается огибание дроблеными частицами центральных участков. Эти текстуры отражают оползневые явления в стадии седиментогенеза. Слой 9 относится к фации глинистых осадков зоны спокойной

Глубина, м	Возраст	№ слоя	Литологическая характеристика	Фац и я	Макрофац и я
	Плейстоцен	1-2		Органогенно-глинистые осадков зоны спокойной седиментации	Осадков зоны океанического глубоководья
100	Плиоцен	3-5			
200	Миоцен	6			
300	Поздний эоцен	7-8		Алеврито-глинистые осадков зоны крутого склона	Осадков относительно глубоководной морской зоны
	Средний эоцен	9-10			
400	Ранний эоцен	11-14		Глинистые осадков зоны спокойной седиментации	
	Палеоцен	15			
500					
600	Поздний мел	16-18		Алеврито-глинистые осадков зоны крутого склона	Осадков относительно мелководной морской зоны
	Сеноман	19-21			
700	Альб	22			
	Ранний альб	23			
800	Поздний альб	23			
	Ранний апт	24			
900	Баррем	24			
	Мел	25-30		Органогенных осадков с прослоями глины зоны спокойной седиментации	

Р и с. 6. Литолого-фациальный разрез скв. 367

седиментации; генетический тип: глина зеленовато-серая с прослоями темно-коричневой; последние имеют извилистые очертания. Для отложений характерно наличие линз кремней и примесь цеолитов. По всему интервалу наблюдаются редкие ходы шлоедов.

Средний-нижний эоцен (слои 10-14) представлены отложениями фации глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Это генетический тип: глина зеленовато-серая, с прослоями темно-коричневой и тончайшими прослоями песчаного материала, подчеркивающими мелкую прерывистую штриховатую слоистость (слои

10, 11). В большом количестве содержатся линзовидные кремнистые стяжения и цеолиты. К прослоям глины приурочены частые ходы илоедов. Слои 12–14 представляют собой генетический тип: глина светло-зеленовато-серая, чередующаяся с темно-коричневой. Для прослоев характерна четкая горизонтальная слоистость. По всему интервалу наблюдаются скопления ходов илоедов, приуроченных преимущественно к прослоям темно-коричневой глины и выполненных обычно светло-серым материалом. Характерно также наличие кремнистых стяжений и цеолитов.

П а л е о ц е н - в е р х н и й м е л включает отложения фаши алеврито-глинистых осадков зоны крутого склона (слои 15–17). Это генетический тип: алевритистая глина (слои 15, 16) серовато-голубовато-зеленая, с тонкими прослоями светло-серой и красновато-коричневой; характерны также текстуры взмучивания и оползания. Слой 17 – генетический тип: аргиллиты серовато-голубоватые, чередующиеся с аргиллитами темно-коричневого цвета с элементами горизонтальной слоистости, однако первичная текстура нарушена, темные прослои интенсивно внедряются в серую массу и образуют в ней самостоятельные изолированные включения. Слой 18 относится к фаши алеврито-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Это генетический тип: аргиллит темно-коричневый, плотный, скрытогоризонтальнослоистый, с тончайшими прослоями более светлого глинистого материала, подчеркивающими горизонтальную слоистость.

С е н о м а н - а л ь б - а п т - б а р е м включают фашию алеврито-глинистых осадков зоны крутого склона (слои 19–24). Слои 19, 20 представляют собой генетический тип: аргиллит темно-коричневый, с прослоями кварцевого песка и горизонтальной слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания и оползания. Слои 21, 22 – генетический тип: аргиллит темно-коричневый с участками породы, раздробленной в мелкую угловатую крошку и сцементированной дробленой глинистой массой. Участки дробления чередуются с участками с горизонтальной прерывистой слоистостью, подчеркиваемой прослоями мелкоалевритового материала, а также с прослоями, в пределах которых различно окрашенные слои характеризуются загнутыми краями наподобие сундучных складок. Слои 23, 24 – генетический тип: аргиллит темно-коричневый с прослоями алевролитов мелкозернистых, серых, со скрытогоризонтальной слоистостью, с участками брекчирования и редкими ходами илоедов.

Н и ж н и й м е л (слои 25–30) включает фашию органогенных осадков с прослоями глины зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип (слои 25, 26): известняк светло-серый, нанносодержащий, с тончайшими прослоями темно-серого глинистого вещества и прослоями серовато-коричневых известковистых аргиллитов с редкими ходами илоедов, выполненных глинистым веществом. Довольно отчетливо выражена тонкая горизонтальная слоистость. Слой 27 – генетический тип: известняк нанносодержащий, плотный, однородный, светло-серый, с редкими тонкими прослоями глинистого вещества и единичными ходами илоедов, а также с прослоями мергелей оливково-серых с тончайшими прослоями глинистого вещества и четкой горизонтальной слоистостью. Слой 28 представляет собой генетический тип: мергель нанносодержащий, с тончайшими прослоями глинистого вещества, горизонтальной слоистостью и прослоями известняка скрытогоризонтальнослоистого. Слой 29 – генетический тип: известняк нанносодержащий, светло-серый, с тончайшими прослоями глинистого вещества, подчеркивающими горизонтальную слоистость, и прослоями нанномергеля горизонтальнослоистого, буровато-коричневого. Слой 30 – генетический тип: известняк нанносодержащий, с прослоями аргиллита темно-красного, горизонтальнослоистого и зоной тектонической брекчи, окаймляемой стилолитовыми швами.

\* \* \*

Разрез, вскрытый скв. 367, характеризует специфику процесса осадконакопления в пределах глубоководной впадины. Фашиальный состав и текстура осадков показывают, что их накопление происходило в основном на относительно крутых склонах. В верхнем мелу это привело к тому, что сформировались осадки с текстурами оползания, взмучивания, смятия. Начиная с сеномана процессы осадконакопления осуществлялись в условиях слабой динамики водной среды, что характеризует, очевидно, не-

которое выполаживание склона. Однако с альба вновь появляются текстуры оползания с элементами огибания или провала, что, вероятно, связано с сейсмическими колебаниями. В дальнейшем до конца позднего мела существовали условия спокойной седиментации, при этом наряду с осаждением карбонатного материала происходил слабый привнос терригенного вещества, что приводило к образованию известняков с прослоями глины и мергелей, приобретающих горизонтальную слоистость. Участками встречены текстуры конкреционного типа. В последующий период, до конца раннего мела, бассейн седиментации углубляется и образуется глубоководная впадина. Процессы осадконакопления были достаточно медленными, а углы наклона довольно крутыми, что привело к формированию текстур оползания. Накапливались преимущественно глинистые осадки с текстурами взмучивания, зонами брекчирования и следами жизнедеятельности илоедов. С конца позднего мела до конца среднего эоцена в условиях спокойной седиментации формировались глинистые осадки с цеолитами. Обилие цеолитов в этих отложениях обусловлено быстрым захоронением и активным процессом гальмиролиза, а не длительным процессом воздействия гидростатического столба воды. С начала позднего эоцена осадки накапливались также в пределах крутого склона конседиментационной впадины. Для верхов разреза эоцена характерны более крутые углы наклона слоев ( $35-40^\circ$ ), для нижнего интервала эоцена — менее крутые. Верхи эоцена представляют собой верхнюю часть крутого склона. В заключительный отрезок времени карбонатная садка подавляла терригенный привнос, при этом осадкообразование происходило также во впадине с крутыми склонами.

\* \* \*

Таким образом, изучение осадочных образований интервала разреза от мела до голоцена в пределах восточной части Атлантики вдоль северо-западной оконечности Африки позволило по смене фаций и минерального состава отложений восстановить весь ход осадконакопления, выявить специфику процессов седиментации в различных структурно-фациальных зонах и попутно решить ряд вопросов, относящихся к общим проблемам развития Атлантики.

1. На основании анализа фациального состава меловых осадков изученных нами разрезов установлены их относительно мелководный генезис и близость питающей провинции. Это доказывается преимущественно алеврито-глинистым составом осадков, реже — карбонатным, с повышенным содержанием глинистого вещества и обломочным характером органики. Установлено, что в меловое время изученные разрезы располагались в относительной близости от Африканского континента. При этом со стороны Сенегала и Марокко интенсивно поступал терригенный материал с Африканского континента. Относительно мелководные условия в пределах бассейна Марокко сохранялись до апта, в пределах континентального склона Западной Сахары — до сантона, в районе островов Зеленого Мыса — до середины позднего мела и в пределах Сьерра-Леоне — до палеоцена. В дальнейшем повсеместно имело место общее углубление бассейна седиментации в связи с общим опусканием региона, на что указывает общая смена фациальных комплексов в пределах всех изученных разрезов на фации более глубоководных осадков.

2. На основании изучения текстурных признаков, и в первую очередь характера слоистости, установлено, что динамика среды осадконакопления не была постоянной. Процессы седиментации осуществлялись в спокойных условиях, без влияния донных течений, что приводило к образованию осадков с горизонтальной слоистостью и высокой степенью сортировки. В условиях воздействия донных течений формировались осадки с полого-волнистой мелкой прерывистой и сплошной слоистостью, с разными углами наклона слоев. Осадки с косой и косо-волнистой одно- и разнонаправленной слоистостью формировались в условиях активной динамики водной среды, и процессы седиментации были обусловлены активным привносом терригенного материала. Процессы седиментации происходили также при воздействии донных роющих организмов, что привело к образованию осадков с обилием ходов илоедов, текстурами взмучивания и оползания.

3. Осадки, обогащенные углистым веществом (так называемые "черные сланцы"), накапливались в мелководных условиях. В одном случае (скв. 368) это подтверждается обломочной природой углистых частиц, в другом (скв. 367) — характером органического вещества, сходного с органическим веществом торфяников прибрежной зоны.

4. Для разреза, вскрытого скв. 366, установлено, что в процессе седиментации происходило изменение фациального состава отложений и замещение осадков, обогащенных глинистым веществом, чисто карбонатными осадками, формировавшимися в условиях спокойной седиментации, которые периодически нарушались седиментацией под воздействием слабых течений. Рост собственно поднятия Сьерра-Леоне намечился с позднего эоцена. Это отразилось в появлении текстур взмучивания, оползания, в обилии ходов илоедов. Процессы седиментации осуществлялись одновременно с ростом поднятия, в условиях активной деятельности роющих организмов и при привносе вулканогенного материала.

5. Разрез скв. 369 континентального склона Западной Сахары отражает условия осадконакопления, происходившего одновременно с углублением континентального склона, при значительном привносе терригенного материала с континента и при интенсивной переработке осадков донными роющими организмами. Это нашло отражение в появлении органогенно-глинистых осадков, в обилии текстур взмучивания, оползания, смятия и ходов илоедов.

6. Разрез глубоководного бассейна Марокко (скв. 370) характеризуется постоянным присутствием терригенной примеси в виде гравийно-песчано-алевритового и мелкогалечного материала, чередованием участков с мелкой косою сходящейся и пологой волнистой, мелкой прерывистой и линзовидной слоистостью, а также мелкой косою однонаправленной и разнонаправленной слоистостью. Это указывает на то, что поступление терригенного материала происходило по каньону со стороны Африканского континента. Чередование прослоев песчано-алевритового и гравийного материала с прослоями мергелей говорит о том, что постоянно происходила нормальная садка карбонатов, поступление же материала по каньону было более интенсивным, что и обусловило преобладание терригенных осадков. Начиная с нижнего апта осадки накапливались в условиях ослабленной динамики потока при углублении бассейна седиментации. При этом происходило удаление бассейна седиментации от континента и уменьшение количества грубого материала, поступившего с континента. Это повлекло за собой уменьшение содержания в осадках алевролитовой составляющей и появление прослоев с полого-волнистой, реже мелкой косою штриховатой слоистостью. В последующий период седиментация происходила в спокойных условиях, периодически сменявшихся условиями, отличающимися слабой динамикой водной среды.

7. Разрез глубоководного поднятия вблизи островов Зеленого Мыса отражает специфику седиментации в глубоководной впадине, которая (скв. 368) в дальнейшем испытала поднятие. В начальную стадию развития начиная с раннего мела формировались терригенные осадки, содержащие значительную примесь углистого вещества в относительно мелководных условиях. На это указывают наличие прослоев углистых пород среди алеврито-глинистых осадков и терригенный генезис углистого вещества, поступавшего непосредственно с континента. С конца позднего мела и до конца эоцена происходило углубление бассейна седиментации и накопление осадков на больших глубинах в условиях слабой динамики водной среды, а затем — в условиях спокойной седиментации. Этот вывод подтверждается преимущественно глинистым бескарбонатным составом осадков. В дальнейшем происходило некоторое уменьшение глубин седиментации, на что указывает появление осадков с обилием ходов илоедов. С раннего миоцена и до голоцена осадки формировались в условиях спокойной седиментации при постоянной миграции береговой линии, на что указывает частое чередование илов, мергелей и алеврито-глинистых осадков. Появление устойчивых мергелей в заключительную стадию развития свидетельствует об относительном обмелении и приближении береговой линии.

8. Осадконакопление вблизи островов Зеленого Мыса в пределах глубоководной впадины (скв. 367) происходило в зоне крутых склонов одновременно с углублением

бассейна. Это доказывается наличием в осадках текстур оползания, взмучивания, смятия, следов жизнедеятельности илоедов организмов и зонами брекчирования.

9. Изучение вещественного состава осадков показало, что источником вещества, поступавшего в осадок, явились достаточно зрелый терригенный материал Африканского континента, карбонатные и кремнистые организмы и вулканогенные образования. В минеральной части выявлены минералы, генетически связанные с привносом материала с Африканского континента: окатанный кварц, обычно окаймленный гидроокислами железа, в различной степени измененные полевые шпаты, кристаллы циркона, турмалина, сфена, рутила, лейкоксена, пирита. Примесь вулканогенного материала проявляется в наличии обломков вулканических стекол, кристаллов пироксена, амфибола, эпидота. Состав минеральных компонентов, и особенно глинистых минералов, определяется интенсивностью привноса материала с континента, а также интенсивностью привноса вулканогенного материала. Окончательный состав минеральной части определяется интенсивностью вторичных преобразований.

Таким образом, всестороннее изучение глубоководных океанических осадков показало, что как для осадочных пород на континенте, так и для океанических осадков необходимо сочетать метод литолого-фациального анализа с минералогическими исследованиями, что позволит по смене фаций и минерального состава рассмотреть ход процессов седиментогенеза в океане.

#### **ПАЛЫГОРСКИТЫ, СЕПИОЛИТЫ И ДРУГИЕ ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АФРИКИ**

В глинистой фракции  $< 1$  мкм океанических осадков рентгенографическими и другими методами установлены монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит, палыгорскит, сепиолит, смешаннослойные минералы слюда-монтмориллонитового (M-i) и хлорит-монтмориллонитового (ch-M) типов. В разрезах скважин 41-го рейса, пробуренных в относительной близости к северо-западной окраине Африканского континента, наиболее интересными оказались широко распространенные здесь, но в целом еще малоизученные магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита, которым уделяется здесь максимальное внимание.

#### **Стратиграфическая и литолого-фациальная приуроченность магнезиальных силикатов**

Стратиграфическое распределение палыгорскита и сепиолита имеет ряд особенностей (рис. 7). В мезозойских отложениях они развиты в альбе (скв. 369), позднем мелу (скв. 368) — сеномане (скв. 370). При этом палыгорскит здесь нередко находится совместно с сепиолитом, тогда как в платформенных отложениях обычно этого не наблюдалось [Ратеев, 1963, 1964]. Кроме того, палыгорскит распространен в кайнозойских отложениях: в скв. 366 он приурочен к нижнему эоцену, в скв. 370 — к нижнему и среднему, в скв. 369 — к среднему, а в скв. 368 — к верхнему эоцену. Фациальный анализ пород, содержащих магнезиальные силикаты, показал, что эти минералы приурочены к следующим литолого-фациальным типам:

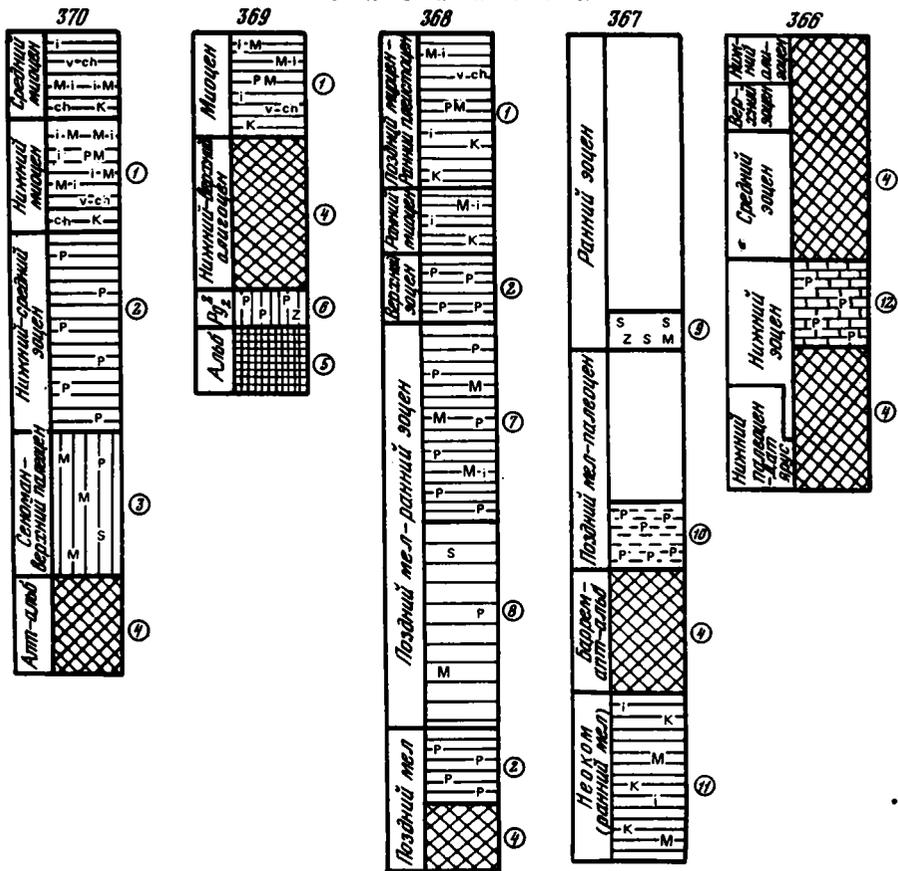
1) глинам и аргиллитам с полого-волнистой слоистостью (скв. 368, поздний мел — ранний эоцен),

2) аргиллитам с прослоями песчано-алевритового материала (скв. 370, нижний — средний эоцен; скв. 368 — верхний эоцен),

3) к переслаиванию нанномергелей с аргиллитами и алевритами (скв. 370, сеноман — верхний палеоцен),

4) нанномергелям с ходами илоедов (скв. 369, альб),

5) известнякам с прослоями глинистого вещества (скв. 369, средний эоцен; скв. 366 — нижний эоцен).



Р и с. 7. Схема распределения глинистых минералов в разрезах скважин

Ассоциации: 1 – полиминеральная (PM), иллит, смешаннослойные (i-M, v-ch, M-i), примесь хлорита, каолинита; 2 – полиминеральная, смешаннослойные (i-M, M-i, v-ch), примесь иллита, хлорита и палыгорскита (в алевритовых аргиллитах); 3 – монтмориллонитовая с сепиолитом, реже палыгорскитом, примесью смешаннослойных (v-ch, i-M) и каолинита; 4 – смешаннослойная (M-i) близкая смектиту, с примесью каолинита, иллита; 5 – палыгорскитовая с монтмориллонитом, примесью каолинита и смешаннослойного (v-ch) в нанномергелях; 6 – палыгорскитовая с цеолитом, примесью смешаннослойного (M-i); 7 – палыгорскитовая с малой примесью монтмориллонита или смешаннослойного (M-i) в глинах; 8 – сепиолит-палыгорскитовая с монтмориллонитом в глинах; 9 – монтмориллонитовая с цеолитом (клиноптилолитом), сепиолитом, примесью иллита и кварца; 10 – полиминеральная: монтмориллонит, каолинит, иллит, примесь палыгорскита в алевритовой глине; 11 – полиминеральная: иллит, каолинит, монтмориллонит, кварц; 12 – смешанно-слойная (M-i), близкая смектиту, с палыгорскитом в известняках.

Минералы: M-i – смешаннослойный монтмориллонит-иллитовый, i-M – иллит-монтмориллонитовый, ch-M – хлорит-монтмориллонитовый смешаннослойный, M – монтмориллонит (смектит), i – иллит (гидрослюда), K – каолинит, Z – цеолит, v-ch – вермикулит-хлорит, ch-v – хлорит-вермикулит, S – сепиолит. Определения возраста в литологических колонках скважин "Гломара Челленджера" всюду указаны по данным палеонтологов США (более обоснованы фаунистически определения – нижний, верхний, менее обоснованы ранний, поздний и т.д.).

Таким образом, в разрезах скв. 369 и 366 магнезиальные силикаты приурочены к органогенно-глинистым, карбонатным породам, а в разрезах скв. 368, 370 – большей частью к терригенным и отчасти хемогенным осадкам. К последним мы относим мономинеральные, чисто палыгорскит-сепиолитовые глины и аргиллиты раннего эоцена, вскрытые скв. 368 (см. рис. 7).

## Микроскопические особенности пальгорскитовых и пальгорскит-сепиолитовых пород

Глины и аргиллиты чисто пальгорскит-сепиолитового состава сложены тусклой темно-серой, слабодвупреломляющей массой глинистого вещества. Последнее включает мелкие зерна кварца, пластинки бурого биотита, глобулы пирита и пиритизированные кремнистые организмы, а также остатки спор и пыльцы.

Глинистая масса нередко пронизана и переполнена ромбоэдрами диагенетического доломита. Текстура глин хлопьевидная, перисто-облачная или комковатая "ячеистая". Ввиду близости оптических свойств пальгорскит и сепиолит в шлифе неразличимы и выглядят в виде единой тонкодисперсной массы. Количество мелкого терригенного материала в глинах данного типа ничтожно. Пальгорскитовые мономинеральные глины обычно содержат более заметную примесь кварца и лучше перекристаллизованы, иногда с одновременным утасанием отдельных участков.

Пальгорскитовые аргиллиты с прослоями алеврита микроскопически состоят из мелкочешуйчатой, слабо двупреломляющей серой тусклой глинистой массы пальгорскит-каолинитового состава, которая цементирует угловатые зерна кварца алевритовой размерности и удлиненные пластинки гидрослюда. Вся порода пронизана аутигенными ромбоэдрами доломита. Реже встречаются глобулярные и неправильные стяжения пирита.

Нанномергели с гнездами алеврита сложены пелитоморфным кальцитом с редкими остатками кокколлитов и камер фораминифер. Глинисто-карбонатное вещество цементирует обломки зеленоватого хлоритизированного и монтмориллонитизированного вулканического стекла и более крупные гнезда алевритового материала. В составе последнего преобладают угловатые зерна кварца, пластинки слюды — мусковита — и более мелкие зерна оливково-зеленого девитрифицированного и хлоритизированного вулканического стекла. Граница алевритовых гнезд с цементирующей массой нерезкая.

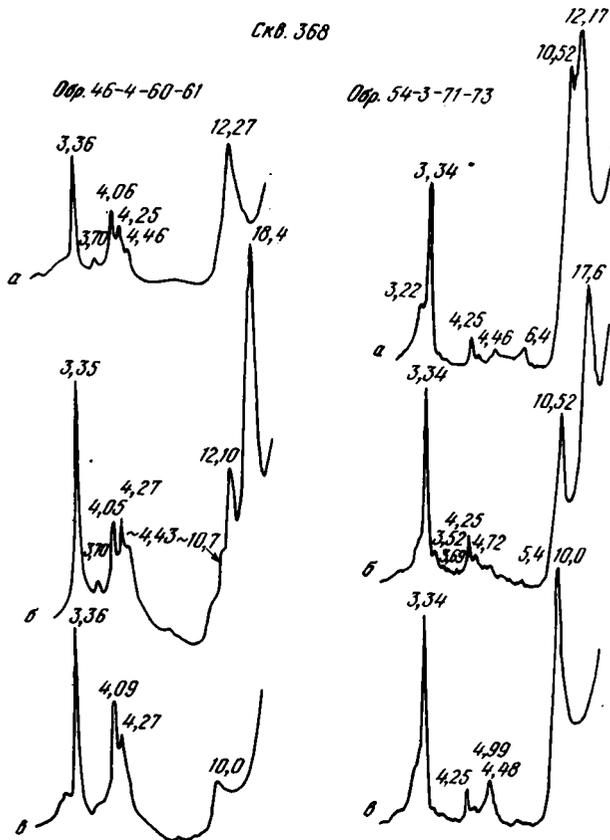
Известняки, содержащие пальгорскит, сложены пелитоморфной массой кальцита, которая включает органические остатки: кокколлиты, раковины фораминифер, диатомовых и радиолярий. Большинство раковин фораминифер выполнено глинисто-кремнистым веществом. Глинистое вещество пальгорскитового состава равномерно пропитывает всю массу породы. Гораздо реже оно образует мелкие самостоятельные агрегаты.

### Минералогия сепиолитов и пальгорскитов, возможность их изоморфизма

Минералогия магнезиальных силикатов пальгорскитов и сепиолитов изучена слабо даже для почв, озерных и морских эпиконтинентальных фаций, не говоря уже об океанах. Поэтому необходимо хотя бы кратко описать свойства этих минералов океанической фации.

Рентгенограммы изученных сепиолитов (рис. 8) отличаются наиболее характерным интенсивным пиком (110) с  $d = 12-11,9\text{Å}$ , который, по Г. Лоншамбону [Longchambon, 1937], В. И. Михееву [1957] и Г. Бриндли [Brindley, 1959], считается надежным признаком хорошо окристаллизованных сепиолитов. В то же время они отличаются отсутствием рефлекса  $11,3\text{Å}$ , отмеченного ранее [Патеев, 1963, 1964] для сепиолитов карбона Русской платформы, а также сепиолитов, изученных С. Кайер и С. Эненом [Caillere, Henin, 1957]. Термограмма сепиолита из скв. 368 имеет эндотермические эффекты 165, 285, 475 и  $535^\circ$  и весьма характерный экзотермический пик  $860^\circ$ .

Химический состав сепиолитов определить не удалось в силу того, что они всюду находятся совместно с пальгорскитом или в ассоциации с другими глинистыми минералами. Элементарная ячейка сепиолита, по данным А. Прейзингера [Preisinger, 1959], определяется на базе орторомбической ячейки индексами  $hkL$  и параметрами:  $a = 13,4-13,5\text{Å}$ ;  $b = 26,3-26,97\text{Å}$ ;  $c = 5,25-5,26\text{Å}$ .



Р и с. 8. Дифрактограммы сепиолита с монтмориллонитом – обр. 46–4–60–61 и палыгорскита с сепиолитом и монтмориллонитом – обр. 54–3–71–73 в аргиллитах, переслаивающихся с алевролитами

а – природный; б – насыщенный глицерином; в – прокаленный

П а л ы г о р с к и т ы океанических осадков (рис. 9, 10) имеют на рентгенограмме интенсивные пики: (110) с  $d = 10,5\text{Å}$ ; (200) с  $d = 6,44\text{Å}$ ; (130) с  $d = 5,3\text{Å}$ ; (310) с  $d = 4,3\text{Å}$ , по которым они легко отличаются от сепиолита. Термограммы изученных нами океанических палыгорскитов достаточно специфичны и характеризуются пониженной температурой среднего эндотермического эффекта при  $t = 490\text{--}510^\circ$ . Кроме того, они имеют более интенсивные эндотермические пики при  $255\text{--}270^\circ$ . По химическому составу океанические палыгорскиты близки к палыгорскитам Русской платформы. Они содержат до 10%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и более 9%  $\text{MgO}$ , что характерно для палыгорскитов Русской платформы [Ратеев, 1964]. Содержание  $\text{TiO}_2$  в палыгорскитах примерно такое же, как и в других глинах, но для сепиолитов характерно его полное отсутствие, что служит дополнительным признаком их аутигенности. Содержание  $\text{FeO}$  приблизительно одинаково как в палыгорскитах, так и в сепиолитах, но процент  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в палыгор-

Р и с. 9. Дифрактограммы палыгорскита в горизонтальнослоистых аргиллитах – обр. 34–2–61–62 и сепиолита с палыгорскитом в аргиллитах со слабоволнистой слоистостью – обр. 36–2–38–40.

а, б, в – см. подпись к рис. 8

Р и с. 10. Дифрактограммы палыгорскита с монтмориллонитом и малой примесью каолинита в наннофоссильных мергелях – обр. 40–4–83–85 и палыгорскита со смешаннослойным минералом (M-i) и малой примесью каолинита – обр. 49–4–69–70

а, б, в – см. подпись к рис. 8

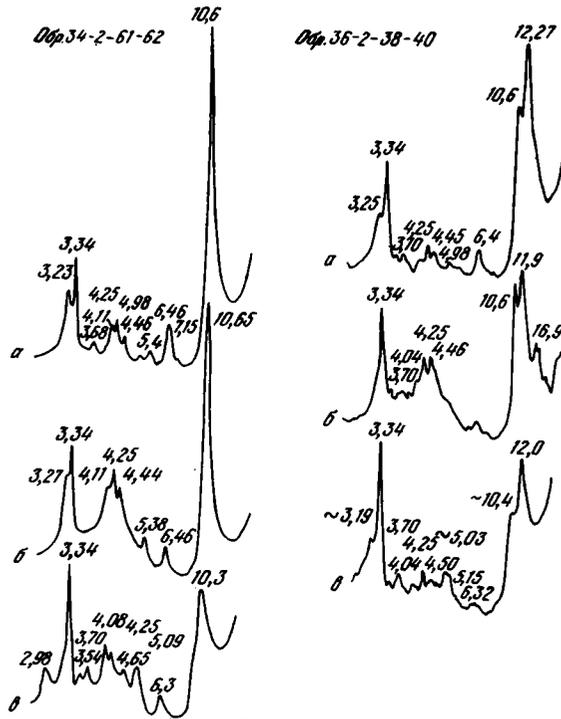


Рис. 9

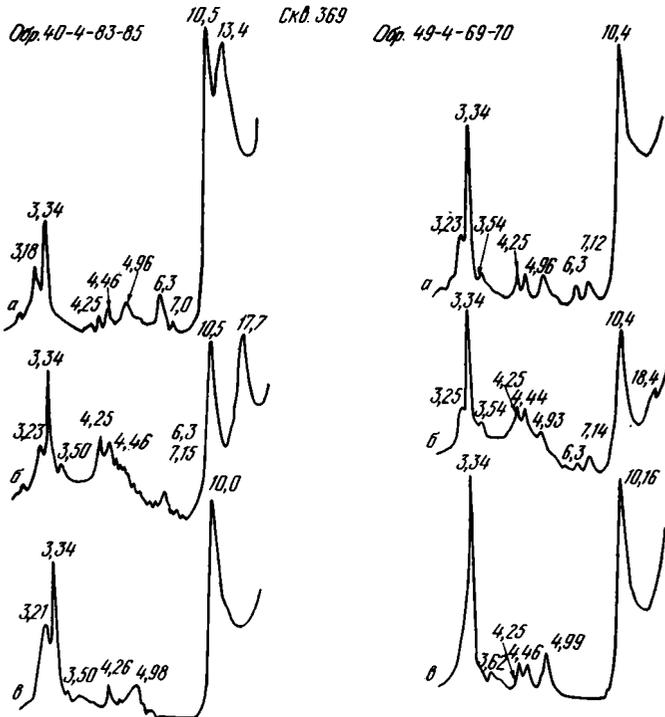


Рис. 10

Т а б л и ц а 1

Химический состав океанических и платформенных магнезиальных силикатов (вес.%)

Компоненты	Русская платформа (средний карбон)				Компоненты	Русская платформа (средний карбон)			
	Пальгорскиты			Сепиолит, обр. 2469		Пальгорскиты			Сепиолит, обр. 2469
	Обр. 368-29-1-61-63*	Обр. 398	Обр. 138			Обр. 368-29-1-61-63*	Обр. 398	Обр. 138	
SiO <sub>2</sub>	53,44	58,22	61,73	52,61	CaO	2,36	1,03	0,50	4,82
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,45	0,43	—	K <sub>2</sub> O	1,26	1,53	2,40	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,60	10,71	11,01	1,58	Na <sub>2</sub> O	0,57	0,40	0,03	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,97	3,02	3,08	0,71	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8,36	8,56	7,30	6,72
FeO	0,44	0,33	0,33	0,36	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,97	6,96	6,11	11,96
MgO	9,55	8,79	7,08	19,95	Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

\* В таблицах книги используется нумерация образцов, принятая по Международной программе глубоководного океанического бурения (DSDP): первое число — номер скважины (в тех случаях, когда он не вынесен в заголовке), второе — номер керна, третье — номер секции керна, четвертое и пятое — положение образца секции керна (интервал в см)

скитах во много раз выше, чем в сепиолитах. Содержание карбонатов в пальгорскитовых глинах составляет не более 1%, а C<sub>орг</sub> — всего 0,42%, что характерно для пальгорскитовых глин аридной зоны. Содержание сульфидного железа 0,44%.

Необходимо подчеркнуть, что структурные взаимоотношения пальгорскита с сепиолитом еще недостаточно изучены. В частности, существуют различные точки зрения на возможность их изоморфных переходов друг в друга. Так, например, Д.П. Сердюченко [1955] рассматривал пальгорскит и сепиолит в качестве промежуточных членов изоморфного ряда тальк-пиррофиллит с незаселенными позициями Mg и Al в октаэдрических слоях монтмориллонитовой структуры.

К аналогичной интерпретации, по-видимому, склонялись Дж. Мартин-Вивальди и Дж. Кано-Руиз [Martín-Vivaldi, Cano-Ruiz, 1956]. Однако, сравнивая химический состав сепиолитов и пальгорскитов, найденных нами среди осадочных пород, мы пока не обнаруживаем бесспорных признаков их изоморфизма. Изученные нами сепиолиты карбона Русской платформы [Ратеев, 1964] как аридной (средний и верхний карбон), так и гумидной (нижний карбон на границе с аридной) зоны отличались большой чистотой. Химические анализы сепиолитов (табл. 1) после исключения карбонатов расчетным путем в большинстве случаев точно отвечают типичному для них составу. Гораздо реже отклонения химического состава сепиолитов от нормы вызваны явной примесью других минералов. На чистоту мощного пласта сепиолита из осадочных отложений указывал и Г. Чамберс [Chambers, 1959]. Таким образом, судя по химическому составу осадочных пластовых сепиолитов и пальгорскитов, мы пока не находим среди них переходных членов по содержанию Al и Mg.

До изучения океанических пальгорскит-сепиолитовых пород случаи совместного нахождения сепиолита и пальгорскита в осадочных породах были редки или недо-стоверны. Весьма различны и параметры их элементарных ячеек. Так, например, по электронографическим определениям Б.Б. Звягина из отложений карбона Русской платформы (обр. 237, скв. Кораблино) пальгорскит имел:  $a = 12,5\text{Å}$ ;  $b = 17,9$ ,  $c = 5,22\text{Å}$ , в то время как сепиолит (Ульяновская скважина, обр. 618) имел:  $a = 13,4\text{Å}$ ,  $b = 26,95$ ,  $c = 5,28\text{Å}$ . Нельзя не учитывать и результатов структурных исследований Б.Наги и В. Брэдли [Nagi, Bradley, 1955], а также А. Преизингера [Preisinger, 1959], которые показали существенные различия в структурах сепиолита и пальгорскита. С.Г. Дромашко [1953], изучавшая поведение пальгорскитов при обезвоживании и

изменении величины светопреломления, а также дифракционной решетки в разных температурных интервалах, пришла к выводу, что по химическому составу палыгорскиты можно считать промежуточными минералами между тальком и пирофиллитом с двумя крайними членами: алюминиевым —  $[Al_2(OH)_2Si_4O_{10}]$  и магнезиальным —  $[Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}]$ . Замена Mg на Al в типичных палыгорскитах, по С. Г. Дромашко [1953], может быть трех типов в следующих пределах молекулярных отношений: Mg : Al = 2 : 1; Mg : Al = 1 : 1; Mg : Al = 1 : 2. В действительности для Русской платформы нами обнаружены лишь два типа замещений: Mg : Al = 1 : 1 и 2 : 1 — без каких-либо постепенных переходов [Ратеев, 1964]. Океанический палыгорскит (скв. 368, обр. 29-1) имеет соотношения Mg : Al = 1 : 1 и относится ко второму типу.

### *Палеогеографическая обстановка образования сепиолитов и палыгорскитов*

Изучение литологии и фациальной приуроченности магнийсиликатных минералов в переходной зоне от Африканского материка к пелагиали обнаружило их максимальное количественное распространение в глинистых породах скв. 368 и 370, т. е. в тех разрезах, которые более явно связаны с выносами рек Африканского континента. По данным Е. Зайболда и К. Хинца [Seibold, Hinz, 1974], большинство терригенного материала, вероятно, происходит из области Сенегальского бассейна, а состав крупной фракции турбидитоподобных осадков обусловлен локальными вулканическими источниками.

В скв. 370 нахождение палыгорскит-сепиолитовых пород связано с подводным каньоном или дельтой. Так, по данным Е. Зайболда [DSDP, Initial Reports, 1976, vol. 41], разрез осадков скв. 370 от нижнего мела до среднего миоцена имеет характер подводного конуса, расположенного в нижней части континентального склона. Осадочные текстуры, контакты слоев и распределение размерности зерен в грубокластических слоях подтверждают, что от верхней части неокома до верхнетретичных осадков грубая кластика была отложена турбидитоподобными потоками. С этим хорошо согласуются косая слоистость, знаки течений, наличие растительных фрагментов и слюды на плоскостях напластования. Таким образом, оба разреза характеризуются осадконакоплением, когда связь с континентом была наиболее интенсивной.

Магнийсиликатные минералы менее развиты в органогенно-карбонатно-глинистых породах скв. 369 и 366. В разрезе скв. 369 палыгорскитовые минералы приурочены к пелагическим осадкам, отлагавшимся вблизи континентального склона бессточного побережья в условиях аридного климата эоцена. Отсутствие более грубого терригенного материала объясняется тем, что этот регион в течение мела, как и в третичном времени, также находился в зоне аридного климата.

В районе скв. 366, у поднятия Сьерра-Леоне, осадки всего кайнозоя в целом представлены морскими пелагическими фациями с микрофауной открытого морского облика и отсутствием какого-либо терригенного материала, кроме золowego. С середины миоцена осадконакопление приближается к современным условиям. В зону пелагических осадков открытого моря (скв. 366, 369) палыгорскитовые минералы, очевидно, могли поступать золowym путем. С этим согласуется и отчасти более разнообразная ассоциация сопутствующих им глинистых минералов (монтмориллонита, смешаннослойных образований, каолинита и т. п.) в глинистых прослоях палыгорскит-содержащих известняков.

Помимо этого, в фациальной зоне карбонатных осадков в формировании палыгорскитовых минералов в известняках мог участвовать и растворенный Mg, поступавший (хотя и в меньшей степени) в составе материкового стока.

Таким образом, своеобразная палеогеография Африканского побережья нашла отражение в распределении палыгорскитсодержащих пород в изученных разрезах.

По генезису глин существует мнение [Millot, 1964], согласно которому частицы магнезиальных силикатов не выдерживают транспортировки и разрушаются в путях переноса. Фактические же данные указывают на реальность их переотложения. Но прежде чем учитывать различные аспекты связи глинообразования с прилежащим Африканским континентом, необходимо в принципе ответить на вопрос о возможности транспортировки частиц пальгорскита речными или морскими течениями в области морской или океанической седиментации.

Возможность переноса и переотложения пальгорскитовых магнийсиликатных минералов была показана М.А. Ратеевым [1964] на примере нахождения частиц этого минерала в речных взвесах Сырдарьи и Амударьи и в осадках центральной части Аральского моря. Кроме того, этот факт был установлен им же в дельтовых и морских осадках Ферганского залива палеогенового моря.

На разнос пальгорскитовых минералов течениями в Атлантическом океане указывал Б.П. Градусов [1976], который писал, что осадки с пальгорскитом в Атлантике размещены вдоль системы течений — Канарского, Северного пассатного и Антильского, что здесь расположен и путь трансконтинентального золотого потока частиц, который берет начало в Сахаре. Б.П. Градусов подчеркивает, что связь пальгорскита современных океанических осадков с отложениями и почвами прилежащих континентов подтверждается его нахождением совместно с каолинитом. Пальгорскит описан в осадках подводных равнин Кубы. На золотой перенос глинистых частиц указывают Е. Гольдберг и Дж. Гриффин [Goldberg, Griffin, 1970]. Все это свидетельствует о существовании различных способов транспортировки глинистых частиц: золотого переноса в составе речного стока, переотложения в результате береговой и донной абразии и, наконец, переноса морскими и океаническими течениями. Таким образом, перенос тончайших волокнистых частиц пальгорскита и сепиолита в турбулентных потоках вполне возможен, кроме тех случаев, когда они переносятся по дну речных русел и перетираются влекомыми наносами твердого стока.

*Поступление пальгорскита и сепиолита  
в область океанической седиментации  
с северо-западной части Африканского материка*

Пальгорскит встречается как в отложениях альпийской геосинклинальной зоны, так и на платформенных частях Африки [Градусов, 1976]. Для бассейна центральной части р. Сенегал Дж. Милло [Millot, 1964], основываясь на работе Т. Тессье [Tessier, 1952], указывает, что формирование пальгорскита начинается в палеоценовое (ипрское) время и продолжается в людетском веке.

По данным Д. Милло [Millot, 1964], состав глинистой фракции в разрезе скважины Сангалкам (район р. Сенегал) в зоне глубокого погружения имеет следующие особенности (снизу вверх). В нижней части осадков мелового возраста преобладает каолинит; ассоциирующий с иллитом и монтмориллонитом. В самых верхах мелового разреза преобладает монтмориллонит, сопровождающийся каолинитом. В нижнем палеоцене обнаружены только монтмориллонит и следы иллита. В верхнем палеоцене появляется пальгорскит. Он сопровождается монтмориллонитом, а затем сепиолитом, в сочетании с которым составляет основную часть глинистой фракции вплоть до кровли ипрского яруса.

Мощность пальгорскит-сепиолитового горизонта достигает здесь 500 м, причем глинистая фракция подавляющей части толщи (мощностью 475 м) сложена только пальгорскитом и сепиолитом. В распределении сепиолита по разрезу отмечаются два максимума — верхнепалеоценовый и ипрский. Эти максимумы сопоставляются с максимумами концентрации пальгорскита и сепиолита в третичных отложениях Берега Слоновой Кости.

П. Элюар [Elouard, 1959] изучил эоценовое осадконакопление на севере Сенегальского бассейна, в районе современного устья р. Сенегал и на территории Мавритании, т. е. вблизи скв. 368. В этих областях породы докембрийского фундамента трансгрессивно перекрываются только лютетскими отложениями. Эпиконтинентальным лютетским отложениям здесь свойственно хемогенное осадконакопление с формированием известняков, доломитов, кремней и палыгорскитовых глин с монтмориллонитом. Как показал П.Элюар, распределение глинистых минералов по площади свидетельствует о том, что в 65 км от границы бассейна глинистая фракция нацело сложена палыгорскитом. По мере приближения к границам бассейна палыгорскит вытесняется монтмориллонитом. Вблизи береговой линии эта ассоциация сменяется каолинитом обломочного происхождения, приносившимся вместе с песчаным материалом.

По данным изучения фораминифер и микрофауны в Страсбургском геологическом институте в естественных разрезах Сенегала отмечается трехкратное появление горизонтов с палыгорскитом — в палеоцене, ипрском и лютетском ярусах. Примерно в тех же горизонтах с некоторыми вариациями палыгорскит-сепиолитовые породы распространены в Береге Слоновой Кости, Нигерии, Нигере, Габоне, Судане, что говорит о региональном значении эпох палыгорскитизации на Африканском континенте. При этом нельзя не отметить совпадение эпох палыгорскитизации в разрезах океанических и эпиконтинентальных осадков. Начало их развития отмечается в конце мела (маастрихтальб), а максимальное развитие — в нижнем и среднем эоцене (на границе ипрского и лютетского ярусов) и в миоцене. Этот факт имеет весьма важное генетическое значение.

#### *Генезис сепиолита и палыгорскита в эпиконтинентальных бассейнах Африканского материка и Русской платформы*

В раннемеловую эпоху Африканский континент находился в зоне аридного климата [Страхов, 1960]. В позднемеловое и эоценовое время море захватывало периферию Африканского континента, а иногда глубоко проникало в его внутреннюю часть. Эпиконтинентальные морские или озерные бассейны с палыгорскитами или сепиолитами были связаны с хемогенными осадками, формировавшимися в щелочных условиях с карбонатными породами, кремнями, кремнистыми конкреционными плитами, фосфатными породами, глауконитом, монтмориллонитом и др. Однако, как указывает Дж. Милло [Millot, 1964], эти хемогенные породы отчетливо отграничены друг от друга, что свидетельствует о том, что их образование было связано с физико-химическими процессами. Для обильной генерации алюмосиликатных пород, по данным Т. Мумптона и Р. Роя [Mumpton, Roy, 1958], необходимы значительная соленость бассейна, высокий рН среды и интенсивный приток растворенного Mg и свободного SiO<sub>2</sub>. Интенсивный приток растворимого Mg, SiO<sub>2</sub> и Al (исходных компонентов палыгорскито- и сепиолитообразования) в эпиконтинентальные моря и озера происходил за счет выноса их из областей тропического выветривания, не захваченных трансгрессией [Millot, 1964]. При сильном прогреве этих мелководных бассейнов [Ратеев, 1964] рН их вод легко достигал величины > 10, при которой происходило переkreщивание геохимических циклов Mg и SiO<sub>2</sub> после достижения точки насыщения силикатного соединения MgSiO<sub>3</sub>, т. е. (MgO · SiO<sub>2</sub>). Последнее, вероятно, и являлось как бы эмбриональной матрицей сепиолита.

Mg<sup>2+</sup> более растворим и более подвижен по сравнению с Al<sup>3+</sup>, он легче мобилизуется при экзогенных процессах. Для образования сепиолита практически более необходим Mg<sup>2+</sup>, а не Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Небольшая же доля последнего часто имеется в осадках. Поэтому сепиолит более склонен к хемогенному способу образования; часто он более чист (лишен TiO<sub>2</sub>). Сепиолит образуется хемогенно еще в седиментогенезе, но требует большей солености и более высоких значений рН, чем палыгорскит. Но сепиолит менее устойчив для любой транспортировки. Для образования палыгорскита менее благоприятна обстановка седиментогенеза. В ней реже присутствует растворимый Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;

значит, недостающий реакционноспособный  $Al_2O_3$  должен быть извлечен в диагенезе, т. е. в иловых водах, скорее всего, из монтмориллонита. Образование палыгорскита требует меньшей солености бассейна, но он более устойчив для переноса и чаще ассоциируется с песчано-алевритовыми разностями глинистых пород.

Эти выводы были получены ранее [Ратеев, 1964] по отложениям карбона Русской платформы независимо от данных Дж. Милло [Millot, 1964], но во многом они совпали. Так, например, Дж. Милло указывал, что при высоких содержаниях  $Al$  в воде бассейна образуется монтмориллонит, при уменьшении его количества монтмориллонит сменяется палыгорскитом. Если же в растворе присутствует только  $Mg$ , формируется сепиолит. Расхождения заключались лишь в отрицании Дж. Милло возможности механического переноса и переотложения частиц палыгорскита.

### *Генезис палыгорскита и сепиолита океанических осадков*

Анализ фациально-генетических типов палыгорскитсодержащих океанических отложений показывает, что генезис этих магнийсиликатных палыгорскит-сепиолитовых минералов может быть несколько различным даже в пределах литологического разреза одной скважины.

**Первый тип** — мономинеральные палыгорскиты или палыгорскит-сепиолитовые глины, почти нацело лишенные терригенного материала, чаще в ассоциации с некоторой долей доломита, формировались хемогенным или хемогенно-диагенетическим путем на глубинах ниже критического уровня карбонатакопления, в непосредственной близости от Африканского континента (скв. 368 и 370). Хемогенное образование магнийсиликатов (палыгорскита и сепиолита) происходило не в усыхающих лагунных условиях, что обычно имеет место, а в обстановке нормально-морской седиментации в силу весьма интенсивного приноса с материка растворенных катионов  $Mg$ , скорее всего, в форме  $Mg(OH)_2$ , и  $SiO_2$ , выносившихся реками из области тропического выветривания и латеритообразования (которая длительное время была развита на Африканском континенте [Millot, 1964; Градусов, 1976]). Кроме того, большую роль здесь, вероятно, играл и аномально высокий прогрев океанических вод.

Чистота палыгорскитовых глин первого типа (отсутствие примесей терригенных частиц и сопутствующих глинистых минералов) не могла возникнуть от селекции минералов при переносе их золовым или водным путем. Поэтому более вероятно аутигенное или хемогенно-диагенетическое образование палыгорскитовых глин.

**Второй тип** — палыгорскитовые глины и аргиллиты с прослоями песчано-алевритового материала (вскрыты только в скв. 368 и 370) образовались за счет размыва палыгорскитовых, озерных, лагунных и морских эпиконтинентальных осадков и переноса их турбидитоподобными потоками от дельты р. Сенегал (скв. 368) либо от подводного каньона (скв. 370) в зону глубоководной океанической седиментации.

В отложениях данного фациального типа глинистая фракция, как правило, всегда полиминеральна и, кроме палыгорскита, часто содержит каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, смешаннослойные минералы (типа слюда-монтмориллонит), иногда хлорит и т. п. Это наблюдается как в неокоме, апт-альбе (скв. 370), так и в позднем эocene — раннем миоцене (скв. 368 и 370). При этом характерно, что сопутствующие минералы были отмечены Дж. Милло и в осадках континентальных фаций Африканского континента соответственно в аналогичных возрастных стратиграфических горизонтах. Было бы по меньшей мере странным, если бы палыгорскит-сепиолитовые породы аридного пояса, широко развитые в северо-западной части Африки, мощность которых иногда достигает 500 м [Millot, 1964], не развезались бы или не затрагивались ветровой эрозией, а слагающие их палыгорскит-сепиолитовые минералы не переносились бы в соседнюю, прилежащую область океанической седиментации.

**Третий и четвертый фациальные типы** палыгорскитсодержащих пород представлены органогенными известняками (с прослоями глинистого вещества) и нанномергелями. Это типичные пелагические осадки открытого морского или океанического бассейна, соседствующего с бессточным побережьем Африки, находившимся

в зоне аридного климата (в нижнем мелу и эоцене [Страхов, 1960]). Если эти участки океанической седиментации (районы скв. 369 и 366) в позднем мелу и в эоцене не могли представлять собой эпиконтинентальных морей (с крайней мелководностью, сильным прогревом вод и хемогенным осаждением палыгорскит-сепиолитов, позднее опущенных на большую глубину), то источник поставки магнезиальных силикатов в эти бассейны мог быть только один: золотой перенос их из аридной зоны Африканского континента.

Связь магнезиальных силикатов, найденных в глинистой фракции пелагических осадков (скв. 366, 369), с поступлением их с суши подтверждается наличием в ее составе наряду с палыгорскитом таких минералов, как монтмориллонит, смешанно-слоистые, каолинит и кварц.

Наши данные по минералогии глинистой фракции пелагических палыгорскитовых известняков и нанномегрелей 41-го рейса хорошо согласуются с соответствующими данными Поу-фунг Фана и Р. Рекса [Pow-foong Fan, Rex, 1962], а также с данными В. Рада и Х. Роша [Rad, Rösch, 1972] по скважинам 14-го рейса DSDP. Эти авторы отмечают, что в скв. 136 (расположенной в 160 км к северу от Мадейры) в известковых нанноилах с возрастом от раннего плиоцена до раннего миоцена во фракции 2 мкм палыгорскит присутствует вместе со слюдой, монтмориллонитом, каолинитом, кварцем, гематитом и хлоритом. Подобная ассоциация минералов, сопутствующих палыгорскиту, с небольшими вариантами указывается ими для мезозойско-кайнозойских осадков почти всех изученных скважин (135–144) 14-го рейса.

Достаточно широко распространен палыгорскит и в верхнем слое осадков Атлантического океана. По Б.П. Градусову [1976], он улавливается в поверхностных осадках района, расположенного между о-вом Мадейра и Канарскими островами. В менее заметном количестве палыгорскит обнаружен в осадках крайнего западного участка Северо-Африканской котловины, примыкающего к отрогам Срединно-Атлантического хребта. Более обилен он в красных глубоководных глинах на площади Северо-Американской котловины центральной части Атлантического океана. По данным того же автора, палыгорскит обнаруживается в глубоководных впадинах, отрогах Срединно-Атлантического хребта и на континентальном склоне, а также в различных фациальных типах осадков: красных глубоководных глинах, фораминиферовых осадках и т. д. Б.П. Градусов показал, что палыгорскит встречается как на суше, так и в соседней полосе современных океанических осадков. Он отмечает, что связь палыгорскита современных океанических осадков с отложениями и почвами прилежащих континентов подтверждается во всех случаях ассоциацией последнего с каолинитом, кварцем, гематитом и т. п.

Все это свидетельствует о том, что и в современную эпоху имеет место процесс переноса палыгорскитовых частиц с континентов в океан и формирование таким путем палыгорскитсодержащих разнофациальных морских или океанических осадков.

#### *О вулканогенно-эксгальционнoй концепции происхождения палыгорскитов и сепиолитов*

Нетрудно видеть, что изложенные выше факты не согласуются с вулканогенной эксгальционнoй гипотезой образования палыгорскита и сепиолита в изученном нами районе. Действительно, разнофациальность палыгорскитов, сепиолитов, нахождение их в карбонатных породах, в типичных глубоководных глинах и мономинеральных палыгорскитовых глинах без всяких следов гидротермального метасоматического замещения пород (обесцвечивания, часто без пирокластик, без всяких нарушений текстурных признаков, слоистости) — все это противоречит предполагаемому воздействию гидротермального подтока магнезиальных растворов. Однако едва ли не самым важным аргументом, отвергающим эту концепцию применительно к 41-му рейсу, являются данные изотопного состава серы и углерода в палыгорскитсодержащих породах скв. 368, 366, 370, полученные В.И. Виноградовым в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР, которые и приводятся ниже (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Изотопный состав серы в сульфидах и углерода в карбонатах глубоководных океанических осадков

№ обр.	Концентрация серы, мг/г	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	№ обр.	Концентрация $\text{CO}_2$ , мг/г	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰
Скв. 368			Скв. 366		
29-1-68-70	6,5		2-3-82-84	70,4	+4,2
30-2-51-53	7,3	-23,3	3-3-70-72	169,2	+3,5
30-2-58-60	2,3		7-3-72-74	190,7	+3,3
31-2-78-80	2,3		11-1-50-52	166,5	+3,2
31-2-71-73	0,9	+15,6	19-1-105-107	132,0	+4,2
34-2-51-53	5,5	-	21-2-61-63	198,0	+2,8
34-2-61-62	7,4		24-2-106-108	52,8	+2,7
36-3-37-39	42,9	-20,2	40-3-74-76	165,0	+3,1
36-3-68-70	15,4		Скв. 368		
37-4-80-82	15,6		27-3-41-43	3,4	-13,8
39-5-69-70	1,3	-23,4	30-2-51-53	1,5	-18,9
40-3-68-70	3,6		34-2-51-53	15,3	-12,4
41-2-61-63	13,6	-22,2	36-2-79-81	3,4	-14,9
41-2-70-70	4,6	-22,2	37-4-71-73	1,0	-18,0
42-2-62-63	14,5	-24,9	45-4-84-86	4,4	-
44-4-68-70	3,6				
45-4-84-96	12,5	-28,4			
45-4-91-92	14,4	-27,9			
46-4-60-61	0,5	-19,5			
47-5-69-70	13,6				

Результаты этих измерений показали, что изотопный состав сульфидной серы в подавляющем большинстве случаев характеризуется отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (около  $-20\text{‰}$ ). Такие значения свойственны обычно осадочно-диагенетическим сульфидам, которые возникают за счет редукции сульфатов в условиях их неограниченного запаса. Реально это может означать, что сульфиды возникают в самом верхнем слое осадка в условиях свободного обмена иловой и придонной воды, т. е. сульфидная сера унаследована осадком с момента их накопления в самых ранних стадиях диагенеза.

Несмотря на малые концентрации карбонатов в палыгорскитсодержащих глинах, сделаны попытки определить в них и изотопный состав углерода. Исходные предпосылки для постановки этой работы, по В.И. Виноградову, состояли в следующем. Накопление осадков в разрезе скв. 368 происходило, видимо, ниже уровня карбонатной компенсации, и собственно первичного осадочного карбоната в породах не имелось. Можно было думать, что те незначительные количества карбонатов, которые все же определяются в составе осадка, возникли как вторичные (диа- или эпигенетические). Углекислота, необходимая для их образования, могла возникать при деструкции органического вещества осадков. Тогда в составе карбонатов должен зафиксироваться углерод с изотопным составом, более легким, чем в нормальном морском карбонате, т. е.  $\delta^{13}\text{C} = 0$ , а  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества близка к  $-25\text{‰}$  (см. табл. 2).

Как видно из табл. 2, изотопный состав карбонатного углерода в скв. 368 занимает промежуточное положение между крайними значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , характерными для нормально-осадочных и биогенных карбонатов. Это значит, что в составе карбонатов значительная или даже преобладающая роль принадлежит  $\text{CO}_2$ , выделившейся при разложении органического вещества осадков.

Таким образом, полученный материал, по заключению В.И. Виноградова, позволяет утверждать, что пиритизация осадков и их карбонатизация (доломитизация) связаны с диагенетическими и, по-видимому, раннедиагенетическими преобразованиями.

В изотопном составе S и C не обнаруживается никаких признаков гидротермальных воздействий. Однако такие представления о генезисе палыгорскитов и сепиолитов ни в какой мере не отрицают локальных процессов образования магнезиальных силикатов в других районах активного вулканизма. В результате вулканогенных процессов известно несколько генетических типов палыгорскита.

#### *Глинистые минералы, сопутствующие магнезиальным силикатам*

Монтмориллонит тяготеет к фаціальным зонам спокойной седиментации или слабых течений (скв. 368, поздний мел; скв. 366, нижний эоцен). По мнению Дж. Милло [Millot, 1964] и других авторов, монтмориллонит связан с переотложением его из продуктов выветривания и почв тропического пояса с длительными сухими сезонами. Возникновение почв с монтмориллонитом в условиях тропического сухого климата происходит в плохо дренируемых депрессиях за счет взаимодействия  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ , высвобожденных при гидролизе в течение влажных и жарких периодов в континентальных водоемах.

Каолинит в морских осадках является типично аллотигенным минералом. Он связан с эрозией тропических кор выветривания и выносом частиц каолинита водным или золовым путем в область седиментации.

Гидрослюда в составе глинистой фракции океанических осадков в основном диоктаэдрическая, типа иллита, без разбухающих пакетов, вероятно, детритного происхождения. В условиях тропического латеритного выветривания, как известно, даже мусковитовые слюды разрушаются и выпадают из профиля, оставаясь лишь в виде реликтов. Этим и объясняется весьма ограниченное распространение иллитового компонента в изученных нами осадках 41-го рейса.

Хлорит относится к триоктаэдрическому типу. По всей вероятности, он может быть связан с размывом мапматических пород или с выносом из аридных зон, поскольку в профиле латеритного выветривания он обычно не сохраняется.

Смешаннослойные минералы в океанических осадках присутствуют в двух видах: иллит-монтмориллонитовые (i-M) и хлорит-монтмориллонитовые (ch-M). Первый характеризуется асимметричными пиками: природным —  $d = 13,6$ , с этиленгликолем —  $17,3$  и прокаленным при  $550^\circ - 9,9\text{\AA}$ . Второй тип имеет пики соответственно: природный  $d = 14,5$ , с этиленгликолем —  $16,99$  и прокаленный —  $13,8\text{\AA}$ . Оба типа отличаются неупорядоченным чередованием пакетов и вариаций в соотношении пакетов вплоть до преобладания любого из трех типов: иллитового, хлоритового или монтмориллонитового. Оба типа смешаннослойных образований, по-видимому, характеризуют деградацию исходных родоначальных минералов на Африканском материке.

\* \* \*

В результате изучения минералогии и фаціальных типов палыгорскитовых и палыгорскит-сепиолитовых океанических осадков 41-го рейса можно сделать следующие выводы.

1. Выделены три генетических типа магний-силикатных пород.

1. Чистые глубоководные "загадочные" палыгорскит-сепиолитовые глины с доломитом (без терригенного и вулканогенного материала). Допускается формирование их хемогенным или хемогенно-диагенетическим путем в пелагической зоне, соседствующей с материком тропического или аридного климата. Эта зона отличалась аномально интенсивным притоком растворимого Mg (вероятно, в форме  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ) и  $\text{SiO}_2$  из областей латеритообразования, с аномально высоким прогревом океанических вод.

2. Палыгорскитсодержащие глины и аргиллиты с прослоями алевролитового материала, часто с гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом или каолинитом. Данный тип формировался под влиянием суспензионных потоков вблизи дельтовых осадков р. Сенегал и подводной дельты — каньона в районе скв. 370.

3. Пелагические известняки и нанномергели с прослоями глинистого материала,

содержащего палыгорскит. Глинистая фракция  $<1$  мкм имеет полиминеральный характер, включая, кроме палыгорскита, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, каолинит, кварц. Формирование третьего типа палыгорскитсодержащих отложений происходило в карбонатных пелагических осадках вблизи бессточных участков аридного континента при золотом переносе палыгорскитовых частиц.

Вероятно, можно выделить и четвертый генетический тип палыгорскит-цеолитовых глин за счет диагенетического преобразования вулканических пеплов в том виде, в каком он описан В. Радом и Х. Рошем [Rad, Rösch, 1972] по кернам 14-го рейса DSDP. Однако в изученных нами скважинах 41-го рейса он не был встречен.

II. На основании новых фактов показана принципиальная возможность золотой транспортировки и переотложения частиц палыгорскита, сепиолита в зону седиментации и сохранность их в путях переноса. Наши выводы хорошо согласуются с данными Л. Вирца [Wirth, 1968] об золотой или суспензионной транспортировке палыгорскита из аридных районов Африканского материка (район р. Сенегал). Континентальный источник палыгорскита в осадках Красного моря был показан также Г. Мюллером [Müller, 1961], а в осадках Персидского залива (куда палыгорскит вносится некоторыми реками Ирана) — М. Хартманом [Hartman et al., 1971].

III. Ограничение палыгорскита и сепиолита позднемеловыми и палеогеновыми осадками и их обычный парагенезис с медленно отлагающимися монтмориллонитовыми глинами (с возрастом около 20–25 млн. лет) и аутигенным клиноптилолитом подтверждали диагенетическое происхождение этих магнезиальных силикатов [Rad, Rösch, 1972] и создавали впечатление о том, что палыгорскит и сепиолит не образуются в настоящее время. Однако находки палыгорскита в поверхностном слое осадков Атлантического океана между о-вом Мадейра и Канарскими островами, а также в западной части Северо-Африканской котловины [Градусов, 1976], очевидно, указывают на возможность их образования в океанических осадках вблизи материков и в седиментогенезе (либо хемогенно, либо в результате переноса водным или золотым транспортом). Наши данные по 41-му рейсу подтверждают этот вывод.

IV. При детритном происхождении палыгорскита далеко не всегда можно наблюдать количественное увеличение его по направлению к континенту. Все зависит от сложности подводного рельефа и схемы суспензионных потоков.

V. Мы полностью разделяем мнение В. Рада и Х. Роша об обязательном избытке  $Si^{4+}$  в поровых водах для оптимальных условий хемогенного или хемогенно-диагенетического образования сепиолита и палыгорскита. Источники его, конечно, могут быть разными [Hathaway, Sachs, 1965]. Признание приноса  $SiO_2$  реками, дренирующими районы латеритного выветривания, в качестве главного фактора при формировании магнезиальных минералов в осадках 41-го рейса сделано нами в силу близости последних к Африканскому матерiku.

VI. Большинство других минералов глинистой фракции океанических осадков 41-го рейса имеет детритное происхождение. Каолинит, как известно, обилен в корах латеритного выветривания. Диоктаэдрическая гидрослюда и триоктаэдрический хлорит неустойчивы в профиле латеритного выветривания (могут сохраняться лишь частично), с чем может быть и связано их ограниченное распространение в осадках 41-го рейса DSDP. Их возрастание может иметь место при аридизации климата. Хлорит, кроме того, может быть связан с размывом древних магматических пород Северо-Западной Африки. Монтмориллонит и смешаннослойные минералы (типа слюда-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит) могли выноситься из зон ослабленного дренажа латеритных кор выветривания, из аридных зон, а также за счет субаэрального или субаквального изменения вулканогенного материала.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКЕ

Одной из центральных задач 41-го рейса "Гломара Челленджера" являлось получение материалов для изучения истории седиментации и тектонического развития Атлантического океана в зоне относительно древней океанической коры (районы, прилегающие к основанию континентального склона западных окраин Северной Африки). В этой проблеме значительное место принадлежит исследованию геохимических аспектов эволюции седиментации, оценке параметров, характеризующих историю мезозойско-кайнозойского развития Атлантики.

Крайне ограниченная опубликованная информация по геохимии этих отложений обуславливает необходимость изложения фактического материала, анализа геохимических аспектов истории седиментации и оценки факторов, контролирующих эти явления.

Данные по литологии, минералогии (включая глинистые минералы), фашиальному анализу приводятся в ряде публикаций [Dean et al., 1977; Dean, Schreiber, 1977; Gardner et al., 1977; Lancelot et al., 1977; Mélières, 1977; Timofeev et al., 1977; Rad et al., 1977]. Стратиграфическое расчленение разрезов проводилось по данным изучения фаунистических остатков [Lancelot et al., 1977]. Существенной частью геохимического исследования рассматриваемых образований является выполненное И.М. Варенцовым минералого-петрографическое изучение шлифов под микроскопом, рентгеноструктурный анализ, ДТА и др.

Валовые (силикатные), карбонатные, спектральные анализы и определения компонентов по скв. 366 и 370 выполнялись в аналитической лаборатории Геологического института АН СССР, по скв. 367, 368, 369 – в лаборатории Института минералогии и геохимии рассеянных и редких элементов по известным методикам с использованием международных стандартов.

### *Пересчет химических анализов*

Мезозойско-кайнозойские отложения Восточной Атлантики представлены сложным комплексом карбонатных, кремнистых, терригенных, вулканогенных образований. Чтобы выявить специфические особенности определенных отложений относительно общего седиментационного фона, необходимо исключить посредством соответствующих пересчетов разбавляющее влияние следующих компонентов: а) терригенного вещества; б) кремнистого вещества; в) карбонатов; г) органического вещества; д) сульфидов и солей.

Опыт геохимического исследования океанических осадков убедительно свидетельствует, как наглядно проявляется генетическая специфика сравнительно монотонных кремнистых, карбонатных и терригенных отложений после снятия путем соответствующих пересчетов влияния разбавляющих компонентов [Boström et al., 1972, 1973]. Проводился пересчет химических определений компонентов на бестерригенное, бескремнистое, бескарбонатное вещество (БТККВ). Задача таких расчетов состояла в том, чтобы привести имеющиеся данные к качественно однородной основе, позволяющей количественно оценивать интенсивность аутигенных (включая влияние вулканизма, эксгаляций) процессов аккумуляции ряда компонентов. Методика пересчетов описана в работе И.М. Варенцова и А.И. Блажчишина [1976].

### Геохимическая эволюция седиментации в мезозое и кайнозое

#### *Средняя (?) – поздняя юра – неоком*

Отложения средней (?) – поздней юры (кимеридж и древнее) вскрыты скв. 367 в бассейне Зеленого Мыса, который рассматривается как часть склона Срединно-Атлантического хребта. Осадки представлены наннопланктонными, глинистыми, кремнистыми илами. Характерна перемежаемость красноцветных и сероцветных глинистых раз-

Т а б л и ц а 3

Содержание малых элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 367  
(вес.% на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Тип осадков	Co	Ni	Zn	V
15 сс	Глина алевритовая с вул- канокластикой	0,0020	0,0059	0,019	0,021
16 сс	Глина слабоалевритовая	0,0022	0,0054	0,016	0,012
23 сс	Песчаник граувакковый, глинистый	0,0025	0,0080	0,015	0,028
26 сс	Известняк слабокремнистый	< 0,0003	0,0004	—	0,0004
28 сс	Известняк нанномикрито- вый, глинистый	< 0,0003	< 0,0003	—	< 0,0003
31 сс	Близок обр. 28 сс	< 0,0003	0,0004	—	0,0003
34 сс	Известняк мелко-средне- зернистый	0,0005	0,0008	—	0,0004
	Глубоководные глины Атлантики (среднее) *	0,0039	0,0079	0,0129	—
	Глубоководные глины мезозоя-кайнозоя За- падной Атлантики * <sup>2</sup>	0,0034	0,0112	0,0151	—
	Карбонатные пелагичес- кие илы (среднее) * <sup>3</sup>	0,0091	0,0232	—	0,0300
	Глинистые пелагичес- кие илы (среднее) * <sup>3</sup>	0,0100	0,0300	—	0,0390
	Кремнистые пелагичес- кие илы (среднее) * <sup>3</sup>	0,0200	0,0230	—	0,0460

\* Bruti et al., 1973.

\*<sup>2</sup> "Гломар Челленджер", рейс 2, скв. 9 [Bruty et al., 1973].\*<sup>3</sup> El Wakeel, Riley, 1961.

ностей. В титоне—неокоме накапливались наннопланктонные карбонатно-кремнистые, глинистые илы с заметной примесью кварцевого алеврита. Среднеюрские (?)—неокомовые отложения отличаются относительно низкими концентрациями тяжелых металлов, рассеянных элементов, не превышающих средних содержаний в осадочных породах литосферы (табл. 3). Эти осадки накапливались в пелагической обстановке близ уровня карбонатной компенсации или несколько ниже.

В северной части исследованной области (основание континентального склона близ побережья Марокко, скв. 370) образования неокома представлены преимущественно терригенными осадками: песками, алевритами, глинами с прослоями глинистых силицитов, редкими прослойками вулканокластики. Характерно широкое развитие отложений гурбидитных потоков, оползневых течений. В целом для интервала от раннего валанжина до позднего баррема наблюдается увеличение содержаний органического вещества, сульфидов, сидеритовой молекулы, рассеянных количеств сульфатов при содержаниях тяжелых металлов, близких к средним в осадочных образованиях литосферы (табл. 4—8, рис. 11, 12, см. вкл.).

Приведенные данные свидетельствуют о нарастании признаков стагнации рассматриваемого участка бассейна, его относительно меньшей глубокководности к концу неокома. В относительно ранние стадии развития северных областей Восточной Атлантики не наблюдается выраженных региональных проявлений вулканической активности, которые, возможно, сопровождали формирование рифтогенного бассейна.

Sn	Mo	Cr	Pb	B	F	Be
0,0004	0,0002	0,020	0,0038	0,0090	0,082,	0,0005
0,0008	0,0001	0,013	0,0039	0,011	0,14	0,0004
0,0006	0,0001	0,020	0,0050	0,0084	0,10	0,0003
—	—	—	0,0007	—	0,016	< 0,0001
—	—	—	< 0,0004	—	0,012	< 0,0001
—	—	0,0005	0,0007	—	0,010	< 0,0001
—	—	0,0005	0,0014	0,0028	0,030	< 0,0001
—	—	0,0080	0,0052	—	—	—
—	—	0,0111	0,0068	—	—	—
0,0018	0,0020	0,0051	0,0150	—	—	—
0,0020	0,0017	0,0055	0,0175	—	—	—
0,0012	0,0038	0,0097	0,0180	—	—	—

*Апт—поздний мел (время накопления осадков,  
эквивалентных черным углисто-глинистым сланцам)*

В бассейне Зеленого Мыса (скв. 367) геохронологический интервал поздний баррем — ранний апт — сеноман характеризуется накоплением глинистых илов, существенно обогащенных органическим веществом преимущественно растительного происхождения. Примечательны хорошо сохранившиеся фрагменты наземных растений, скелеты рыб. Наблюдаются прослой кварцевого алеврита, глинистых наннопланктонных илов, содержащие рассеянные ромбоэдры доломита (до 15–25%), остатки наннопланктона, диатомовых, выделения пирита.

В низах интервала встречаются граувакковые пески с обломками кислых — средних вулканитов. В этих отложениях определены высокие содержания  $C_{орг}$  (до 6,7%), весьма значительные концентрации тяжелых металлов, малых элементов, в частности В (0,0084 вес. %), F (0,10 вес.%) (см. табл. 3).

Вблизи поднятия Зеленого Мыса (скв. 368) сходные по составу отложения, характеризующиеся высоким содержанием углефицированных растительных остатков (до 30%), глинистого вещества (до 30%), кварцевых алевритовых зерен (20–30%), выделений пирита (5–10%), относятся к возрастному интервалу альб—турон.

Следует подчеркнуть наличие в осадках наннопланктонных остатков реликтов планктонных фораминифер. Примечательно, что осадки, обогащенные сапропелевидным веществом и остатками растений содержат значительные количества тяжелых металлов, рассеянных элементов, в частности В, F (табл. 9–12, рис. 13, 14, см. вкл.).

Т а б л и ц а 4

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 370 (вес. %)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O
1-3-82-84*	—	—	1,41	1,14	—	0,06	25,38	1,57	—
2-2-20-22*	—	—	1,14	0,92	—	0,06	42,53	0,64	—
3-1-74-76*	—	—	1,73	1,35	—	0,05	22,79	2,24	—
4-2-68-70*	—	—	1,21	0,71	—	0,02	11,86	2,06	—
5-2-35-36*	—	—	1,43	0,99	—	0,04	2,74	2,05	—
5-3-92-94	43,59	0,68	9,34	3,44	1,29	0,03	12,22	4,10	1,35
6-2-82-84	59,80	0,68	10,73	3,62	1,29	0,03	3,78	3,13	1,18
8-2-64-66	49,80	0,68	11,74	4,45	1,31	0,03	6,33	4,36	1,31
10-2-88-90	44,07	0,60	7,95	2,08	1,16	0,03	15,91	3,18	1,47
12-2-2-5	50,91	0,43	5,40	1,49	1,16	0,03	15,71	2,12	1,06
16-2-36-37*	—	—	1,09	0,39	—	0,01	25,02	2,47	—
18-2-136-138*	—	—	0,86	0,28	—	0,01	30,36	2,15	—
19-1-91-93	36,48	0,42	7,62	3,25	0,87	0,05	18,38	4,13	1,35
	41,82	0,85	14,20	6,11	1,53	0,04	9,25	2,90	1,59
21-2-100-102*	—	—	1,65	2,02	—	0,03	9,12	1,50	—
22-2-71-73	44,61	0,85	14,45	5,18	1,33	0,03	7,47	2,59	1,58
23-2-90-92	43,80	0,85	15,44	5,20	2,45	0,03	6,80	2,15	1,59
23-4-100-102	47,87	0,72	12,02	4,45	1,49	0,05	7,75	3,50	1,43
24-3-86-88	42,26	0,72	14,18	5,55	1,15	0,02	10,08	2,20	1,54
25-2-16-17	48,03	0,93	15,39	4,68	1,46	0,02	5,72	2,53	1,70
26-3-90-92	43,14	0,72	9,97	5,40	1,59	0,05	10,87	3,94	1,51
27-2-90-92	64,85	0,68	7,11	2,23	1,14	0,03	4,48	3,47	1,10
28-3-70-72	46,95	0,68	14,79	3,98	2,46	0,04	3,71	4,01	1,54
30-2-100-102	53,22	0,76	14,70	4,55	2,36	0,03	1,07	2,59	1,39
31-1-43-45	64,69	0,76	12,60	4,88	1,29	0,02	0,80	1,89	1,31
31-2-124-126	50,40	0,85	12,66	3,66	2,75	0,03	6,50	2,44	1,27
32-2-118-120	51,50	0,85	14,87	3,88	3,14	0,03	3,19	2,49	1,35
32-3-92-94	52,84	0,60	8,31	3,21	2,98	0,03	9,70	1,52	1,10
32-4-50-52	70,79	0,72	9,66	3,35	1,08	0,02	1,29	1,72	1,23
34-4-68-70	46,34	0,72	15,02	4,84	1,88	0,03	7,16	2,63	1,30
34-5-97-99*	—	—	0,25	0,50	—	0,06	38,34	0,27	—
35-1-88-90*	—	—	0,82	1,00	—	0,04	20,47	1,08	—
	10,77	0,17	1,83	0,38	0,72	0,05	45,37	1,21	0,40
35-5-60-62*	—	—	0,07	0,84	—	0,03	45,35	1,02	—
35-5-124-126*	—	—	0,87	0,92	—	0,03	15,13	1,43	—
38-3-26-28*	—	—	1,45	2,36	—	0,02	7,27	1,26	—
38-5-98-100	56,51	0,94	14,98	3,51	3,79	0,04	2,59	2,20	1,27
39-2-100-102	55,37	1,02	14,40	3,29	2,95	0,03	5,32	1,94	1,23
39-4-94-96	58,79	0,94	13,92	1,92	2,45	0,03	5,39	1,53	1,39
40-1-113-115*	—	—	0,98	1,56	—	0,08	25,62	1,17	—
42-3-78-80	57,92	0,94	15,40	2,28	2,45	0,03	4,45	1,93	1,23
42-4-139-141*	—	—	0,62	3,20	—	0,11	31,09	0,99	—
43-2-85-87	53,27	0,85	15,42	3,64	3,04	0,04	4,19	2,37	1,23
45-3-104-106	—	—	0,61	1,14	—	0,07	19,71	0,45	—
47-3-48-49	50,87	0,76	14,66	4,22	1,34	0,04	7,40	2,51	1,35
48-2-87-89	34,34	0,64	9,84	3,30	2,08	0,06	20,76	2,17	0,97
49-1-141-143*	—	—	0,59	1,22	—	0,08	18,21	0,22	—
51-2-76-78	48,96	0,76	19,51	4,55	2,16	0,05	4,01	2,77	1,31

\* Анализ солянокислой вытяжки (концентрация HCl 5 : 100) с нагреванием до кипения.

\*\* МНО — минеральный нерастворимый остаток.

K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C	Cl	SO <sub>3</sub>	S <sub>sump</sub>	MHO**	Σ <sub>1</sub>	O=Cl	O=S	Σ <sub>2</sub>
-	-	-	0,14	21,25	Her	-	-	-	39,38	90,33	-	-	-
-	-	-	0,08	33,55	"	-	-	-	14,26	93,18	-	-	-
-	-	-	0,20	19,95	"	-	-	-	40,43	88,74	-	-	-
-	-	-	0,34	10,80	0,19	-	-	-	60,38	87,57	-	-	-
-	-	-	0,29	3,55	Her	-	-	-	75,06	86,15	-	-	-
2,44	2,71	4,03	0,41	11,45	0,83	0,63	0,69	0,90	-	100,13	0,14	0,45	99,54
2,39	2,91	5,59	0,25	3,30	0,27	0,53	0,09	0,30	-	99,87	0,11	0,15	99,61
2,69	3,75	5,22	0,34	5,90	0,20	0,74	0,26	1,13	-	100,24	0,16	0,57	99,51
2,20	2,46	3,83	0,96	12,00	0,66	0,76	0,40	0,74	-	100,46	0,16	0,37	99,93
1,37	1,92	2,01	1,17	12,40	1,88	0,16	0,19	0,72	-	100,13	0,03	0,36	99,74
-	-	-	2,16	20,45	0,98	-	-	-	37,17	89,74	-	-	-
-	-	-	3,39	23,55	0,20	-	-	-	23,64	84,44	-	-	-
1,36	3,20	5,78	0,81	15,35	0,38	0,63	0,07	0,18	-	100,31	0,13	0,09	100,09
1,85	4,99	6,30	0,11	7,15	0,23	0,54	0,31	0,62	-	100,39	0,12	0,31	99,96
-	-	-	0,11	-	-	-	-	-	61,16	-	-	-	-
1,60	5,90	6,71	0,09	6,00	0,36	0,48	0,40	0,76	-	100,39	0,10	0,38	99,91
1,28	4,74	7,40	0,14	6,70	0,62	0,32	0,41	0,69	-	100,61	0,07	0,35	100,19
2,03	5,56	5,25	0,12	7,35	Her	0,41	0,09	Her	-	100,09	0,09	-	100,00
1,43	6,03	5,83	0,08	7,85	0,46	0,39	0,16	0,16	-	100,09	0,08	0,08	99,93
1,41	4,92	7,27	0,12	4,90	0,27	0,53	0,37	0,16	-	100,41	0,11	0,08	100,22
1,75	4,40	5,15	0,19	10,25	0,16	0,56	0,36	0,72	-	100,73	0,12	0,36	100,25
2,01	3,36	2,69	0,43	5,65	0,14	0,57	0,10	0,10	-	100,14	0,12	0,05	99,97
3,32	5,28	6,40	0,33	3,45	1,71	0,83	0,39	0,57	-	100,44	0,18	0,28	99,98
4,04	4,78	4,50	0,18	3,40	1,77	0,51	0,25	0,75	-	100,85	0,11	0,37	100,37
3,24	4,15	3,53	0,13	Her	Her	0,40	Her	0,56	-	100,25	0,09	0,28	99,88
3,07	3,53	4,24	0,59	4,25	2,23	0,57	0,24	0,72	-	100,00	0,12	0,36	99,52
3,44	3,95	4,46	0,31	1,90	3,55	0,45	Heomp.	0,94	-	100,30	0,09	-	100,21
2,40	3,08	3,02	0,96	6,35	2,04	0,45	0,84	1,32	-	100,75	0,09	0,66	100,00
2,57	2,96	2,75	0,18	0,85	Her	0,39	Her	0,27	-	99,83	0,08	0,13	99,62
3,51	5,49	4,31	0,12	4,95	0,82	0,38	0,19	0,43	-	100,12	0,08	0,21	99,83
-	-	-	0,09	30,50	Her	-	-	-	23,86	93,87	-	-	-
-	-	-	0,13	16,65	0,32	-	-	-	51,46	91,97	-	-	-
0,49	1,68	0,71	0,32	35,55	Her	0,16	0,10	0,42	-	100,33	0,03	0,21	100,09
-	-	-	0,32	-	-	-	-	-	14,07	-	-	-	-
-	-	-	0,13	13,05	0,51	-	-	-	59,68	91,75	-	-	-
-	-	-	0,09	6,75	0,91	-	-	-	69,30	89,41	-	-	-
3,11	4,74	2,83	0,08	3,00	0,20	0,32	Her	0,20	-	100,31	0,07	0,10	100,14
2,82	3,70	2,87	0,09	4,35	0,08	0,44	0,07	0,17	-	100,14	0,09	0,08	99,97
2,84	3,37	2,32	0,05	3,75	0,32	0,54	Her	0,40	-	99,95	0,12	0,20	99,63
-	-	-	0,53	21,17	0,01	-	-	-	42,79	93,91	-	-	-
2,97	4,03	2,38	0,05	2,90	0,32	0,39	Her	Her	-	99,67	0,09	-	99,58
-	-	-	0,38	25,80	Her	-	-	-	32,29	94,48	-	-	-
3,24	5,12	3,34	0,09	3,30	0,22	0,31	Her	0,21	-	99,88	0,07	0,10	99,71
-	-	-	0,06	16,20	Her	-	-	-	57,42	95,66	-	-	-
3,10	4,29	2,50	0,11	5,00	1,86	0,29	Her	Her	-	100,30	0,06	-	100,24
2,27	3,82	2,59	0,15	16,00	0,46	0,26	Her	0,27	-	99,98	0,06	0,13	99,79
-	-	-	0,04	14,75	0,94	-	-	-	62,30	98,35	-	-	-
3,91	5,74	3,07	0,17	2,20	0,24	0,22	Her	Her	-	99,63	0,05	-	99,58

Т а б л и ц а 5

Содержание малых элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 370 (10<sup>-4</sup> вес. %)

№ обр.	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1-3-82-84	45	21	52	50	10	12	6	1,1	1,7
2-2-20-22	13	10	19	18	<5	<5	<5	<1,0	≈1,0
3-1-74-76	45	15	45	56	7	10	5	0,8	1,2
4-2-68-70	71	26	70	56	9	12	8	1,0	2,2
4-3-110-112									
5-2-35-36	103	27	93	44	11	19	13	1,0	<1,0
5-3-92-94	121	40	88	38	11	14	10	1,3	4,7
6-2-82-84	109	42	119	56	14	17	16	1,4	1,8
8-2-64-66	144	43	131	60	18	18	18	1,8	3,1
10-2-88-90	99	30	80	40	10	12	8	1,4	4,3
12-2-2-5	67	22	50	30	6	10	<5	1,0	3,6
16-2-36-37	61	20	53	44	7	9	≈5	1,3	3,6
17-1-142-144									
18-2-136-138	58	19	56	52	6	7	<5	≈1,0	3,9
19-1-91-93	136	37	86	53	12	10	8	1,2	2,1
21-2-100-102	89	34	110	34	15	14	16	1,5	1,7
22-2-71-73	85	28	110	≈32	14	12	17	1,2	1,6
23-2-90-92	96	36	135	30	18	18	21	1,6	1,8
23-4-100-102	117	28	126	54	14	14	16	1,0	1,2
24-3-86-88	88	32	111	50	16	12	16	1,2	1,2
25-2-16-17	103	35	130	42	17	19	20	1,4	≈1,4
26-3-90-92	84	32	101	34	17	15	13	1,5	1,5
27-2-90-92	117	25	88	54	10	12	9	1,2	1,0
28-3-70-72	158	55	200	58	18	17	26	2,2	4,4
30-2-100-102	147	55	135	89	16	15	23	2,4	1,5
31-1-43-45	111	27	105	62	12	18	18	1,4	≈1,0
31-2-124-126	120	51	106	54	11	16	18	1,6	2,8
32-2-118-120	151	63	140	76	16	19	26	2,3	4,2
32-3-92-94	100	65	105	61	13	20	12	1,5	6,1
32-4-50-52	74	20	94	34	10	15	10	1,1	≈1,0
34-4-68-70	80	41	119	45	16	22	22	1,5	1,4
34-5-97-99	12	20	12	16	<5	<5	<5	<1,0	1,5
35-1-88-90	48	22	67	47	10	15	6	1,0	1,5
35-5-60-62	11	12	13	24	7	7	<5	<1,0	≈1,0
35-5-124-126	58	21	70	71	9	13	8	≈0,8	≈1,0
38-3-26-28	81	37	126	62	14	23	18	1,0	1,3
38-5-98-100	104	38	140	48	18	25	27	2,6	≈1,5
39-2-100-102	100	36	125	46	20	23	18	2,0	<1,0
39-4-94-96	100	41	128	52	22	27	19	1,6	1,8
40-1-113-115	24	30	32	24	17	19	<5	≈1,0	1,2
42-3-78-80	120	42	160	40	19	30	20	1,4	1,6
42-4-139-141	10	31	13	38	18	19	<5	<1,0	2,6
43-2-85-87	100	41	138	50	16	27	22	2,1	1,6
45-3-104-106	21	14	24	21	8	12	<5	<1,0	≈1,0
46-4-83-85									
47-3-48-49	88	30	120	30	15	18	18	1,2	≈1,4
47-3-50-51									
48-2-87-89	63	30	89	40	13	21	10	1,0	1,4
49-1-141-143	22	15	29	30	11	14	<5	1,0	≈1,0
51-2-76-78	105	38	142	35	18	28	26	1,7	1,6

В районе основания континентального склона Марокко (скв. 370) в интервале ранней баррем—альб аккумуляровались преимущественно глинистые илы с примесью алевритового кварца, витрокластического материала, остатками диатомовых, прослоями грубой песчано-гравийной кластики (обломки пород склона) оползневой природы. Для этих пород характерны весьма умеренная известковая карбонатность (см. табл. 4—8, рис. 11, 12), повышенные количества сидеритовой молекулы ( $\text{FeCO}_3$  до 3,36%), пирита ( $\text{FeS}_2$  до 1,76%),  $\text{C}_{\text{орг}}$  (до 3,55%) при малых концентрациях тяжелых металлов. Уместно подчеркнуть, что относительно повышенные количества  $\text{C}_{\text{орг}}$  и ассоциирующих закисных соединений железа (сидерита, пирита) наблюдаются в раннем барреме — позднем апте—альбе. К концу этого интервала содержание отмеченных компонентов уменьшается.

В районе континентального склона Западной Сахары (скв. 369) осадки позднего апта—позднего мела представлены преимущественно оливково-черными, существенно глинистыми нанномергелями, глинами с примесью кварцевого алеврита, повышенных количеств рассеянного  $\text{C}_{\text{орг}}$ , пирита (табл. 13—16, рис. 15, 16, см. вкл.). Осадки биотурбированы. Замечательной особенностью этих осадков является преобладание в составе глинистой фракции палыгорскита с примесью переменных количеств монтмориллонита, каолинита, смешаннослойных фаз гидрослюда—хлорит, монтмориллонит—гидрослюда. Характерны сравнительно высокие содержания тяжелых металлов, рассеянных элементов, в частности В и F (соответственно до 0,015 и до 0,21 вес.% на сухое вещество; см. табл. 13—15 и рис. 15, 16).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в конце раннего — первой половине позднего мела в рассматриваемых районах Восточной Атлантики существовал бассейн с выраженным стагнированным режимом придонной толщи воды. Наиболее ярко стагнация была развита в районах бассейна Зеленого Мыса (скв. 367) и поднятия Зеленого Мыса (скв. 368). В более северных районах ограниченность водообмена придонных вод в пелагических обстановках континентального склона проявлялась слабее. Важно отметить, что верхняя часть водной толщи характеризовалась нормальным кислородным режимом: в этих условиях могли существовать различные формы планктона. Относительно высокие содержания избыточного Mg, значительные количества В, F могут быть интерпретированы как свидетельство сравнительно высокой минерализации придонных иловых вод.

В ряде разрезов в отложениях раннего — первой половине позднего мела отмечаются рассеянные сульфаты (гипс). Можно полагать, что стагнация придонных вод связана с плотностной стратификацией — наличием двух несмешивающихся слоев воды, существенно различающихся по солености. Отложения того же возраста, которые накапливались в стагнированных обстановках, известны в различных областях Северо-Западной и Южной Атлантики [Lancelot et al., 1972; Bolli et al., 1978]. В южной части Атлантического океана в конце раннего мела существовал относительно узкий эвапоритовый бассейн рифтогенного типа [Roberts, 1975; Wardlaw, Nicholls, 1972; Bolli et al., 1978]. Полагают, что на севере этот относительно узкий солеродный бассейн был изолирован от Северной Атлантики приэкваториальной разломной зоной. Изложенные данные позволяют допустить поступление рассолов в северную часть Атлантики через этот барьер. Если экстраполировать применявшуюся для аптского эвапоритового бассейна Южной Атлантики модель Красного моря [Roberts, 1975; Wardlaw, Nicholls, 1972], то для объяснения природы высокоминерализованной придонной воды изучавшихся районов следует также допустить поступление подогретых рассолов. Такие рассолы могли образоваться в результате выщелачивания относительно древних (в данном случае юрских) эвапоритов пластовыми водами. О наличии эксталяционного воздействия на геохимические особенности придонных вод можно судить по относительно высоким концентрациям в осадках В и F.

Формирование аутигенных магнезиальных силикатов (преимущественно палыгорскита) в течение позднего апта — позднего мела в районе континентального склона Западной Сахары происходило, по-видимому, в обстановке сравнительно высокоминерализованных придонных вод.

Таблица 6

Содержание малых элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 370 (вес. % на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Co	Ni	Zn	V	Sn	Mo	Cu	Pb	B	Be	F
27-3-25-26	0,0008	0,0041	0,012	0,014	0,0003	0,0003	0,010	0,0020	0,0090	0,0003	0,18
27-3-41-43	0,0006	0,0015	0,009	0,010	0,0003	0,0001	0,0080	0,0025	0,0090	0,0002	0,18
30-4-51-53	0,0012	0,0041	0,014	0,014	0,0005	0,0002	0,012	0,0035	0,018	0,0004	0,090
30-4-126-128	0,0013	0,0048	0,018	0,012	0,0005	0,0001	0,011	0,0033	0,020	0,0003	0,15
40-2-105-107	0,0015	0,0040	0,014	0,015	0,0005	0,0001	0,0072	0,0051	0,012	0,0003	0,10
41-3-115-117	0,0011	0,0026	0,009	0,0090	0,0004	0,0001	0,0060	0,0040	0,011	0,0001	0,11
43-2-62-63	0,0010	0,0020	0,010	0,010	0,0003	< 0,0001	0,0056	0,0033	0,009	0,0001	0,071
44-2-40-42	0,0014	0,0034	0,012	0,014	0,0005	0,0001	0,0072	0,0042	0,011	0,0002	0,16

Таблица 7

Содержание нормативных молекул в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 370 (вес. %)

№ обр.	CO <sub>2</sub>	Карбонатные молекулы				Cl	NaCl	S	FeS <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>
		CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>						
1-3-82-84	21,25	45,297	2,491	-	0,097	-	-	-	-	-	-
2-2-20-22	33,55	75,899	0,276	-	0,097	-	-	-	-	-	-
1-3-74-76	19,95	40,671	4,261	-	0,081	-	-	-	-	-	-
4-2-68-70	10,80	21,165	2,842	-	0,032	-	-	-	-	-	-
5-2-35-36	3,55	4,890	2,635	-	0,065	-	-	-	-	-	-
5-3-92-94	11,45	21,808	3,499	0,448	0,049	0,63	1,039	0,90	1,684	0,69	1,174
6-2-82-84	3,30	6,180	-	1,536	-	0,53	0,874	0,30	0,561	0,09	0,153
8-2-64-66	5,90	11,296	1,707	0,063	0,049	0,74	1,220	1,13	2,114	0,26	0,442
10-2-88-90	12,00	26,837	-	0,529	-	0,76	1,253	0,74	1,384	0,40	0,680
12-2-2-5	12,40	27,717	0,286	0,564	-	0,16	0,264	0,72	1,347	0,19	0,323
16-2-36-37	20,45	44,651	1,700	-	0,016	-	-	-	-	-	-
18-2-136-138	23,55	53,563	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-1-91-93	15,35	32,801	0,938	1,077	0,081	0,38	1,039	0,18	0,337	0,07	0,236
21-2-100-102	7,15	15,105	-	1,343	-	0,54	0,890	0,62	1,160	0,31	0,527
22-2-71-73	6,00	12,985	-	0,766	-	0,48	0,791	0,76	1,422	0,40	0,680

23-2-90-92	6,70	12,135	0,617	2,698	0,049	0,32	0,528	0,69	1,291	0,41	0,697
23-4-100-102	7,35	13,830	0,627	2,402	0,081	0,41	0,676	Her	-	0,09	0,153
24-3-86-88	7,85	16,504	-	1,564	-	0,39	0,643	0,16	0,299	0,16	0,273
25-2-16-17	4,90	9,365	-	2,063	-	0,53	0,874	0,16	0,299	0,37	0,629
26-3-90-92	10,25	19,398	2,327	1,257	0,081	0,56	0,923	0,72	1,347	0,36	0,612
27-2-90-92	5,65	7,995	2,850	1,657	0,049	0,57	0,940	0,10	0,187	0,10	0,170
28-3-70-72	3,45	5,313	-	2,933	-	0,83	1,368	0,57	1,066	0,39	0,663
30-2-100-102	3,40	1,910	3,091	2,444	0,049	0,51	0,841	0,75	1,403	0,20	0,340
31-1-43-45	Her	-	-	-	-	0,40	0,659	0,56	1,048	Her	-
31-2-124-126	4,25	6,967	-	3,127	-	0,57	0,940	0,72	1,347	0,24	0,408
32-2-118-120	1,90	1,422	-	3,358	-	0,45	0,742	0,94	1,759	He onp.	-
32-3-92-94	6,35	12,362	-	2,410	-	0,45	0,742	1,32	2,470	0,84	1,428
32-4-50-52	0,85	0,855	-	1,250	-	0,39	0,643	0,27	0,505	Her	-
34-4-68-70	4,95	9,314	-	2,251	-	0,38	0,626	0,43	0,804	0,19	0,323
34-5-97-99	30,50	68,421	0,565	-	0,097	-	-	-	-	-	-
35-1-88-90	16,65	36,531	1,180	-	0,065	-	-	-	-	-	-
35-5-60-62	35,55	80,516	-	0,399	-	0,16	0,264	0,42	0,786	0,10	0,170
35-5-124-126	13,05	27,001	2,425	-	0,049	-	-	-	-	-	-
38-3-26-28	6,75	12,974	2,162	-	0,032	-	-	-	-	-	-
38-5-98-100	3,00	2,006	-	5,477	-	0,32	0,528	0,20	0,374	Her	-
39-2-100-102	4,35	6,055	-	4,447	-	0,44	0,725	0,17	0,318	0,07	0,119
39-4-94-96	3,75	5,745	-	3,224	-	0,54	0,890	0,40	0,748	Her	-
40-1-113-115	21,17	20,101	2,131	-	0,130	-	-	-	-	-	-
42-3-78-80	2,90	6,596	-	-	-	0,39	0,643	Her	-	Her	-
42-4-139-141	25,80	55,483	2,070	-	0,178	-	-	-	-	-	-
43-2-85-87	3,30	3,603	-	4,520	-	0,31	0,511	0,21	0,393	Her	-
45-3-104-106	16,20	35,174	0,941	-	0,113	-	-	-	-	-	-
47-3-48-49	5,00	11,373	-	-	-	0,29	0,478	Her	-	Her	-
48-2-87-89	16,00	33,922	-	2,862	-	0,26	0,429	0,27	0,505	Her	-
49-1-141-143	14,71	32,498	0,460	-	0,130	-	-	-	-	-	-
51-2-76-78	2,20	5,004	-	-	-	0,22	0,363	Her	-	Her	-

Таблица 8

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 370 (вес. % в пересчете на БТККВ)

№ обр.	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>вал</sub>	Mn <sub>вал</sub>	P <sub>вал</sub>
1-3-82-84	-	-	25,916	-	-	65,552	-	6,567
2-2-20-22	-	-	43,871	-	-	51,952	-	3,579
3-1-74-76	-	-	-	-	-	87,346	-	10,715
4-2-68-70	-	-	55,230	-	-	28,591	-	13,954
4-3-110-112	-	-	-	-	-	-	-	-
5-2-35-36	-	-	51,258	-	-	36,613	-	9,845
5-3-92-94	8,762	-	23,724	10,217	30,787	22,322	-	3,855
6-2-82-84	6,654	-	46,064	5,724	21,992	17,589	-	1,639
8-2-64-66	4,903	-	43,956	2,828	22,166	23,633	-	2,137
10-2-88-90	6,710	-	47,035	10,087	24,654	2,522	-	8,736
12-2-2-5	6,299	-	39,727	18,954	17,330	3,612	0,140	13,718
16-2-36-37	-	-	58,277	-	-	3,550	-	37,456
17-1-142-144	-	-	-	-	-	-	-	-
18-2-136-138	-	5,030	54,097	-	-	1,343	0,132	38,900
19-1-91-93	2,652	-	54,864	9,304	6,141	20,097	-	6,590
21-2-100-102	8,116	-	30,212	12,540	-	49,036	-	-
22-2-71-73	10,883	-	27,877	18,440	-	42,701	-	-
23-2-90-92	13,752	-	-	32,157	-	53,752	-	0,052
23-4-100-102	6,477	-	44,550	13,077	8,841	26,622	-	0,123
24-3-86-88	6,550	-	19,215	20,300	-	53,772	-	-
25-2-16-17	15,775	-	28,349	24,874	-	30,727	-	-
26-3-90-92	6,889	-	30,891	11,536	7,354	42,265	-	0,889
27-2-90-92	11,679	-	35,921	8,033	29,113	10,226	-	4,558
28-3-70-72	2,893	-	52,900	3,628	30,985	6,962	-	2,108
30-2-100-102	6,248	-	-	8,727	62,077	21,697	-	0,684
31-1-43-45	6,305	-	10,747	8,818	33,408	40,318	-	0,179
31-2-124-126	9,837	8,797	24,020	5,385	34,923	11,223	-	5,545
32-2-118-120	9,298	-	26,915	9,396	44,792	6,557	-	2,512
32-3-92-94	6,226	28,194	3,639	7,300	27,295	18,438	-	8,484
32-4-50-52	10,290	-	18,597	13,234	35,766	20,725	-	1,195
34-4-68-70	4,179	-	23,896	8,190	39,883	23,756	-	-
34-5-97-99	-	-	-	-	-	81,349	-	15,692
35-1-88-90	-	-	36,981	-	-	55,670	-	5,368
35-5-60-62	6,159	-	58,237	10,855	14,391	-	2,012	8,110
35-5-124-126	-	-	10,606	-	-	77,360	-	8,422
38-3-26-28	-	-	-	-	-	95,503	-	2,241
38-5-98-100	16,517	-	23,239	14,068	45,766	-	-	-
39-2-100-102	26,459	-	16,334	11,020	45,758	-	-	-
39-4-94-96	25,402	-	-	18,047	55,935	-	-	-
40-1-113-115	-	-	-	-	-	79,396	-	19,484
42-3-78-80	14,240	-	8,223	7,862	33,253	35,940	-	-
42-4-139-141	-	-	-	-	-	91,096	-	8,281
43-2-85-87	11,596	-	28,244	11,640	48,187	-	-	-
45-3-104-106	-	-	-	-	-	86,667	-	4,749
46-4-83-85	-	-	-	-	-	-	-	-
47-3-48-49	6,660	-	28,477	14,337	34,841	15,551	-	-
47-3-50-51	-	-	-	-	-	-	-	-
48-2-87-89	8,242	-	33,092	9,296	27,949	19,985	0,403	0,837
49-1-141-143	-	-	-	-	-	95,318	-	2,672
51-2-76-78	0,526	-	16,210	6,650	33,197	43,338	-	-

	Cr	Ni	Y	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
	0,446	0,164	0,504	0,539	0,105	0,129	0,047	0,012	0,019
	0,081	0,058	0,138	0,173	< 0,046	< 0,046	< 0,035	< 0,010	0,010
	0,482	0,094	0,455	0,683	0,067	0,107	0,027	0,008	0,013
	0,634	0,195	0,605	0,517	0,078	0,107	0,058	0,009	0,020
	0,781	0,163	0,683	0,325	0,081	0,146	0,089	0,007	< 0,007
	0,199	-	0,073	0,030	0,005	0,013	-	0,001	0,010
	0,134	-	0,117	0,061	0,007	0,015	-	0,001	0,002
	0,178	-	0,113	0,054	0,013	0,013	-	0,002	0,004
	0,133	-	0,063	0,038	0,004	0,008	-	0,001	0,008
	0,112	-	0,042	0,039	0,003	0,014	-	0,001	0,009
	0,223	0,060	0,183	0,163	0,024	0,032	0,012	0,005	0,014
	0,142	0,039	0,132	0,132	0,013	0,016	< 0,010	0,002	0,010
	0,198	-	0,073	0,063	0,008	0,004	-	0,001	0,003
	0,044	-	0,044	-	0,003	-	-	0,001	0,002
	0,043	-	0,054	-	-	-	-	-	-
	0,094	-	0,172	-	0,010	0,010	-	-	-
	0,138	-	0,116	0,047	0,005	0,005	-	-	-
	0,058	-	0,065	0,033	0,007	-	-	-	-
	0,114	-	0,133	-	0,009	0,018	-	-	-
	0,069	-	0,071	0,010	0,014	0,010	-	0,001	0,001
	0,231	-	0,117	0,097	0,008	0,014	-	0,001	0,001
	0,203	-	0,252	0,037	0,007	0,005	0,010	0,002	0,007
	0,227	-	0,118	0,146	0,003	-	0,003	0,003	-
	0,105	-	0,049	0,058	-	0,011	-	-	-
	0,149	-	0,061	0,045	-	0,008	-	0,001	0,004
	0,248	-	0,137	0,108	0,003	0,013	0,010	0,003	0,009
	0,127	0,055	0,110	0,081	0,011	0,026	-	0,001	0,012
	0,073	-	0,087	0,017	-	0,015	-	-	-
	0,011	-	0,056	0,006	0,003	0,020	-	-	-
	0,454	0,785	0,413	0,619	< 0,198	< 0,198	< 0,190	< 0,040	0,061
	0,437	0,179	0,616	0,447	0,089	0,139	0,050	0,009	0,014
	0,012	0,018	0,006	0,116	0,030	0,030	< 0,012	< 0,005	0,005
	0,842	0,265	0,983	1,076	0,125	0,187	0,109	0,011	0,014
	0,503	0,204	0,795	0,394	0,088	0,149	0,109	0,006	0,008
	0,125	-	0,182	0,022	0,013	0,044	0,018	0,005	-
	0,151	-	0,168	0,022	0,034	0,050	-	0,003	-
	0,185	-	0,222	0,074	0,049	0,080	-	0,001	0,002
	0,163	0,215	0,223	0,180	0,137	0,154	< 0,030	0,008	0,009
	0,168	-	0,237	-	0,016	0,060	-	-	-
	0,035	0,141	0,045	0,182	0,086	0,091	< 0,025	< 0,004	0,013
	0,097	-	0,162	0,022	-	0,048	-	0,002	-
	3,562	0,218	3,957	0,376	0,138	0,218	< 0,079	< 0,018	0,018
	0,046	-	0,079	-	-	0,010	-	-	-
	0,040	-	0,074	0,037	0,009	0,034	-	-	0,001
	0,338	0,214	0,445	0,499	0,178	0,232	< 0,071	0,016	0,016
	0,017	-	0,039	-	-	0,022	-	-	-

Таблица 9

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 368 (вес. % на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO
3-3-76-78 } 4-3-92-94 }	13,78	5,31	0,26	1,78	0,36	39,68	2,37	0,07
5-4-73-75 } 6-5-75-77 }	10,44	3,90	0,21	1,40	0,28	43,37	3,95	0,04
7-5-90-92	16,66	6,47	0,42	2,09	0,43	37,33	3,95	0,05
9-4-83-85	16,10	7,29	0,41	2,32	0,43	38,43	1,98	0,10
10-1-87-89	30,10	11,04	0,92	5,20	0,36	21,59	2,90	0,07
13-3-75-77 } 14-2-75-77 }	26,18	8,85	0,73	3,33	0,50	26,78	4,15	0,11
29-1-68-70 } 30-2-58-60 }	56,32	11,97	0,64	4,18	0,57	1,58	6,35	0,04
31-2-78-80								
34-2-61-63	57,00	8,72	0,50	2,25	0,65	3,40	8,33	0,02
36-3-37-39 } 37-4-80-82 }	50,42	8,30	0,25	1,69	0,65	3,46	12,42	0,01
39-5-69-70 } 40-3-69-70 }	55,52	6,38	0,23	2,08	0,58	1,48	12,72	0,01
41-2-70-72								
45-4-91-93	64,60	9,11	0,39	2,08	0,86	0,66	5,10	0,01
53-3-71-73	68,42	12,37	0,58	2,54	0,86	0,55	2,84	0,04
55-3-90-92	74,80	10,03	0,48	2,30	1,01	0,49	1,82	0,02
54-3-71-73	63,86	13,38	0,64	3,82	0,90	0,77	3,46	0,03
57-4-68-70 } 58-3-79-80 }	55,66	13,35	0,84	4,46	1,80	0,55	2,21	0,11

Таблица 10

Содержание рассеянных элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 368 (вес.%, на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Pb	Cr	Ni	Co
1-5-72-74	0,0020	0,0019	0,0033	0,0009
(3-3-76-78) + (4-3-92-94)	0,0015	0,0010	0,0020	0,0006
(5-4-73-75) + (6-5-75-77)	0,0011	0,0005	0,0014	0,0006
7-5-90-92	0,0018	0,0014	0,0018	0,0007
9-4-83-85	0,0014	0,0014	0,0016	0,0006
10-1-87-89	0,0030	0,0095	0,0051	0,0017
11-2-68-70	0,0038	0,010	0,0055	0,0016
(13-3-75-77) + (14-2-75-77)	0,0024	0,0085	0,0034	0,0010
15-3-93-95	0,0031	0,011	0,0051	0,0021
16-4-75-77	0,0023	0,011	0,0043	0,0010
17-4-54-57	0,0040	0,011	0,0045	0,0006
18-4-85-87	0,0034	0,013	0,0098	0,0024
22-5-88-90	0,0012	0,012	0,0024	0,0004
(25-2-65-67) + (26-2-80-82)	0,0015	0,012	0,0020	0,0004
(29-1-68-70) + (31-2-78-80) + (30-2-58-60)	0,0010	0,012	0,0018	0,0004
34-2-61-63	0,0007	0,011	0,0013	0,0003
(36-2-79-81) + (36-2-38-40)	0,0009	0,012	0,0021	< 0,0003

$P_2O_5$	$H_2O^-$	П.п.п.	$Na_2O$	$K_2O$	S=O	$\Sigma$	$H_2O^+$	$CO_2$	$S_{обш}$
0,10	0,66	33,06	1,69	0,82	< 0,01	99,94	2,42	9,46	< 0,02
0,09	0,48	34,46	1,10	0,60	< 0,01	100,32	1,68	9,68	< 0,02
0,13	0,56	30,64	0,89	0,85	< 0,01	100,47	2,76	9,02	< 0,02
0,14	0,58	31,16	0,82	0,75	< 0,01	100,51	3,00	9,24	< 0,02
0,18	1,40	23,72	1,14	1,70	< 0,01	100,32	4,76	7,70	< 0,02
0,90	1,52	23,91	1,96	1,08	0,41	100,41	4,00	7,92	0,82
1,00	5,36	9,31	1,49	1,46	0,15	100,42	7,82	0,88	0,30
1,46	5,22	11,50	0,95	1,09	0,18	101,27	7,13	0,88	0,39
0,87	6,50	14,42	0,93	0,61	0,35	100,88	7,15	1,76	0,69
1,25	7,68	11,08	0,83	0,40	0,18	100,42	8,18	-	0,36
0,50	6,04	8,72	1,05	0,65	0,34	100,11	5,81	-	0,68
0,14	3,60	5,08	1,05	2,22	< 0,01	100,29	4,15	-	< 0,02
0,11	2,72	3,84	1,24	1,37	< 0,01	100,23	2,88	-	< 0,02
0,23	4,00	5,97	1,08	2,19	< 0,01	100,33	4,70	-	< 0,02
0,16	7,67	8,70	1,30	2,88	0,59	100,28	6,18	-	1,18

Sn	Mo	V	Zn	B	Be	F
-	< 0,0001	0,0052	-	0,0031	< 0,0001	0,040
-	-	0,0025	-	0,0020	< 0,0001	0,028
-	-	0,0022	-	0,0013	< 0,0001	0,005
-	-	0,0048	-	0,0028	< 0,0001	0,007
< 0,0003	-	0,0041	-	0,0026	< 0,0001	0,020
< 0,0003	-	0,014	< 0,003	0,0068	0,0001	0,045
0,0003	0,0001	0,013	0,012	0,012	0,0002	0,11
< 0,0003	< 0,0001	0,0062	-	0,0043	0,0001	0,025
≤ 0,0003	0,0002	0,017	0,011	0,0056	0,0003	0,20
< 0,0003	< 0,0001	0,0064	0,003	0,0050	0,0001	0,082
≤ 0,0003	0,0001	0,010	0,007	0,010	0,0004	0,21
0,0004	0,0001	0,012	0,021	0,023	0,0003	0,34
< 0,0003	0,0003	0,012	0,011	0,0085	0,0001	0,025
< 0,0003	< 0,0001	0,012	0,012	0,0084	0,0002	0,036
0,0003	< 0,0001	0,015	0,010	0,011	0,0002	0,11
< 0,0003	< 0,0001	0,015	0,009	0,0064	0,0002	0,12
< 0,0003	0,0008	0,013	0,012	0,0085	0,0001	0,42

Таблица 10 (окончание)

№ обр.	Pb	Cr	Ni	Co
(36-3-37-39) + (37-4-80-82)	0,0007	0,017	0,0026	< 0,0003
(39-5-69-70) + (40-3-69-70) + (41-2-70-72)	0,0005	0,016	0,0026	< 0,0003
(40-3-69-70) + (40-3-61-63)	0,0018	0,025	0,0034	0,0004
42-2-62-63	0,0007	0,017	0,0029	< 0,0003
44-4-68-70	0,0005	0,019	0,0023	< 0,0003
(45-4-91-93) + (46-4-60-61)	0,0005	0,024	0,0021	< 0,0003
47-5-69-70	0,0004	0,014	0,0014	< 0,0003
50-3-52-54	0,0018	0,011	0,0030	0,0011
51-2-60-62	0,0060	0,012	0,0032	0,0011
53-3-71-73	0,0026	0,0066	0,0025	0,0010
54-3-71-73	0,0012	0,0082	0,0026	0,0007
55-3-90-92	0,0017	0,0068	0,0017	0,0003
(58-3-79-80) + (57-4-68-70)	0,0041	0,0085	0,0048	0,0020
58-5-88-90	0,0029	0,016	0,025	0,0013
59-2-71-73	0,0050	0,011	0,0085	0,0040

Таблица 11

Содержание нормативных молекул карбонатов и сульфидов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 368 (вес. %)

№ обр.	CO <sub>2</sub>	Карбонатные молекулы		S	FeS <sub>2</sub>
		CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>		
3-3-76-78 } 4-3-92-94 }	9,46	21,046	0,545	< 0,02	< 0,037
5-4-73-75 } 6-5-75-77 }	9,68	21,660	0,415	< 0,02	< 0,037
7-5-90-92	9,02	19,947	0,658	< 0,02	< 0,037
9-4-83-85	9,24	20,448	0,658	< 0,02	< 0,037
10-1-87-89	7,70	17,043	0,545	< 0,02	< 0,037
13-3-75-77 } 14-2-75-77 }	7,92	18,015	-	0,82	1,533
29-1-68-70 } 30-2-58-60 }	0,88	1,678	0,375	0,30	0,561
31-2-78-80 } 34-2-61-63 }	0,88	1,708	0,340	0,39	0,730
36-3-37-39 } 37-4-80-82 }	1,76	4,003	-	0,69	1,290
39-5-69-70 } 40-3-69-70 }	-	-	-	0,36	0,673
41-2-70-72 } 45-4-91-93 }	-	-	-	0,68	1,272
53-3-71-73 } 54-3-71-73 }	-	-	-	< 0,02	< 0,037
55-3-90-92 } 57-4-68-70 }	-	-	-	< 0,02	< 0,037
58-3-79-80 }	-	-	-	1,18	2,208

Sn	Mo	V	Zn	B	Be	F
< 0,0003	0,0003	0,014	0,016	0,0060	0,0001	0,28
< 0,0003	0,0002	0,012	0,030	0,0057	0,0002	0,36
0,0007	0,0004	0,010	0,030	0,0065	< 0,0001	0,25
< 0,0003	0,0005	0,012	0,025	0,0058	0,0002	0,28
< 0,0003	< 0,0001	0,015	0,023	0,0065	0,0002	0,32
< 0,0003	0,0005	0,011	0,024	0,010	0,0002	0,34
< 0,0003	0,0003	0,0050	0,010	0,0066	0,0001	0,10
0,0004	0,0001	0,0057	0,015	0,015	0,0002	0,078
0,0005	0,0001	0,014	0,015	0,018	0,0002	0,090
0,0003	< 0,0001	0,0072	0,015	0,011	0,0001	0,048
0,0003	< 0,0001	0,0093	0,010	0,0095	0,0002	0,054
< 0,0003	< 0,0001	0,0050	0,008	0,0060	0,0001	0,016
0,0005	0,0005	0,013	0,019	0,014	0,0003	0,20
0,0004	0,025	0,15	0,26	0,0080	0,0002	0,21
0,0007	0,0016	0,040	0,070	0,016	0,0001	0,20

Заслуживает внимания тот факт, что современные палыгорскитовые осадки обнаружены в осевой части Красного моря [Heezen et al., 1965]. Однако геохимическая сущность образования палыгорскита — сепиолита остается предметом противоречивых дискуссий из-за отсутствия убедительных и очевидных свидетельств о геохимических параметрах обстановки их формирования [Bonatti, Joensuu, 1968, 1969; Sabatier, 1969; Heezen et al., 1965; Timofeev et al., 1977].

#### Поздний мел—эоцен

В течение конца позднего мела—эоцена в районе поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366) накапливались преимущественно карбонатные наннопланктонные илы пелагического облика.

Интервал датский век—поздний палеоцен характеризовался аккумуляцией наннопланктонных, фораминиферовых илов с ощутимой примесью витрокластики среднего—кислого состава, которая в постседиментационные стадии превращалась в аутигенное смешаннослойное гидрослюда-монтмориллонитовое глинистое вещество. Влияние вулканической примеси, подвергшейся изменению в среде открытой океанской пелагиали, отразилось в относительно высоких содержаниях избыточного Mg (MgO до 31,86 вес. %), K (K<sub>2</sub>O до 9,12 вес. %), Fe (Fe<sub>вал</sub> до 82,75 вес. %), в значительных концентрациях тяжелых металлов (табл. 17—20, рис. 17, 18 вкл.). В конце позднего палеоцена аккумулировались преимущественно глинисто-диатомовые, карбонатные илы, в которых смена состава тонкой вулканокластической примеси сказалась на сравнительно низких содержаниях избыточного K и тяжелых металлов (см. табл. 17—20).

Начало раннего эоцена ознаменовалось накоплением наннопланктонных илов с остатками водорослей и существенной примесью вулканокластического материала среднего—кислого состава (до 40%). Значительная часть вулканокластической примеси преобразована в основном в смешаннослойное монтмориллонит-хлоритовое вещество. Осадки характеризуются повышенными избыточными концентрациями Mn, Mg, щелочей при сравнительно малых количествах тяжелых металлов (см. табл. 17—20, рис. 17, 18).

В течение раннего—среднего эоцена общий характер седиментации сохранял главные особенности начала раннего эоцена. Однако во второй половине позднего эоцена в составе глинистого вещества наряду с аутигенными смешаннослойными фазами

Таблица 12

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 368 (вес.% в пересчете на БТККВ)

№ обр.	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>вал</sub>	Mn <sub>вал</sub>	P <sub>вал</sub>
3-3-76-78 } 4-3-92-94 }	0,185	87,942	5,669	4,634	0,262	1,111	0,115	0,073
5-4-73-75 } 6-5-75-77 }	0,175	86,121	9,908	2,609	0,164	0,902	0,051	0,068
7-5-90-92	0,592	84,980	10,965	2,036	—	1,255	0,058	0,109
9-4-83-85	0,475	91,646	4,156	1,757	—	1,539	0,186	0,153
10-1-87-89	3,364	67,577	11,173	4,317	1,108	11,892	0,114	0,242
13-3-75-77 } 14-2-75-77 }	1,863	71,417	14,940	7,387	—	2,393	0,260	1,698
29-1-68-70 } 30-2-58-60 }	2,454	—	66,457	12,617	—	11,941	—	5,161
31-2-78-80 } 34-2-61-63 }	1,727	9,012	75,133	5,702	—	1,022	—	6,161
36-3-37-39 } 37-4-80-82 }	—	5,510	85,553	4,147	—	—	—	2,591
39-5-69-70 } 40-3-69-70 }	—	2,361	83,864	3,793	—	3,584	—	3,640
41-2-70-72 } 45-4-91-93 }	0,828	—	76,767	12,042	—	—	—	3,443
53-3-71-73 } 54-3-71-73 }	3,738	—	49,448	16,754	17,026	11,453	—	0,442
55-3-90-92 } 57-4-68-70 }	3,242	—	48,160	11,739	8,104	26,843	—	1,179
58-3-79-80 }	4,359	—	30,689	34,739	—	30,028	—	0,040
	7,816	—	16,783	16,408	24,036	28,895	0,939	0,422

Таблица 13

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 369 (вес.% на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
1-5-84-86 } 2-4-80-82 }	25,12	8,85	0,42	2,23	0,86	29,37	0,79
6-2-73-75 } 7-4-72-74 }	15,44	4,43	0,38	1,17	0,58	39,53	—
8-3-107-108 } 9-4-60-62 }	25,04	6,90	0,36	2,17	0,50	32,39	—
10-3-73-75 } 11-4-73-75 }	32,86	14,02	0,41	2,41	1,22	22,50	0,50
12-4-74-76 } 13-5-123-125 }	56,50	11,98	0,69	2,70	0,86	9,11	1,03
18-6-69-70 } 19-1-70-72 }	55,50	9,27	0,38	1,81	1,58	6,42	1,09
21-6-58-60 } 24-2-69-71 }	54,52	8,88	0,31	1,51	1,80	8,34	0,77
25-4-70-71 } 26-4-70-71 }	50,14	12,66	0,55	2,64	1,30	10,43	0,81
27-4-70-71 } 30-4-79-80 }	49,10	10,81	0,56	2,54	0,86	12,68	1,70
	55,10	11,39	0,69	3,16	0,86	8,34	1,74
	31,64	10,03	0,34	2,54	0,86	22,78	1,47
	34,56	9,37	0,39	2,16	0,72	21,95	1,58
	30,76	9,11	0,38	2,39	0,86	25,03	1,07
	49,26	11,20	0,65	3,09	0,72	13,06	1,03
	38,12	11,59	0,51	2,54	0,86	17,97	1,38
	30,82	6,77	0,26	1,80	0,58	26,75	1,28

	Pb	Cr	Co	Mo	V	Zn	B	Be	F
	0,003	-	-	-	-	-	0,005	-	-
	0,002	-	0,001	-	-	-	-	-	-
	0,004	-	-	-	0,002	-	-	-	-
	0,002	-	-	-	-	-	0,080	-	0,006
	0,013	0,026	0,004	-	0,045	-	0,008	-	0,117
	0,007	0,019	-	-	0,002	-	-	-	0,014
	-	0,078	-	-	0,094	0,069	0,065	-	1,063
	-	0,067	-	-	0,095	0,056	0,020	0,001	1,003
	-	0,095	-	0,001	0,063	0,094	0,013	-	1,931
	-	0,089	-	0,001	0,054	0,191	0,017	0,001	2,404
	-	0,365	-	0,007	0,094	0,382	0,102	0,002	5,968
0,048	0,010	-	-	-	-	0,340	0,160	-	0,581
-	0,034	-	-	-	0,012	0,113	0,066	-	0,506
0,031	0,075	-	-	-	-	-	0,040	-	-
0,066	0,042	0,016	0,009	0,099	0,319	0,171	0,066	0,066	3,911

	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S=O	Σ
	0,05	0,18	1,40	27,10	1,55	1,58	0,08	99,58
	0,05	0,27	0,80	34,24	0,98	0,80	< 0,01	98,67
	0,04	0,20	1,06	29,86	0,89	1,19	< 0,01	100,60
	0,02	0,39	1,60	22,76	0,71	0,97	0,36	100,73
	0,01	0,28	1,46	12,10	1,40	1,69	0,55	100,36
	0,02	0,45	3,00	16,20	2,40	1,22	0,75	100,09
	0,01	0,22	2,44	17,96	2,06	0,85	0,80	100,47
	0,01	1,25	2,20	16,00	1,50	1,19	0,77	101,45
	0,01	0,75	1,58	16,24	1,15	2,00	0,41	100,39
	0,01	0,21	1,66	11,98	1,24	2,47	0,26	99,11
	0,02	0,36	1,58	24,84	1,18	1,47	0,25	99,36
	0,01	0,47	1,78	25,52	1,76	0,78	0,15	101,20
	0,01	0,55	1,44	25,15	1,30	0,84	0,45	99,34
	0,01	0,36	1,76	16,44	1,24	1,55	0,25	100,62
	0,01	0,53	2,12	21,12	1,48	1,23	0,29	99,75
	0,02	0,43	1,60	26,84	1,30	0,81	0,18	99,44

Т а б л и ц а 13 (продолжение)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
31-4-80-81	53,10	9,77	0,41	2,54	0,86	11,42	1,86
32-3-79-81	44,44	7,71	0,34	2,31	0,72	17,90	1,82
33-2-78-81	36,24	10,42	0,40	1,80	1,51	16,05	1,78
34-2-79-81	8,50	1,69	0,08	1,08	0,29	45,70	1,19
35-2-78-80	14,30	1,36	0,13	1,00	0,22	40,35	2,17
36-2-71-73	17,12	3,65	0,15	1,23	0,29	38,97	0,50
39-3-78-81	28,10	6,64	0,26	2,03	0,50	23,87	6,12
40-4-83-85	12,28	3,91	0,14	1,31	0,50	38,97	1,78
41-3-69-71	40,20	9,24	0,44	1,83	1,51	16,03	3,04

Т а б л и ц а 13 (окончание)

№ обр.	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ</sub>	Pb	Cr	Ni	Co
1-5-84-86 } 2-4-80-82 }	3,34	10,12	0,16	0,0027	0,0023	0,0040	0,0011
6-2-73-75	2,05	11,22	< 0,02	0,0021	0,0019	0,0026	0,0009
7-4-72-74	2,59	9,90	< 0,02	0,0021	0,0031	0,0046	0,0011
8-3-107-108 } 9-4-60-62 }	3,15	8,36	0,73	0,0022	0,0085	0,0070	0,0013
10-3-73-75	3,69	1,76	1,10	0,0028	0,0080	0,0046	0,0012
11-4-73-75	5,00	3,30	1,49	0,0022	0,0085	0,0045	0,0004
12-4-74-76	5,26	2,20	1,58	0,0014	0,0080	0,0043	0,0003
13-5-123-125	5,85	3,52	1,54	0,0017	0,010	0,0033	0,0005
18-6-69-70	5,37	4,62	0,82	0,0023	0,0082	0,0031	0,0006
19-4-70-72	4,54	3,08	0,52	0,0028	0,0092	0,0036	0,0009
21-6-58-60	4,42	7,92	0,49	0,0014	0,011	0,0026	0,0005
24-2-69-71	4,82	7,04	0,29	0,0013	0,011	0,0021	0,0003
25-4-70-71	4,71	8,58	0,89	0,0012	0,011	0,0026	0,0005
26-4-70-71	5,09	4,40	0,49	0,0025	0,0095	0,0026	0,0006
27-4-70-71	4,88	6,38	0,58	0,0018	0,0090	0,0026	0,0004
30-4-79-80	3,70	9,04	0,35	0,0015	0,0080	0,0023	0,0005
31-4-80-81	4,58	4,18	0,72	0,0024	0,0074	0,0032	0,0008
32-3-79-81	4,21	3,08	0,67	0,0028	0,0085	0,0058	0,0007
33-2-78-81	5,86	5,28	0,93	0,0017	0,015	0,0066	0,0006
34-2-79-81	-	13,42	0,11	< 0,0004	0,0011	0,0014	< 0,0003
35-2-78-80	2,60	12,32	< 0,02	0,0006	0,0018	0,0006	< 0,0003
36-2-71-73	2,10	12,76	< 0,02	0,0009	0,0016	0,0010	0,0004
39-3-78-81	5,96	5,56	0,31	0,0012	0,0019	0,0022	0,0013
40-4-83-85	1,90	12,67	0,57	0,0010	0,0018	0,0020	0,0003
41-3-69-71	7,19	4,84	0,88	0,0017	0,0092	0,0042	0,0007

монтмориллонит-гидрослюда-хлорит заметную роль играют палыгорскиты. Присутствие магниальных силикатов отражается в заметно повышенных количествах избыточного Mg и щелочей (см. табл. 20). Содержание тяжелых металлов сравнительно низкое, оно возрастает лишь в осадках, обогащенных Fe.

В конце среднего эоцена отмечается вспышка наземного вулканизма: карбонатно-глинистые осадки этого возраста обогащены витрокластическими частицами среднего-кислого состава, что проявляется в высоких концентрациях Fe (Fe<sub>вал</sub> — 89,82— 90,52 вес.%, БТККВ, с которым ассоциируют значительные количества тяжелых металлов (см. табл. 20).

MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S=O	Σ
0,02	0,21	1,66	14,90	1,30	2,03	0,36	100,44
0,02	0,28	1,44	20,10	0,97	1,61	0,34	100,00
0,02	1,33	2,34	24,40	1,54	1,39	0,46	99,68
0,03	0,30	0,34	40,00	1,03	0,39	0,05	100,67
0,02	0,35	0,35	38,93	0,96	0,56	< 0,01	100,70
0,03	0,24	0,40	35,22	0,91	0,64	< 0,01	99,35
0,08	0,13	0,44	29,60	0,79	1,53	0,15	100,24
0,02	0,16	1,45	37,00	0,79	0,62	0,29	99,22
0,02	2,10	0,56	20,56	1,57	2,31	0,44	99,85

Sn	Mo	V	Zn	B	Be	F
< 0,0003	0,0001	0,0075	< 0,0003	0,0047	0,001	0,070
-	< 0,0001	0,0040	-	0,0026	< 0,0001	0,056
< 0,0003	< 0,0001	0,0050	0,003	0,0040	< 0,0001	0,10
< 0,0003	0,0001	0,0055	0,004	0,0049	0,0001	0,22
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0060	< 0,0001	0,11
< 0,0003	0,0008	0,0047	0,016	0,0074	0,0001	0,012
< 0,0003	0,0011	0,0045	0,011	0,0074	< 0,0001	0,030
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,013	0,0071	< 0,0001	0,16
0,0003	0,0001	0,0062	0,010	0,0084	0,0001	0,21
0,0003	0,0001	0,0072	0,010	0,010	0,0002	0,015
< 0,0003	0,0002	0,0051	0,007	0,0062	< 0,0001	0,084
< 0,0003	0,0002	0,0049	0,006	0,0046	0,0001	0,080
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,006	0,0045	< 0,0001	0,081
0,0003	0,0001	0,0070	0,009	0,0084	0,0001	0,11
< 0,0003	0,0001	0,0056	0,012	0,0070	0,0001	0,11
< 0,0003	0,0002	0,0048	0,005	0,0052	0,0001	0,066
< 0,0003	0,0003	0,0072	0,006	0,0094	0,0002	0,086
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0068	0,0001	0,081
< 0,0003	0,0008	0,0066	0,014	0,0092	0,0001	0,23
< 0,0003	-	0,0016	-	0,0008	< 0,0001	0,045
< 0,0003	-	0,0019	-	< 0,0006	< 0,0001	0,066
0,0003	-	0,0012	-	0,0007	< 0,0001	0,070
< 0,0003	-	0,0030	< 0,0003	0,0020	0,0001	0,074
< 0,0003	0,0003	0,0041	-	0,0010	< 0,0001	0,045
< 0,0003	0,0003	0,019	0,008	0,0080	0,0001	0,26

Основные геохимические особенности осадконакопления сохраняются до конца эоцена – начала олигоцена. В течение этого времени седиментация происходила в пелагической обстановке хорошо аэрируемого открытого бассейна: накапливались преимущественно карбонатные илы с переменными количествами вулканокластических компонентов. На этом фоне выделяется интервал второй половины раннего эоцена, в течение которого формировались аутигенные глинистые минералы, смешаннослойная фаза монтмориллонит–гидрослюда–хлорит и существенные количества палыгорскита. Развитие этих минералов за счет преобразования вулканокластического материала достаточно очевидно. Однако для объяснения высокомагнезильного характера

Таблица 14

Содержание малых элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 369 (вес.% на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Pb	Cr	Ni	Co
(1-5-84-86) + (2-4-80-82)	0,0027	0,0023	0,0040	0,0011
3-2-73-75	0,0025	0,0026	0,0029	0,0009
(4-2-92-94) + (3-2-80-82)	0,0019	0,0029	0,0024	0,0008
6-2-73-75	0,0021	0,0019	0,0026	0,0009
7-3-53-54	0,0023	0,0090	0,0078	0,0016
7-4-72-74	0,0021	0,0031	0,0046	0,0011
(8-3-107-109) + (9-4-60-62)	0,0022	0,0085	0,0070	0,0013
10-3-73-75	0,0028	0,0080	0,0046	0,0012
11-4-73-75	0,0022	0,0085	0,0045	0,0004
12-4-74-76	0,0014	0,0080	0,0043	0,0003
13-5-123-125	0,0017	0,010	0,0033	0,0005
18-6-69-70	0,0023	0,0082	0,0031	0,0006
19-4-70-72	0,0028	0,0092	0,0036	0,0009
21-6-58-60	0,0014	0,011	0,0026	0,0005
22-3-70-72	0,0021	0,012	0,0028	0,0007
23-4-70-71	0,0014	0,010	0,0026	0,0005
24-2-69-71	0,0013	0,011	0,0021	0,0003
25-4-70-71	0,0012	0,011	0,0026	0,0005
26-4-70-71	0,0025	0,0095	0,0026	0,0006
27-5-91-93	0,0025	0,0092	0,0025	0,0005
27-4-70-71	0,0018	0,0090	0,0026	0,0004
30-4-79-80	0,0015	0,0080	0,0023	0,0005
31-4-80-81	0,0024	0,0074	0,0032	0,0008
32-3-79-80	0,0028	0,0085	0,0058	0,0007
33-2-78-81	0,0017	0,015	0,0066	0,0006
33-4-100-101	0,0006	0,0020	0,0013	< 0,0003
34-2-79-81	< 0,0004	0,0011	0,0014	< 0,0003
35-2-78-80	0,0006	0,0018	0,0006	< 0,0003
36-2-71-73	0,0009	0,0016	0,0010	0,0004
37-4-69-71	0,0011	0,0051	0,0019	0,0006
39-3-78-81	0,0012	0,0019	0,0022	0,0013
40-4-83-85	0,0010	0,0018	0,0020	0,0003
41-3-69-71	0,0017	0,0092	0,0042	0,0007
41-4-80-82	0,0014	0,012	0,0051	0,0009
42-1-9-11	0,0020	0,010	0,0040	0,0011
42-1-79-81	0,0016	0,010	0,0046	0,0009
42 cc	0,0020	-	0,0040	0,0010
44 cc	0,0030	-	0,0040	0,0010
45-4-69-71	0,0014	0,012	0,0039	0,0009
47 cc	0,0021	-	0,0035	0,0009

среды минералообразования уместно допустить проникновение в район Сьерра-Леоне придонных вод повышенной минерализации из смежных областей Атлантики. В последних формирование магнезиальных глинистых силикатов носило массивный характер.

В бассейне Зеленого Мыса (скв. 367) во второй половине позднего мела накапливались глинистые осадки зеленой и бурой окраски, представленные преимущественно монтмориллонитом, смешаннослойной фазой гидрослюда-монтмориллонит, палыгор-

Sn	Mo	V	Zn	B	Be	F
< 0,0003	0,0001	0,0075	< 0,003	0,0047	0,0001	0,070
< 0,0003	0,0001	0,0056	-	0,0047	< 0,0001	0,056
< 0,0003	0,0001	0,0050	-	0,0043	≤ 0,0001	0,045
-	0,0001	0,0040	-	0,0026	< 0,0001	0,056
< 0,0003	0,0002	0,0080	0,012	0,0074	0,0001	м/м
< 0,0003	0,0001	0,0050	0,003	0,0040	< 0,0001	0,10
< 0,0003	0,0001	0,0055	0,004	0,0049	0,0001	0,22
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0060	≤ 0,0001	0,11
< 0,0003	0,0008	0,0047	0,016	0,0074	0,0001	0,012
< 0,0003	0,0011	0,0045	0,011	0,0074	≤ 0,0001	0,030
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,013	0,0071	≤ 0,0001	0,16
0,0003	0,0001	0,0062	0,010	0,0084	0,0001	0,21
0,0003	0,0001	0,0072	0,010	0,010	0,0002	0,015
< 0,0003	0,0002	0,0051	0,007	0,0062	≤ 0,0001	0,084
< 0,0003	0,0002	0,0067	0,008	0,0085	0,0001	0,094
< 0,0003	0,0001	0,0056	0,009	0,0046	0,0001	0,086
< 0,0003	0,0002	0,0049	0,006	0,0046	0,0001	0,080
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,006	0,0045	< 0,0001	0,081
0,0003	0,0001	0,0070	0,009	0,0084	0,0001	0,11
0,0003	< 0,0001	0,0056	0,017	0,0095	0,0001	0,090
< 0,0003	0,0001	0,0056	0,012	0,0070	0,0001	0,11
< 0,0003	0,0002	0,0048	0,005	0,0052	0,0001	0,066
< 0,0003	0,0003	0,0072	0,006	0,0094	0,0002	0,086
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0068	0,0001	0,081
< 0,0003	0,0008	0,0066	0,014	0,0092	0,0001	0,23
< 0,0003	-	0,0017	-	0,0014	< 0,0001	0,050
< 0,0003	-	0,0016	-	0,0008	< 0,0001	0,045
< 0,0003	-	0,0019	-	< 0,0006	< 0,0001	0,066
0,0003	-	0,0012	-	0,007	< 0,0001	0,070
< 0,0003	-	0,0025	< 0,003	0,0030	0,0001	0,066
< 0,0003	-	0,0030	< 0,003	0,0020	0,0001	0,074
< 0,0003	0,0003	0,0041	-	0,0010	0,0001	0,045
< 0,0003	0,0003	0,019	0,008	0,0080	0,0001	0,26
0,0003	0,0004	0,032	0,008	0,0060	0,0001	0,25
0,0004	0,0002	0,011	0,011	0,010	0,0002	0,11
< 0,0003	0,0002	0,011	0,009	0,0090	0,0002	0,090
0,0003	0,0002	0,010	0,009	0,010	0,0002	0,16
0,0003	0,0003	0,018	0,011	0,015	0,0002	0,21
0,0003	0,0004	0,010	0,009	0,0090	0,0001	0,072
0,0003	0,0003	0,008	0,0008	0,011	0,0003	0,070

скитом. Значительная часть глинистых минералов является продуктом изменения тонкой вулканокластике.

Для осадков характерны относительно высокие концентрации тяжелых металлов (см. табл. 3); обращают на себя внимание значительные количества В и F. В эоцене, в частности в раннеэоценовое время, аккумуляровались глинистые, кремнистые или цеолитизированные, сложенные палыгорскитом и монтмориллонитом. Накопление осадков происходило в пелагической обстановке ниже уровня карбонатной компен-

Таблица 14

Содержание малых элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 369 (вес.% на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Pb	Cr	Ni	Co
(1-5-84-86) + (2-4-80-82)	0,0027	0,0023	0,0040	0,0011
3-2-73-75	0,0025	0,0026	0,0029	0,0009
(4-2-92-94) + (3-2-80-82)	0,0019	0,0029	0,0024	0,0008
6-2-73-75	0,0021	0,0019	0,0026	0,0009
7-3-53-54	0,0023	0,0090	0,0078	0,0016
7-4-72-74	0,0021	0,0031	0,0046	0,0011
(8-3-107-109) + (9-4-60-62)	0,0022	0,0085	0,0070	0,0013
10-3-73-75	0,0028	0,0080	0,0046	0,0012
11-4-73-75	0,0022	0,0085	0,0045	0,0004
12-4-74-76	0,0014	0,0080	0,0043	0,0003
13-5-123-125	0,0017	0,010	0,0033	0,0005
18-6-69-70	0,0023	0,0082	0,0031	0,0006
19-4-70-72	0,0028	0,0092	0,0036	0,0009
21-6-58-60	0,0014	0,011	0,0026	0,0005
22-3-70-72	0,0021	0,012	0,0028	0,0007
23-4-70-71	0,0014	0,010	0,0026	0,0005
24-2-69-71	0,0013	0,011	0,0021	0,0003
25-4-70-71	0,0012	0,011	0,0026	0,0005
26-4-70-71	0,0025	0,0095	0,0026	0,0006
27-5-91-93	0,0025	0,0092	0,0025	0,0005
27-4-70-71	0,0018	0,0090	0,0026	0,0004
30-4-79-80	0,0015	0,0080	0,0023	0,0005
31-4-80-81	0,0024	0,0074	0,0032	0,0008
32-3-79-80	0,0028	0,0085	0,0058	0,0007
33-2-78-81	0,0017	0,015	0,0066	0,0006
33-4-100-101	0,0006	0,0020	0,0013	< 0,0003
34-2-79-81	< 0,0004	0,0011	0,0014	< 0,0003
35-2-78-80	0,0006	0,0018	0,0006	< 0,0003
36-2-71-73	0,0009	0,0016	0,0010	0,0004
37-4-69-71	0,0011	0,0051	0,0019	0,0006
39-3-78-81	0,0012	0,0019	0,0022	0,0013
40-4-83-85	0,0010	0,0018	0,0020	0,0003
41-3-69-71	0,0017	0,0092	0,0042	0,0007
41-4-80-82	0,0014	0,012	0,0051	0,0009
42-1-9-11	0,0020	0,010	0,0040	0,0011
42-1-79-81	0,0016	0,010	0,0046	0,0009
42 cc	0,0020	-	0,0040	0,0010
44 cc	0,0030	-	0,0040	0,0010
45-4-69-71	0,0014	0,012	0,0039	0,0009
47 cc	0,0021	-	0,0035	0,0009

среды минералообразования уместно допустить проникновение в район Сьерра-Леоне придонных вод повышенной минерализации из смежных областей Атлантики. В последних формирование магнезиальных глинистых силикатов носило массивированный характер.

В бассейне Зеленого Мыса (скв. 367) во второй половине позднего мела накапливались глинистые осадки зеленой и бурой окраски, представленные преимущественно монтмориллонитом, смешаннослойной фазой гидрослюда-монтмориллонит, палыгор-

Sn	Mo	V	Zn	B	Be	F
< 0,0003	0,0001	0,0075	< 0,003	0,0047	0,0001	0,070
< 0,0003	0,0001	0,0056	-	0,0047	< 0,0001	0,056
< 0,0003	0,0001	0,0050	-	0,0043	≤ 0,0001	0,045
-	0,0001	0,0040	-	0,0026	< 0,0001	0,056
< 0,0003	0,0002	0,0080	0,012	0,0074	0,0001	м/м
< 0,0003	0,0001	0,0050	0,003	0,0040	< 0,0001	0,10
< 0,0003	0,0001	0,0055	0,004	0,0049	0,0001	0,22
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0060	≤ 0,0001	0,11
< 0,0003	0,0008	0,0047	0,016	0,0074	0,0001	0,012
< 0,0003	0,0011	0,0045	0,011	0,0074	≤ 0,0001	0,030
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,013	0,0071	≤ 0,0001	0,16
0,0003	0,0001	0,0062	0,010	0,0084	0,0001	0,21
0,0003	0,0001	0,0072	0,010	0,010	0,0002	0,015
< 0,0003	0,0002	0,0051	0,007	0,0062	≤ 0,0001	0,084
< 0,0003	0,0002	0,0067	0,008	0,0085	0,0001	0,094
< 0,0003	0,0001	0,0056	0,009	0,0046	0,0001	0,086
< 0,0003	0,0002	0,0049	0,006	0,0046	0,0001	0,080
< 0,0003	0,0003	0,0048	0,006	0,0045	< 0,0001	0,081
0,0003	0,0001	0,0070	0,009	0,0084	0,0001	0,11
0,0003	< 0,0001	0,0056	0,017	0,0095	0,0001	0,090
< 0,0003	0,0001	0,0056	0,012	0,0070	0,0001	0,11
< 0,0003	0,0002	0,0048	0,005	0,0052	0,0001	0,066
< 0,0003	0,0003	0,0072	0,006	0,0094	0,0002	0,086
< 0,0003	0,0002	0,0062	0,006	0,0068	0,0001	0,081
< 0,0003	0,0008	0,0066	0,014	0,0092	0,0001	0,23
< 0,0003	-	0,0017	-	0,0014	< 0,0001	0,050
< 0,0003	-	0,0016	-	0,0008	< 0,0001	0,045
< 0,0003	-	0,0019	-	< 0,0006	< 0,0001	0,066
0,0003	-	0,0012	-	0,007	< 0,0001	0,070
< 0,0003	-	0,0025	< 0,003	0,0030	0,0001	0,066
< 0,0003	-	0,0030	< 0,003	0,0020	0,0001	0,074
< 0,0003	0,0003	0,0041	-	0,0010	0,0001	0,045
< 0,0003	0,0003	0,019	0,008	0,0080	0,0001	0,26
0,0003	0,0004	0,032	0,008	0,0060	0,0001	0,25
0,0004	0,0002	0,011	0,011	0,010	0,0002	0,11
< 0,0003	0,0002	0,011	0,009	0,0090	0,0002	0,090
0,0003	0,0002	0,010	0,009	0,010	0,0002	0,16
0,0003	0,0003	0,018	0,011	0,015	0,0002	0,21
0,0003	0,0004	0,010	0,009	0,0090	0,0001	0,072
0,0003	0,0003	0,008	0,0008	0,011	0,0003	0,070

скитом. Значительная часть глинистых минералов является продуктом изменения тонкой вулканокластики.

Для осадков характерны относительно высокие концентрации тяжелых металлов (см. табл. 3); обращают на себя внимание значительные количества В и F. В эоцене, в частности в раннеэоценовое время, аккумуляровались глинистые, кремнистые илы цеолитизированные, сложенные палыгорскитом и монтмориллонитом. Накопление осадков происходило в пелагической обстановке ниже уровня карбонатной компен-

Таблица 15

Содержание нормативных карбонатных молекул и пирита в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 369 (вес.% на воздушно-сухую навеску, см. табл. 13)

№ обр.	CO <sub>2</sub>	Карбонатные молекулы		S	FeS <sub>2</sub>
		CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>		
1-5-84-86 } 2-4-80-82 }	10,12	22,072	1,096	0,16	0,299
6-2-73-75	11,22	24,745	0,899	< 0,02	< 0,037
7-4-72-74	9,90	21,852	0,771	< 0,02	< 0,037
8-3-107-108 } 9-4-60-62 }	8,36	18,458	0,644	0,73	1,366
10-3-73-75	1,76	4,003	—	1,10	2,282
11-4-73-75	3,30	7,506	—	1,49	2,785
12-4-74-76	2,20	4,973	0,037	1,58	2,956
13-5-123-125	3,52	8,007	—	1,54	2,881
18-6-69-70	4,62	10,508	—	0,82	1,535
19-4-70-72	3,08	6,623	0,443	0,52	0,973
21-6-58-60	7,92	17,584	0,498	0,49	0,917
24-2-69-71	7,04	15,464	0,635	0,29	0,543
25-4-70-71	8,58	19,515	—	0,89	1,666
26-4-70-71	4,40	9,774	0,272	0,49	0,917
27-4-70-71	6,38	14,223	0,335	0,58	1,085
30-4-79-80	9,04	20,302	0,300	0,35	0,655
31-4-80-81	4,18	9,437	0,081	0,72	1,347
32-3-79-81	3,08	7,006	—	0,67	1,253
33-2-78-81	5,28	11,363	0,748	0,93	1,740
34-2-79-81	13,42	30,294	0,267	0,11	0,206
35-2-78-80	12,32	27,746	0,319	< 0,02	< 0,037
36-2-71-73	12,76	28,649	0,432	< 0,02	< 0,037
39-3-78-81	5,56	12,437	0,243	0,31	0,580
40-4-83-85	12,67	28,814	—	0,57	1,066
41-3-69-71	4,84	10,285	0,838	0,88	1,646

Таблица 16

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 369 (вес.% в пересчете на БТКВ, см. табл. 13 и 14)

№ обр.	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>вал</sub>
1-5-84-86 } 2-4-80-82 }	0,489	89,776	—	6,708	2,038	0,373
6-2-73-75	0,806	94,598	—	2,971	0,700	0,262
7-4-72-74	0,482	93,033	—	2,853	1,136	1,732
8-3-107-108 } 9-4-60-62 }	—	96,197	—	0,788	—	—
10-3-73-75	3,914	78,665	—	14,341	0,416	—
11-4-73-75	1,005	19,917	1,866	71,164	—	—
12-4-74-76	—	69,445	—	29,081	—	—
13-5-123-125	1,283	68,370	—	17,292	—	—
18-6-69-70	2,088	68,059	6,852	9,304	6,964	—
19-4-70-72	4,873	49,112	8,798	13,804	16,819	5,404
21-6-58-60	—	88,685	2,764	5,808	0,605	0,645

сации при существенном воздействии вулканизма — поступлении продуктов наземных извержений и подводных эксгаляций. Известно, что в течение позднего мела — эоцена ряд районов Северной Атлантики переживал период активного вулканизма [Bruty et al., 1973]. Формирование аутигенных магнезиальных силикатов носило в это время региональный характер.

В районе, расположенном вблизи поднятия Зеленого Мыса (скв. 368), в конце позднего мела—эоцена накапливались преимущественно глинистые, глинисто-карбонатные отложения с переменными количествами терригенных и вулканокластических компонентов. Крайне низкое содержание карбонатов позволяет считать, что глубины аккумуляции находились ниже уровня карбонатной компенсации. Однако следует отметить, что положение уровня карбонатной компенсации зависит от многих характеристик бассейна и не является конкретным индикатором абсолютной глубины накопления осадков.

В течение второй половины позднего мела (главным образом сенон) накапливались глины с малой примесью алевритового кварца, частиц  $C_{орг}$ , количество которого к концу интервала существенно убывает. Важно отметить, что в конце сенона монтмориллонит-гидрослюдистая ассоциация сменяется монтмориллонит-пальгорскитовой. В этом же направлении уменьшаются концентрации (вес.%, БТККВ, см. табл. 12) В (от 0,171), Ве (от 0,066), F (3,911). Содержание главных компонентов (Mg, Ca, щелочей) отображает минеральный состав осадков (см. табл. 9, 12).

В сеноне происходило отчетливое изменение геохимического режима бассейна участка поднятия Зеленого Мыса от обстановок со слабыми угасающими признаками стагнации до условий, в которых придонная вода характеризовалась повышенной минерализацией. Можно также считать, что эксгаляционная активность в бассейне ослабевала к концу сенона.

В начале палеоцена накапливались красные, зеленые глинистые илы с малой примесью алевритового кварца: глины представлены гидрослюдой, смешаннослойной фазой гидрослюда—монтмориллонит, с примесью каоличита. Позднее (вторая половина палеоцена) происходила седиментация глин, кремнистых илов с примесью витрокластики. Следует подчеркнуть, что глины в значительной мере слагаются магнезиальными силикатами: сепиолитом и пальгорскитом.

Осадки отличаются бескарбонатностью, заметным содержанием пирита ( $FeS_2$  — 1,27%), высокими количествами (вес.%, БТККВ, см. табл. 12, рис. 14) Mg ( $MgO$  — 76,77), значительными концентрациями В (0,102), Ве (0,002) и аномальным значением F (5,97). Эти данные указывают на существование относительно высокоминерализованных вод бассейна не только в придонном слое. Отсутствие планктонных остатков выдвигает альтернативу: либо верхний слой воды характеризовался также высокой

$Mn_{вал}$	$P_{вал}$	Pb	Cr	Ni	Co	Sn
0,052	0,262	0,010	—	—	0,001	—
0,091	0,384	0,006	—	0,002	0,002	—
0,039	0,295	0,007	—	0,006	0,002	—
—	1,147	0,008	0,014	0,002	—	—
—	1,249	0,027	0,032	—	—	—
—	5,742	0,047	0,136	—	—	—
—	1,069	0,009	0,061	—	—	—
—	9,241	0,007	0,067	—	—	—
—	3,994	0,017	0,038	—	—	—
—	0,910	0,032	0,064	—	—	—
—	0,940	0,003	0,047	—	—	—

Т а б л и ц а 16 (продолжение)

№ обр.	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>вал</sub>
24-2-69-71	0,247	84,448	3,863	9,734	-	-
25-4-70-71	0,248	90,763	0,364	6,481	-	0,160
26-4-70-71	3,194	79,533	10,494	-	-	3,821
27-4-70-71	0,751	85,075	0,880	10,295	-	-
30-4-79-80	0,019	88,412	3,259	6,212	-	0,718
31-4-80-81	0,559	62,865	10,987	12,335	9,638	1,793
32-3-79-81	0,310	83,178	6,321	4,115	3,553	1,895
33-2-78-81	0,040	77,701	6,092	10,644	-	-
34-2-79-81	0,051	91,094	3,208	3,057	0,497	1,503
35-2-78-80	0,272	85,818	7,051	3,141	1,296	1,639
36-2-71-73	0,047	94,379	0,386	3,161	0,563	1,030
39-3-78-81	0,035	69,576	23,806	2,174	2,688	1,320
40-4-83-85	-	81,581	14,984	2,264	0,284	0,538
41-3-69-71	0,634	61,386	14,290	8,225	7,312	-

Т а б л и ц а 16 (окончание)

№ обр.	Mo	V	Zn	B	Be	F
1-5-84-86 } 2-4-80-82 }	-	0,010	-	0,001	-	0,279
6-2-73-75	-	0,004	-	0,001	-	0,171
7-4-72-74	-	0,002	0,001	0,002	-	0,407
8-3-107-108 } 9-4-60-62 }	-	-	-	-	-	1,845
10-3-73-75	0,002	-	0,020	-	-	1,334
11-4-73-75	0,025	-	-	0,097	-	-
12-4-74-76	0,017	-	0,130	0,051	-	0,137
13-5-123-125	0,004	-	0,147	1,201	-	2,387
18-6-69-70	-	-	0,078	0,041	-	2,564
19-4-70-72	-	-	0,102	0,080	-	0,540
21-6-58-60	0,001	-	0,023	0,009	-	0,469
24-2-69-71	0,001	-	0,016	-	-	0,412
25-4-70-71	0,001	-	0,017	-	-	0,424
26-4-70-71	-	-	0,064	0,038	-	1,169
27-4-70-71	-	-	0,078	0,012	-	0,869
30-4-79-80	0,001	0,002	0,014	0,011	-	0,306
31-4-80-81	0,003	0,011	0,029	0,064	0,001	0,883
32-3-79-81	0,005	0,010	0,072	0,035	-	0,407
33-2-78-81	0,007	-	0,097	0,039	-	-
34-2-79-81	0,002	-	-	-	-	0,131
35-2-78-80	-	0,003	-	-	-	0,219
36-2-71-73	-	-	-	-	-	-
39-3-78-81	-	-	-	-	-	0,254
40-4-83-85	-	0,005	-	-	-	0,130
41-3-69-71	0,001	0,092	0,031	0,023	-	1,688

Mn <sub>вал</sub>	P <sub>вал</sub>	Pb	Cr	Ni	Co	Sn
—	1,229	0,003	0,047	—	—	—
—	1,493	0,002	0,047	—	—	—
—	1,611	0,020	0,054	—	—	—
—	1,997	0,006	0,033	—	—	—
—	1,011	0,005	0,029	—	—	—
—	0,774	0,020	0,036	—	—	—
—	—	0,006	0,073	0,019	—	—
—	5,357	0,007	—	0,016	—	—
0,054	0,397	< 0,001	0,001	0,002	—	< 0,001
0,035	0,517	0,002	0,004	—	< 0,001	< 0,001
0,047	0,386	0,002	—	—	—	—
0,004	0,137	0,002	—	—	0,003	—
0,007	0,203	0,002	—	—	—	—
—	6,279	0,006	0,032	—	—	—

соленостью и в этой среде существование планктона было подавлено, либо наличие значительных количеств растворенных эксгалиционных компонентов способствовало созданию агрессивной среды, в которой растворялись карбонатные раковины. Анализ минерального состава, литологии и химии осадков позволяет считать, что в высокоминерализованной придонной водной массе бассейна, очевидно, содержались ощутимые количества эксгалиатов (B, F, Be) и ряда тяжелых металлов (см. табл. 12, рис. 14).

В интервале поздний палеоцен — ранний эоцен накапливались преимущественно кремнисто-глинистые осадки. Глинистые компоненты представлены почти нацело палыгорскитом. Отложения практически бескарбонатны. Им свойственны высокие содержания (вес.%, БТККВ, см. табл. 12) Mg (MgO до 85,55), B (до 0,020), F (до 1,931), повышенные содержания V, Zn, Cr. По существу, геохимические тенденции бассейна, нараставшие от конца позднего мела к палеоцену, получают к раннему эоцену/ярко выраженное развитие.

В раннем эоцене—начале миоцена происходила аккумуляция преимущественно глинистых осадков; лишь в конце данного интервала отлагались диатомовые илы. Глинистые компоненты представлены палыгорскитом, каолинитом, смешаннослойной фазой монтмориллонит—гидролюда. К раннему миоцену отмечается уменьшение содержания палыгорскита. Осадки отличаются низкой карбонатностью (меньше 2% CaCO<sub>3</sub>), повышенными количествами (вес.%, БТККВ, см. табл. 12) Mg (MgO до 75,13), B (до 0,065), F (до 1,063). К началу миоцена отмечается не только сокращение содержания палыгорскита, но и уменьшение концентраций упомянутых выше компонентов. Подобное изменение химизма бассейна сопровождалось появлением в относительно поздние интервалы остатков кремнистого планктона — диатомовых и др.

Таким образом, к раннему миоцену происходит изменение геохимического, седиментационного режима, бассейн становится частью открытого океана. К этому времени ослабевает и эксгалиционная активность, кульминация которой приходится на конец позднего мела — эоцен. В районе континентального склона Западной Сахары (скв. 369) во второй половине позднего мела — эоцене накапливались преимущественно наннопланктонные карбонатные илы с переменными количествами терригенной, вулканической примеси, прослоями кремнистых осадков. В конце позднего мела (от коньяксантона до раннего маастрихта—позднего кампана) отлагались наннопланктонные кремнисто-глинистые илы. Глинистые компоненты представлены главным образом монтмориллонитом и палыгорскитом.

Осадки отличаются умеренной карбонатностью (см. табл. 15, рис. 15), повышенными концентрациями (вес.%, БТККВ, см. табл. 13, 14, 16, рис. 15, 16) Mg (MgO — до 23,81)

Таблица 17

Химический состав мезозойско-кайнозойских отложений скв. 366 (вес. %)

№ обр.	МНО**	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1-6-27-29*	22,86	-	-	2,83	1,36	-	0,03
2-2-90-92							
2-5-80-82							
3-3-70-72*	10,92	-	-	1,08	0,50	-	0,07
4-2-90-92							
5-3-90-92							
6-3-100-102*	11,70	● -	-	0,52	0,25	-	0,04
7-3-72-74*	10,82	-	-	0,65	0,29	-	0,04
10-2-62-64	-	18,70	0,11	0,92	1,29	0,08	0,03
11-1-50-52							
13-2-77-79							
12-3-74-78	-	21,76	0,13	1,95	1,46	0,23	0,03
14-3-85-87*							
15-1-47-49							
16-2-14-16	-	21,05	0,12	1,45	1,15	0,20	Her
18-1-28-30*	68,66	-	-	0,19	0,21	-	0,01
19-1-105-107*	50,03	-	-	0,28	0,21	-	0,01
19-1-114-116							
20-2-117-119							
21-2-61-63	-	18,62	Her	Her	0,87	0,14	0,01
21-2-19-21							
20-2-143-145							
21-3-12-14	-	43,66	0,09	0,10	1,14	0,21	0,01
22-2-47-49							
22-2-60-62							
23-1-70-72*	5,86	-	-	0,41	0,28	-	0,03
24-2-106-108*	29,24	-	-	0,78	0,32	-	0,03
24-2-115-117							
25-2-48-50	-	29,92	0,13	1,67	1,33	0,27	0,01
25-2-56-58							
26-3-51-53*	20,54	-	-	0,69	0,21	-	0,04
27-2-87-89							
28-3-50-52	-	27,35	0,19	1,85	2,66	0,39	0,03
29-2-38-41							
31-2-138-140							
32-3-99-101	-	34,18	0,23	3,19	1,94	0,41	0,04
34-3-83-85							
35-3-104-106							
36-3-113-115*	35,76	-	-	1,63	0,72	-	0,09
37-3-21-23	-	46,71	0,13	1,78	1,18	0,32	0,04
38-3-48-50							
39-3-118-120	-	36,71	0,13	2,44	1,24	0,27	0,06
41-3-74-76							
42-3-120-122*	32,56	-	-	0,36	0,28	-	0,06
43-3-124-126	-	25,51	0,08	0,66	1,17	0,34	0,04
44-3-81-83	-	33,35	0,23	3,09	1,64	0,38	0,04
45-3-39-41*	23,76	-	-	1,21	0,39	-	0,07
46-3-58-60	-	34,56	0,15	2,92	1,06	0,44	0,04
47-3-44-46	-	30,51	0,13	2,78	1,34	0,34	0,04
48-3-49-51							
49-3-80-82	-	23,67	0,30	4,25	2,41	0,31	0,10
50-3-111-113							
51-3-82-84							

\* Анализ солянокислой вытяжки (концентрация HCl 5:100, нагревание до кипения 5 мин).

\*\* МНО — минеральный нерастворимый остаток.

	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C <sub>opr</sub>	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	32,34	0,45	-	-	-	-	25,40	0,03	0,08
	44,27	0,27	-	-	-	-	35,00	Her	0,08
	45,44	0,18	-	-	-	-	35,95	"	0,09
	45,53	0,18	-	-	-	-	36,02	"	0,12
	40,40	0,72	0,89	0,29	1,89	2,00	31,90	"	0,11
	37,43	0,67	0,85	0,36	2,70	2,67	28,85	"	0,09
	41,82	0,18	-	-	-	-	33,07	"	0,05
	39,73	0,26	0,80	0,32	2,24	2,25	30,10	"	0,09
	14,78	Her	-	-	-	-	11,62	"	0,01
	24,77	0,18	-	-	-	-	19,65	"	0,01
	43,68	0,35	0,40	0,15	0,69	0,82	33,65	"	0,03
	28,79	0,52	0,40	0,25	1,32	1,65	21,60	"	0,07
	49,89	0,18	-	-	-	-	39,35	"	0,03
	36,11	0,27	-	-	-	-	28,40	"	0,05
	34,17	0,87	0,56	0,35	1,49	2,19	26,40	"	0,07
	39,44	0,36	-	-	-	-	3,40	"	0,13
	34,27	1,02	0,59	0,52	1,69	2,25	26,50	"	0,07
	28,57	1,37	0,72	0,88	2,31	3,18	22,25	"	0,09
	27,94	0,33	-	-	-	-	22,05	"	0,09
	24,52	0,63	0,72	0,53	1,69	2,19	18,75	"	0,09
	29,88	0,32	0,64	0,41	2,59	2,42	22,60	"	0,07
	33,97	0,36	-	-	-	-	27,11	"	0,05
	39,04	0,24	0,43	0,23	0,38	0,99	30,40	"	0,07
	30,75	0,85	0,64	0,44	1,57	2,44	24,05	"	0,09
	38,40	0,18	-	-	-	-	30,30	0,23	0,03
	30,26	0,72	0,68	0,61	2,51	2,56	22,75	Her	0,07
	33,35	0,80	0,53	0,42	1,34	2,04	25,75	"	0,11
	34,00	1,20	0,64	0,46	2,15	3,09	26,75	"	0,13

Таблица 17 (окончание)

№ обр.	SO <sub>2</sub>	Cl	S <sub>гипр</sub>	Σ <sub>1</sub>	O=S	O=Cl <sub>2</sub>	Σ <sub>2</sub>
1-6-27-29*							
2-2-90-92 } 2-5-80-82 }	-	-	-	85,38	-	-	-
3-3-70-72* } 4-2-90-92 } 5-3-90-92 }	-	-	-	92,19	-	-	-
6-3-100-102* } 7-3-72-74* }	-	-	-	94,17 93,65	-	-	-
10-2-62-64 } 11-1-50-52 }	Нет	0,56	0,13	100,02	0,07	0,12	99,83
13-2-77-79 } 12-3-74-78 }	"	0,52	0,12	99,82	0,06	0,11	99,65
14-3-85-87* } 15-1-47-49 }	-	-	-	94,86	-	-	-
16-2-14-16 } 18-1-28-30* }	Нет	0,43	0,18	100,37 95,48	0,09	0,09	100,19
19-1-105-107* } 19-1-114-116 } 20-2-117-119 }	-	-	-	95,14	-	-	-
21-2-61-63 } 21-2-19-21 } 20-2-143-145 }	Нет	0,15	0,10	99,66	0,05	0,03	99,58
21-3-12-14 } 22-2-47-49 } 22-2-60-62 }	"	0,17	0,06	100,04	0,03	0,04	99,95
23-1-70-72* } 24-2-106-108* } 24-2-115-117 }	-	-	-	96,03 95,20	-	-	-
25-2-48-50 } 25-2-56-58 }	Нет	0,17	0,15	99,75	0,08	0,04	99,63
26-3-51-53* } 27-2-87-89 }	-	-	-	64,81	-	-	-
28-3-50-52 } 29-2-38-41 } 31-2-138-140 }	Нет	0,29	0,18	99,85	0,09	0,06	99,70
32-3-99-101 } 34-3-83-85 } 35-3-104-106 }	"	0,29	0,10	99,75	0,05	0,06	99,64
36-3-113-115* } 37-3-21-23 } 38-3-48-50 }	-	-	-	88,61	-	-	-
39-3-118-120 } 41-3-74-76 }	Нет	0,45	0,06	99,79	0,03	0,10	99,66
42-3-120-122* } 43-3-124-126 }	-	-	-	94,75 99,87	-	-	-
44-3-81-83 } 45-3-39-41* }	Нет	0,19 0,13	0,10 0,08	99,87 99,77	0,05 0,04	0,04 0,03	99,78 99,70
46-3-58-60 } 47-3-44-46 }	Нет	0,29	0,10	99,72	0,05	0,06	99,61
48-3-49-51 } 49-3-80-82 }	"	0,19	0,09	99,76	0,04	0,04	99,68
50-3-111-113 } 51-3-82-84 }	"	0,13	0,13	99,72	0,03	0,03	99,59

и F (F — до 0,254). Осадки отлагались в пелагической обстановке средней части континентального склона, выше уровня карбонатной компенсации. Можно считать, что в этом районе намечается неявная стратификация водной толщи по солености. Однако общий характер повышения минерализации придонных вод и поступление эксгальционных компонентов выражен в этом участке слабее, чем в это время в более южном районе поднятия Зеленого Мыса. Отметим, что верхние слои воды характеризовались отчетливым расцветом планктона.

С конца позднего мела (поздний кампан—ранний маастрихт) до среднего эоцена накапливались главным образом наннопланктонные карбонатные илы с прослоями кремнистых остатков, отмечается существенная примесь кремнистых планктонных остатков, глинистого вещества. Глинистые компоненты представлены палыгорскитом с примесью цеолита.

В осадках обнаружены (см. табл. 16) высокие содержания избыточного Ca, относительно умеренные концентрации Mg, отсутствие B, низкие количества F. Следует отметить, что в карбонатно-глинистых осадках; содержащих палыгорскит, концентрации F, Mg, K заметно выше, чем в иных отложениях этого хронологического отрезка. Седиментация протекала в пелагической обстановке континентального склона Западной Сахары при доминирующем влиянии биогенного накопления карбонатов, кремнистых осадков, терригенного стока и тонкой вулканокластики. Эффект повышенных количеств эксгальционных компонентов проявлялся в это время лишь в придонных слоях воды, причем в рассматриваемом участке он существенно слабее, чем в более южном районе поднятия Зеленого Мыса.

В самом северном из изученных районов — основание континентального склона Марокко (скв. 370) — в течение второй половины позднего мела — эоцена аккумуляровались главным образом карбонатные наннопланктонные илы с прослоями и примесью кремнистых осадков, глин, с терригенным обломочным материалом, отложениями турбидитных потоков, оползневых течений.

Осадки раннего сеномана и палеоэоцена разделены перерывом в 35 млн. лет. В раннем сеномане накапливались илы глинистые, карбонатные, наннопланктонные с примесью кварцевого алеврита, редкими остатками диатомовых. Характерны брекчии оползания. Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит, смешаннослойная фаза монтмориллонит—гидрослюда. Для осадков характерны повышенная железистость ( $Fe_{вал} = 49,04$ , вес.%, БТККВ, см. табл. 8), сравнительно невысокая магнизиальность, малое содержание  $S_{орг}$  (0,23% на сухую навеску). Осадки отлагались в пелагической обстановке при доминирующем влиянии континентального стока и биогенной садки карбонатов.

В палеоэоцене (после указанного перерыва в накоплении осадков) отлагались наннопланктонные карбонатные илы, глины с примесью кварцевого алеврита, с остатками радиолярий, диатомовых. Глины представлены главным образом палыгорскитом, смешаннослойной фазой хлорит—гидрослюда. Химизм осадков показан в табл. 4—8 (см. рис. 11, 12). Отметим наличие доломита ( $MgCO_3$  до 0,94%), сидерита ( $FeCO_3$  до 1,08%), значительные количества избыточного Mg ( $MgO = 54,86$  вес.%, БТККВ).

Таким образом, несмотря на внешнее сходство осадков раннего сеномана и палеоэоцена, геохимическая обстановка седиментации после перерыва стала заметно иной. В палеоэоцене заметно возросла минерализация придонных вод, существенно изменился химизм осадков, тип аутигенного минералообразования. Это явление имело выраженный региональный характер в восточных областях Северной Атлантики.

В раннем эоцене накапливались карбонатно-глинистые илы с прослоями алевритов, горизонтами брекчий оползания. Среди глин преобладают хлорит, палыгорскит. Для осадков характерны сравнительно высокая карбонатность ( $CaCO_3$  до 53,56%), фосфатность и избыточная магнизиальность (вес.%, БТККВ): P — 37,46—38,90;  $MgO = 58,28$ ) (см. табл. 4—8, рис. 11—12).

До конца первой половины среднего эоцена характер седиментации, по существу, не изменился. В это время несколько возросла роль глинистого материала, преимущественно аутигенными магнизиальными силикатами, в частности палыгор-

Таблица 18

Содержания малых элементов в отложениях скв. 366 ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

№ обр.	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1-6-27-29 } 2-2-90-92 } 2-5-80-82 }	20	16	32	50	9	12	4	0,9	<1,0
3-3-70-72 } 4-2-90-92 } 5-3-90-92 }	10	11	15	34	7	6	<5	<1,0	<1,0
6-3-100-102 } 7-3-72-74 }	<5	7	<10	22	<5	6	<5	<1,0	<1,0
10-2-62-64 } 11-1-50-52 }	6	8	<10	13	<5	6	<5	<1,0	<1,0
13-2-77-79 } 12-3-74-78 }	10	8	13	34	<10	6	<5	0,8	1,3
14-3-85-87 } 15-1-47-49 }	14	13	18	40	<10	6	<5	<1,0	<1,0
16-2-14-16 } 18-1-28-30 }	8	10	14	28	<5	<5	<5	1,0	<1,0
19-1-105-107 } 19-1-114-116 } 20-2-117-119 }	10	9	15	40	<10	6	<5	0,9	<1,0
21-2-61-63 } 21-2-19-21 } 20-2-143-145 }	11	9	<10	24	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
21-3-12-14 } 22-2-47-49 } 22-2-60-62 }	10	8	12	22	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
23-1-70-72 } 24-2-106-108 } 24-2-115-117 }	10	8	12	22	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
25-2-48-50 } 25-2-56-58 }	10	8	12	22	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
26-3-51-53 } 27-2-87-89 }	<5	7	<10	48	<10	<5	<5	0,8	<1,0
28-3-50-52 } 29-2-38-41 } 31-2-138-140 }	10	11	<10	20	<10	6	<5	~1,0	<1,0
32-3-99-101 } 34-3-83-85 } 35-3-104-106 }	<5	6	12	30	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
36-3-113-115 } 37-3-21-23 } 38-3-48-50 }	7	10	12	40	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
39-3-118-120 } 41-3-74-76 }	13	13	14	48	<10	6	<5	~1,0	<1,0
42-3-120-122 } 43-3-124-126 }	12	13	17	46	7	6	<5	<1,0	<1,0
44-3-81-83 } 45-3-39-41 }	14	12	20	42	<10	5	<5	0,8	<1,0
46-3-58-60 } 47-3-44-46 } 48-3-49-51 }	23	18	26	35	<10	7	5	1,7	<1,0
49-3-80-82 } 50-3-111-113 } 51-3-82-84 }	16	16	19	41	7	8	5	<1,0	<1,0
	10	11	14	27	<10	7	<5	≈ 0,6	<1,0
	12	14	21	36	<10	7	≈ 5	<1,0	<1,0
	10	14	14	183	<5	10	<5	<1,0	<1,0
	≈ 8	12	15	173	<10	8	<6	1,0	<1,0
	14	20	24	40	<10	7	<5	≈ 1,0	<1,0
	9	12	15	38	<5	<5	<5	<1,0	<1,0
	15	17	25	143	<10	9	5	1,0	<1,0
	13	16	21	34	<10	7	5	0,7	<1,0
	18	22	28	31	10	10	5	≈ 1,0	1,3

Таблица 19

Содержание нормативных молекул в мезозойско-кайнозойских отложениях скв. 366 (вес. %)

№ обр.	CO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	S	FeS <sub>2</sub>	Cl	NaCl	SO <sub>3</sub>
1-6-27-29 } 2-2-90-92 } 2-5-80-82 }	25,40	57,714	-	0,049	0,013	-	-	-	-	-
3-3-70-72 } 4-3-90-92 } 5-3-90-92 }	35,00	79,004	-	0,113	0,427	-	-	-	-	-
6-3-100-102 } 7-3-72-74 }	35,95 36,02	81,092 81,253	0,203 0,161	0,065 0,065	0,376 0,376	-	-	-	-	-
10-2-62-64 } 11-1-50-52 }	31,90	72,098	-	0,049	0,351	0,13	0,353	0,56	0,923	Her
13-2-77-79 } 12-3-74-78 }	28,85	65,488	0,153	-	-	0,12	0,224	0,52	0,857	"
14-3-85-87 } 15-1-47-49 }	33,07	73,631	0,116	0,049	0,376	-	-	-	-	-
16-2-14-16 } 18-1-28-30 }	30,10 11,62	68,463 26,376	- 0,047	- 0,016	-	0,18	0,337	0,43	0,709	Her
19-1-105-107 } 19-1-114-116 } 20-2-117-119 }	19,65	44,204	0,037	0,016	0,376	-	-	-	-	-
21-2-61-63 } 21-2-19-21 } 20-2-143-145 }	33,65	75,485	1,221	-	-	0,10	0,187	0,15	0,247	Her
21-3-12-14 } 22-2-47-49 } 22-2-60-62 }	21,60	48,932	0,230	-	-	0,06	0,112	0,17	0,280	"
23-1-70-72 } 24-2-106-108 } 24-2-115-117 }	39,35 28,40	89,033 64,441	- -	0,049 0,049	0,361 0,096	-	-	-	-	-
25-2-48-50 } 25-2-56-58 }	26,40	59,906	0,163	-	-	0,15	0,281	0,17	0,280	Her
26-3-51-53 } 27-2-87-89 }	3,40	7,733	-	-	-	-	-	-	-	-
28-3-50-52 } 29-2-38-41 } 31-2-138-140 }	26,50	60,013	0,303	-	-	0,18	0,337	0,29	0,478	Her
32-3-99-101 } 34-3-83-85 } 35-3-104-106 }	22,25	50,195	0,480	-	-	0,10	0,187	0,29	0,478	"
36-3-113-115 } 37-3-21-23 } 38-3-48-50 }	22,05 18,75	49,861 42,297	- 0,406	0,146	0,140	-	-	-	-	-
39-3-118-120 } 41-3-74-76 }	22,60	51,154	0,290	-	-	0,08	0,150	0,23	0,379	"
42-3-120-122 } 43-3-124-126 }	27,11 30,40	60,623 68,830	0,097 0,367	0,097	0,753	-	-	-	-	-
44-3-81-83 } 45-3-39-41 }	24,05 30,30	54,300 61,528	0,467	-	-	0,10 0,08	0,187 0,150	0,19 0,13	0,313 0,214	Her "
46-3-58-60 } 47-3-44-46 }	22,75 25,75	51,288 58,238	0,529	-	-	0,10 0,09	0,187 0,168	0,29 0,19	0,478 0,313	Her "
48-3-49-51 } 49-3-80-82 } 50-3-111-113 } 51-3-82-84 }	26,75	60,507	0,391	-	-	0,06	0,112	0,13	0,214	"

Т а б л и ц а 20

Химический состав осадков скв. 366 (вес. % в пересчете на БТККВ)

№ обр.	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>цал</sub>	Mn <sub>цал</sub>
1-6-27-29 } 2-2-90-92 } 2-5-80-82 }	-	-	20,097	-	-	74,850	-
3-3-70-72 } 4-2-90-92 } 5-3-90-92 }	-	-	-	-	-	96,231	-
6-3-100-102 } 7-3-72-74 }	-	-	-	-	-	21,568	-
10-2-62-64 } 11-1-50-52 }	4,336	-	22,375	20,756	9,366	40,240	-
13-2-77-79 } 12-3-74-78 }	2,754	18,935	22,230	15,099	4,377	33,985	0,787
14-3-85-87 } 15-1-47-49 }	-	-	-	-	-	44,399	-
16-2-14-16 } 18-1-28-30 }	2,770	47,171	4,176	15,298	5,071	23,820	-
19-1-105-107 } 19-1-114-116 } 20-2-117-119 }	-	-	-	-	-	90,515	-
21-2-61-63 } 21-2-19-21 } 20-2-143-145 }	-	49,549	12,548	9,644	5,378	21,798	0,287
21-3-12-14 } 22-2-47-49 } 22-2-60-62 }	2,641	41,548	15,630	7,585	7,247	23,952	0,236
23-1-70-72 } 24-2-106-108 } 24-2-115-117 }	-	-	-	-	-	88,163	-
25-2-48-50 } 25-2-56-58 }	3,060	13,840	31,198	15,348	5,390	29,599	0,091
26-3-51-53 } 27-2-87-89 }	-	98,855	0,800	-	-	0,085	0,082
28-3-50-52 } 29-2-38-41 } 31-2-138-140 }	3,444	12,626	23,330	7,289	7,547	44,394	0,488
32-3-99-101 } 34-3-83-85 } 35-3-104-106 }	3,959	-	36,791	11,767	15,871	29,709	0,726
36-3-113-115 } 37-3-21-23 } 38-3-48-50 }	-	-	22,886	-	-	65,511	-
39-3-118-120 } 41-3-74-76 }	2,941	23,716	20,443	11,715	13,423	24,854	1,186
42-3-120-122 } 43-3-124-126 }	2,075	43,686	2,636	18,450	3,982	25,516	2,131
44-3-81-83 } 45-3-39-41 }	-	-	-	-	-	75,216	-
46-3-58-60 } 47-3-44-46 }	3,176	20,384	9,585	13,512	7,969	40,825	1,675
48-3-49-51 } 49-3-80-82 }	6,674	-	29,765	22,856	0,650	36,911	1,240
50-3-111-113 } 51-3-82-84 }	-	-	-	-	-	82,754	-
	1,745	44,654	17,584	13,244	9,128	11,096	0,940
	1,564	14,206	31,867	15,575	2,216	30,433	1,434
	6,117	-	31,860	14,742	-	42,597	2,772

Рыал	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
3,798	0,095	0,032	0,206	0,665	0,095	0,142	-	0,009	< 0,011
-	0,286	0,344	0,458	1,776	0,344	0,286	< 0,172	< 0,052	< 0,052
87,907	0,475	1,188	1,663	4,989	1,069	1,307	0,950	0,226	0,226
71,895	0,431	0,719	0,863	2,301	0,618	0,762	0,575	0,134	0,134
2,544	0,029	0,023	0,040	0,179	0,052	0,029	< 0,020	0,004	0,007
1,525	0,020	0,020	0,025	0,167	< 0,039	0,020	< 0,010	< 0,004	< 0,004
42,179	0,888	1,554	1,998	5,772	< 0,955	< 0,955	< 0,888	0,206	< 0,206
1,406	0,013	0,008	0,026	0,153	< 0,038	0,021	< 0,021	0,003	< 0,004
2,952	0,984	0,787	0,885	2,312	< 0,472	< 0,472	< 0,462	< 0,079	< 0,079
3,286	0,986	0,767	1,095	2,300	< 0,515	< 0,515	< 0,504	< 0,106	< 0,106
0,466	0,018	0,025	0,036	0,172	< 0,036	< 0,018	< 0,018	0,003	< 0,004
0,940	0,029	0,032	< 0,029	0,060	< 0,030	0,018	< 0,015	0,003	< 0,003
7,636	< 0,208	0,278	0,625	2,013	< 0,319	< 0,319	< 0,305	< 0,067	< 0,067
16,132	0,255	0,509	0,594	3,226	< 0,340	< 0,340	< 0,340	< 0,076	< 0,076
1,142	0,023	0,023	0,014	0,196	< 0,036	0,018	< 0,014	0,004	< 0,004
0,153	0,002	0,003	0,004	0,012	0,002	0,001	< 0,001	< 0,0002	< 0,0002
0,689	0,014	0,009	0,023	0,106	0,023	0,009	0,006	0,002	0,002
0,981	0,025	0,011	0,018	0,094	< 0,017	0,014	-	0,005	< 0,002
9,440	0,229	0,229	0,229	1,030	0,143	0,172	0,086	< 0,023	< 0,023
1,518	0,005	0,009	0,009	0,104	< 0,038	0,024	< 0,009	0,002	< 0,004
1,234	-	0,011	0,028	0,163	< 0,045	0,028	0,006	< 0,004	< 0,004
11,700	0,446	0,669	0,669	10,140	< 0,262	0,540	< 0,251	< 0,054	< 0,054
1,617	0,029	0,052	0,063	0,987	< 0,052	0,040	< 0,023	0,005	< 0,005
1,595	-	0,029	0,024	0,183	< 0,031	0,024	-	0,004	< 0,004
9,595	0,360	0,720	0,839	4,198	< 0,480	< 0,480	< 0,360	< 0,108	< 0,108
0,895	-	0,013	0,027	0,604	< 0,031	0,027	0,004	0,003	< 0,003
2,411	-	0,019	0,019	0,169	< 0,046	0,026	0,006	0,003	< 0,005
1,760	-	0,009	-	0,084	0,026	0,026	-	0,003	0,003

скитом. Следует отметить увеличение к среднему эоцену относительных количеств терригенных компонентов, отложений оползневых течений, турбидитов.

Таким образом, общий геохимический характер и специфика аутигенного минералообразования восточных областей Северной Атлантики проявлялись в это время в районе континентального склона Марокко в несколько снивелированном виде вследствие значительного влияния терригенного стока, разбавляющей роли отложений турбидитных, оползневых потоков, приносящих материал верхних участков склона, шельфа.

### *Поздний эоцен—голоцен*

С конца позднего эоцена до голоцена происходила выраженная эволюция восточных областей Северной Атлантики, как области открытого океана. В бассейне Сьерра-Леоне (скв. 366) в течение этого времени накапливались преимущественно наннопланктонные карбонатные илы.

В позднем эоцене — раннем миоцене отлагались фораминиферово-наннопланктонные илы с остатками радиолярий, диатомовых, водорослей. В интервале поздний миоцен—ранний олигоцен отмечено накопление витрокластики, значительных количеств избыточного Mg, щелочей, Ti и P (см. табл. 20). Последний интерпретируется как проявление апвеллинга. В олигоцене—раннем миоцене количество кремнистых биогенных остатков убывает. Содержание CaCO<sub>3</sub> возрастает до 81,25% (см. табл. 19).

В осадках раннего олигоцена обращают на себя внимание высокие содержания P (до 87,91 вес.%, БТККВ) и Fe (до 96,23 вес.%, БТККВ), с которыми ассоциируют значительные концентрации тяжелых металлов (см. табл. 20). Столь значительные концентрации P интерпретируются как проявление апвеллинга, Fe — как захоронение гидроокисной вулканогенной взвеси в довольно чистом карбонатном илу.

В нижнемиоценовых осадках характерно увеличение пирокластической примеси, остатков радиолярий. Глинистая фракция, представленная смешаннослойной фазой монтмориллонит—гидрослюда с примесью каолинита, цеолита, имеет в основном аутигенную природу.

В течение среднего миоцена—плейстоцена накапливались карбонатные наннопланктонные илы с существенной примесью глин, остатков кремнистого планктона, алевритовых частиц. Содержание CaCO<sub>3</sub> достигает 57,7%. Характерно значительное количество избыточного Fe (Fe<sub>вал</sub> — до 75,85 вес.%, БТККВ). В течение этого времени осадки накапливались в пелагической обстановке открытого океана.

В районе бассейна Зеленого Мыса (скв. 367) в конце эоцена—плейстоцене седиментация протекала в два существенно различных этапа. В позднем эоцене накапливались пелагические осадки, представленные глинами зеленовато-серыми, черными, с остатками диатомовых, радиолярий, спикул. Отложение происходило ниже уровня карбонатной компенсации. В течение миоцена — плейстоцена аккумуляровались карбонатные наннопланктонные глинистые илы с прослоями глин, примесью алеврита. Характерно наличие остатков редких диатомовых, радиолярий, спикул, фрагментов рыбных костей.

Можно полагать, что перед миоценом в районе бассейна Зеленого Мыса произошло существенное повышение уровня карбонатной компенсации. Осадки миоцена—плейстоцена носят отчетливый пелагический характер открытого океанского бассейна при заметной роли поступления континентального терригенного материала.

В районах подводного поднятия Зеленого Мыса (скв. 368) и бассейна Зеленого Мыса (скв. 367) в позднеэоценовой—голоценовой истории выделяются два этапа.

В течение раннего эоцена — раннего миоцена в рассматриваемом участке накапливались преимущественно глинистые осадки, причем в позднюю часть этого интервала аккумуляровались главным образом диатомовые илы. Глины представлены палыгорскитом, каолинитом, смешаннослойной фазой монтмориллонит—гидрослюда. К началу миоцена количество палыгорскита сокращается. Осадки практически бескарбонатны. Для них характерны значительные содержания (вес.%, БТККВ, см. табл. 12) избыточного Mg (MgO до 75,13), B (до 0,065) и F (до 1,063). Осадконакопление происходило в относительно глубоководной пелагической обстановке существенно ниже уровня

карбонатной компенсации. Имеются основания считать, что нижние слои воды отличались наличием растворенных эксгалационных компонентов.

Существенно иной была седиментация в миоцене—голоцене. Накапливались в основном карбонатные наннопланктонные, глинистые илы, в миоцене — с прослоями биогенных кремнистых осадков: спонговых, диатомовых, радиоляриевых, нередко с витрокластической примесью. Существенная роль принадлежит тонкому терригенному материалу. Обращает на себя внимание высокое содержание (вес.%, БТККВ, см. табл. 12) избыточного Са ( $\text{CaO}$  — до 91,65) и Na ( $\text{Na}_2\text{O}$  — до 14,94) при довольно малых содержаниях К, Mg, тяжелых металлов.

Таким образом, в предмиоценовое время в районе поднятия Зеленого Мыса (скв. 368), так же как и в районе бассейна Зеленого Мыса, отмечалось высокое положение уровня карбонатной компенсации. Последующая миоцен-голоценовая седиментация развивалась выше резко понизившегося уровня карбонатной компенсации. Подобные колебания уровня карбонатной компенсации связаны с существенным изменением режима палеотечений в Восточной Атлантике, проходивших близ основания континентального склона Западной Африки, в частности с поступлением в Северную Атлантику холодных, относительно высокоминерализованных и агрессивных антарктических вод в конце позднего эоцена. Это событие, наиболее вероятно, связано с понижением района пролива Дрейка и активизацией Циркумантарктического течения.

В общем балансе осадконакопления главная роль принадлежала аккумуляции карбонатных наннопланктонных остатков при значительной доли тонкого терригенного материала. В определенные эпизоды на этом седиментационном фоне происходило накопление кислой, реже — средней щелочной витрокластики. Частота и масштабность этих наземных извержений сокращались от раннего миоцена к голоцену.

В бассейне континентального склона Западной Сахары (скв. 369) в течение позднего эоцена — голоцена накапливались гемипелагические, преимущественно карбонатные, наннопланктонные илы с заметной примесью терригенного материала. В позднем эоцене — раннем миоцене отлагались в основном карбонатные наннопланктонные илы с примесью остатков фораминифер, диатомовых, глинистого материала. Для раннего олигоцена—позднего эоцена характерны низкая карбонатность (см. табл. 13—15, рис. 15, 16), значительные количества избыточных Mg, К, ощутимые концентрации В, F.

В осадках средней части олигоцена — нижнего олигоцена отмечена заметная примесь растительных остатков. Характерны преобладание избыточного Са, отсутствие К, весьма малые количества В, F (см. табл. 13—16, рис. 15, 16). В позднем олигоцене среди карбонатных наннопланктонных илов заметная роль принадлежит примеси кварцевых песчаных частиц, фрагментам  $\text{C}_{\text{орг}}$ , прослоям витрокластики, ассоциирующим с остатками радиолярий, диатомовых. Геохимические особенности осадков близки к раннеолигоценным (см. табл. 16, рис. 15, 16).

К раннему миоцену характер седиментации изменился мало. К этому времени наблюдаются отчетливое увеличение содержаний избыточного Са, резкое преобладание Na над К, сокращение концентраций В и F. В течение раннего миоцена—голоцена общий гемипелагический, карбонатный характер седиментации сохранялся. Отмечается малая примесь остатков диатомовых, наличие алевритовых частиц кварца. В миоцене имели место интервалы аккумуляции витрокластики среднего состава. Характерны горизонты брекчий оползания. В осадках отмечены высокие содержания избыточного Са, преобладание Na над К, ощутимые концентрации F, сокращающиеся от раннего миоцена к голоцену.

Таким образом, в течение позднего эоцена—голоцена на континентальном склоне Западной Сахары накапливались преимущественно карбонатные осадки. На этом фоне в позднем эоцене—раннем олигоцене, позднем олигоцене, раннем миоцене проявлялась заметная вулканическая активность, нередко сопровождавшаяся биогенным кремне-накоплением. Низкая карбонатность осадков раннего олигоцена — позднего эоцена ( $\text{CaCO}_3$  до 7,51%, см. табл. 15, рис. 15) может быть объяснена аккумуляцией ниже уровня карбонатной компенсации. Однако вывод о значительной глубоководности этих осадков был бы формален. Очевидно, высокое положение этой геохимической

границы контролировалось в то время значительной химической агрессивностью нижней толщи воды, что, с одной стороны, было обусловлено массивными привносом эксгальционных компонентов, общей активизацией вулканизма, с другой — как отмечалось выше, поступлением холодных антарктических вод. В интервале поздний эоцен—голоцен роль континентального стока в целом возрастала. Максимум приходится, очевидно, на олигоцен (вторая половина). В олигоцене рассматриваемый бассейн отличался относительным сокращением глубины, возрастанием континентального стока.

В районе основания континентального склона Марокко (скв. 370) седиментация в позднем эоцене — плейстоцене носила карбонатно-терригенный, гемипелагический, пелагический характер. В течение позднего эоцена накапливались преимущественно глинистые осадки с примесью кварцевого алеврита, наннопланктонных остатков, рассеянного  $S_{орг}$ . Глины представлены главным образом хлоритом, гидрослюдами. Характерны сравнительно низкая карбонатность осадков ( $CaCO_3$  до 11,30%), повышенные избыточные содержания Mg, K (см. табл. 7, 8, рис. 11, 12),  $S_{орг}$  (до 0,83%, см. табл. 4), пирита ( $FeS_2$  до 2,11%), сидеритовой молекулы ( $FeCO_3$  до 1,54%), наличие рассеянных сульфатов.

В олигоцене отлагались глинисто-карбонатные осадки с примесью кварцевых песчано-алевритовых частиц, редких зерен глауконита, остатков радиолярий, фосфатизированных фрагментов рыб. Примечательны заметные количества рассеянного  $S_{орг}$ . Осадки содержат невысокие количества карбоната ( $CaCO_3$  — до 21,81%), заметные — доломита ( $MgCO_3$  — до 3,50%), пирита ( $FeS_2$  — до 2,56%), сульфатов, избыточных щелочей при выраженном доминировании K (см. табл. 7, 8, рис. 11, 12). Концентрации Fe, P, тяжелых металлов относительно невелики (см. табл. 4—8).

В течение миоцена—плиоцена протекала аккумуляция наннопланктонных фораминиферовых илов с примесью алевритовых частиц кварца, остатков диатомовых. В поздней части интервала отмечена примесь витрокластики. Для миоцена характерны накопление кремнистых биогенных остатков, низкая карбонатность ( $CaCO_3$  до 21,17%), повышенные концентрации избыточного Mg ( $MgO$  — до 55,23 вес.%, БТККВ), P, тяжелых металлов (см. табл. 4—8).

В плиоцене накапливались карбонатные наннопланктонные илы с глинистой примесью ( $CaCO_3$  до 75,89%), для которых характерны избыточные количества Mg ( $MgO$  — до 43,87 вес. %, БТККВ) и низкие содержания тяжелых металлов (см. табл. 4—8, рис. 11, 12).

В плейстоцене отлагались карбонатные наннопланктонные, фораминиферовые илы с примесью терригенного кварца, глауконита. Для них характерны существенная карбонатность ( $CaCO_3$  до 45,29%), повышенные концентрации избыточного Fe (65,55 вес.%, БТККВ, см. табл. 8, рис. 11, 12) и ассоциирующих тяжелых металлов.

Таким образом, в течение позднего эоцена — олигоцена седиментация протекала в специфической обстановке, отличавшейся восстановительным режимом для аккумуляруемых осадков, возможно, придонного слоя воды, со слабо выраженными признаками ограниченности циркуляции, элементами эвапоритовости. Основная роль в седиментационном балансе принадлежала терригенным компонентам. Можно полагать, что седиментация происходила в гемипелагической обстановке окраинной части бассейна.

Осадки миоцена примечательны развитием биогенного кремненакопления и отчетливыми признаками влияния вулканизма (наземного, эксгальционного). В плиоцене — плейстоцене осадкообразование протекало в пелагической обстановке открытого океана при доминировании карбонатной, биогенной седиментации и существенной роли терригенных компонентов. Можно полагать, что высокое избыточное содержание Fe и ассоциирующих тяжелых металлов в карбонатных илах связано в плейстоцене с заносом взвесей эксгальционной природы.

В целом разрез позднеэоценовых — плейстоценовых отложений основания континентального склона Марокко позволяет наметить основные вехи истории седиментации, близкие по геохимическим характеристикам к более южным районам восточных областей Северной Атлантики. Однако существенное влияние различных форм континентального стока несколько нивелирует эту общность.

## ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (РЕЙС 45-й)

Во время 45-го рейса "Гломара Челленджера" были пробурены скв. 395/395А и 396 в относительно небольших седиментационных впадинах на западном и восточном флангах приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта, в районе 23° с.ш. Скважинами пройдены осадочный чехол базальтов позднекайнозойского возраста и разрез толщи базальтов. В главе рассматриваются особенности химического состава этих базальтов. Для главных породообразующих элементов и некоторых петрохимических коэффициентов были построены вариационные диаграммы. Их анализ показал, что разновидности базальтов, выделенные внутри афировой и порфировой групп, характеризуются постепенным и непрерывным изменением химического состава. Вместе с тем установлены существенные различия в химическом составе между афировыми и порфировыми базальтами. Эти различия объясняются дифференциацией первичного расплава, связанной с накоплением и фракционированием порфировых кристаллов оливина, клинопироксена и плагиоклаза в глубинной магматической камере.

### Методика аналитических исследований<sup>1</sup>

Химический анализ образцов океанических базальтов на основной набор элементов выполнялся в химико-аналитической лаборатории ГИНа АН СССР. В ходе анализа определялись следующие компоненты:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Дополнительно методами эмиссионного спектрального анализа во всех образцах были измерены содержания  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ge}$ ,  $\text{Ga}$ . Перед определением состава отобранные для анализа образцы дробились в металлической ступке и затем растирались в агатовых ступках до степени пудры. В каждом случае полученный мелкодисперсный материал усреднялся путем квартования. Содержание основных породообразующих компонентов определялось из следующего количества вещества:

- 1)  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  — из 0,5 г;
- 2)  $\text{FeO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  — из отдельных навесок по 0,5 г;
- 3)  $\text{CO}_2$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  — методом мокрого сжигания из навески 0,5 г;
- 4) влажность образца — из 0,2–0,5 г, а общее содержание  $\text{H}_2\text{O}^\pm$  — из 0,2 г;
- 5) содержание щелочных элементов — методом пламенной фотометрии после разложения отдельной навески — 0,1 г.

Сумма окислов, входящих в состав анализируемого материала, составила 99,5–100,5%.

Макроколичества  $\text{SiO}_2$  определялись гравиметрически, в виде кремнекислоты при коагуляции желатиной из солянокислых растворов, с поправкой дополнительным фотометрированием последующих фильтратов после отделения полуторных окислов, а также определения  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Mn}$ .

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  определялись методом объемного титрования,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MnO}$  — методами фотометрирования окрашенных комплексных соединений (первый — по окраске перекисных соединений в сернокислой среде, второй — в аммиачной среде при образовании комплекса с формальдоксимом).  $\text{FeO}$  определялся методом объемного титрования бихроматом калия после соответствующей обработки отдельной пробы.

$\text{P}_2\text{O}_5$  определялся фотометрически из отдельной навески после многократной обработки пробы смесью азотной и плавиковой кислот и последующего выщелачивания разбавленной азотной кислотой в виде окрашенного комплекса со смесью молибденово-кислого и ванадиевокислого аммония в азотной кислоте.

<sup>1</sup> Раздел написан Д.Я. Чопоровым.

Таблица 21

Химический состав базальтов, определенный методами "мокрой химии" и рентген-флуоресцентным, и данные по международным стандартам (вес.%)

Компонент	395*						
	11			17		20	
	1			1		1	
	105-110		105-107	64-68		56-69	35-39
	I	II	р.-ф.	I	II	р.-ф.	I
SiO <sub>2</sub>	47,54	47,38	48,95	48,70	48,93	50,2	48,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,06	15,96	15,93	17,53	17,37	17,71	18,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	5,51	12,83	0,38	0,85	6,52	3,00
FeO	6,77	6,43	He опр.	3,60	3,45	He опр.	4,46
MgO	5,53	5,83	6,79	8,95	8,61	12,2	7,22
CaO	11,44	11,21	11,01	10,92	11,34	9,32	12,08
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,42	He опр.	4,21	4,21	He опр.	2,95
K <sub>2</sub> O	0,33	0,33	0,22	0,45	0,45	0,20	0,22
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,53	1,70	0,48	0,47	0,39	1,20
MnO	0,19	0,21	He опр.	0,12	0,11	He опр.	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,23	"	-	-	"	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,84	1,12	"	3,38	3,21	"	0,71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,94	"	0,71	0,92	"	0,99
CO <sub>2</sub>	0,35	0,35	"	0,07	0,07	"	-
П.п.п.	He опр.	He опр.	0,9	He опр.	He опр.	4,9	
Сумма	100,51	100,45	98,33	99,5	99,99	100,4	99,69

Примечание. 1) Здесь, а также в табл. 22 и 33 в головке (сверху вниз) указаны: номера скважин, керн, секций, интервал отбора керн (см). 2) I, II — химические анализы; р.-ф. — рентген-флуоресцентный анализ. 3) р.зн. — рекомендованное значение;  $\bar{X}$  — среднее значение межаблаторных анализов;  $S$  — стандартное отклонение;  $C, \%$  — относительное отклонение;  $\bar{X} - S, \bar{X} + S$  — отклонение среднего значения от рекомендованного значения;  $C_{\Delta}, \%$  — относительное отклонение среднего значения от рекомендованного значения.

Таблица 21 (окончание)

Компонент	Диорит DR-N					
	Данные Национальной ассоциации технических исследований Франции [La Roche, Govindareju, 1973]					
	р.зн.	$\bar{X}$	$S$	$C, \%$	$\bar{X} - S$	$\bar{X} + S$
SiO <sub>2</sub>	52,75	52,91	0,86	1,6	52,05	53,77
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,08	0,12	11,0	0,96	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	17,41	0,64	3,7	16,77	18,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	3,91	0,48	12,3	3,43	4,39
FeO	5,31	5,34	0,29	5,4	5,05	5,63
MnO	0,21	0,21	0,026	12,6	0,18	0,24
MgO	4,46	4,45	0,30	6,7	4,15	4,75
CaO	7,07	7,04	0,24	3,4	6,80	7,28
Na <sub>2</sub> O	2,99	2,98	0,21	7,0	2,77	3,19
K <sub>2</sub> O	1,73	1,72	0,12	6,9	1,60	1,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,26	0,05	18,0	0,21	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,19	2,24	0,23	10,2	2,01	2,47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,25	0,08	33,2	0,17	0,33
CO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,06	40	0,09	0,21
Сумма	99,74	99,95	3,706	-	96,24	103,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , общ	9,67	9,73	0,29	3,0	9,44	10,02

395		395A					
20		14			16		
I		I			I		
35-39	32-36	90-98		92-99	100-103		100-104
II	p.-ф.	I	II	p.-ф.	I	II	p.-ф.
48,74	49,6	48,02	48,52	49,2	48,15	48,69	49,5
17,89	18,77	16,20	17,73	17,81	18,11	18,05	17,36
3,56	9,52	3,85	1,89	9,43	4,63	3,06	8,67
4,44	He опр.	6,59	6,88	He опр.	5,01	5,20	He опр.
6,66	6,1	6,69	6,85	7,1	6,97	6,74	7,8
11,81	12,05	12,55	12,07	11,97	12,94	13,04	12,57
2,95	He опр.	2,88	2,88	He опр.	2,40	2,40	He опр.
0,22	0,30	0,17	0,17	0,11	0,27	0,27	0,12
1,36	1,28	1,25	1,28	1,36	1,18	1,11	1,07
0,13	He опр.	0,15	0,13	He опр.	0,14	0,14	He опр.
0,11	"	0,11	0,11	"	0,10	0,10	"
0,75	"	0,57	0,57	"	0,09	0,43	"
1,30	"	0,59	0,59	"	0,30	0,60	"
-	"	-	-	"	-	-	"
He опр.	1,5	He опр.	He опр.	1,6	He опр.	He опр.	"
99,92	99,2	99,62	99,67	98,6	100,29	99,83	97,5

Диорит DR-N

Результаты анализа, полученные в химико-аналитической лаборатории ГИНА					Отклонения результатов анализа	
$\bar{X}$	$S$	$C, \%$	$\bar{X} - S$	$\bar{X} + S$	$\bar{X} - p.зн.$	$C_{\Delta}, \%$
52,13	0,20	0,38	51,93	52,33	-0,42	0,8
1,12	0,02	1,8	1,10	1,14	+0,02	1,8
17,39	0,45	2,6	16,94	17,84	-0,13	0,7
3,55	0,52	14,6	3,03	4,07	-0,22	5,8
5,21	0,02	0,4	5,19	5,23	-0,10	1,9
0,215	0,005	2,3	0,21	0,22	+0,005	2,4
4,34	0,13	3,0	4,21	4,47	-0,12	2,7
7,17	0,03	0,4	7,14	7,20	+0,10	1,4
3,30	0,12	4,0	3,18	3,42	+0,31	10,4
1,92	0,10	5,0	1,82	2,02	+0,19	11,0
0,27	0,00	0,00	0,27	0,27	+0,02	9,0
1,96	0,025	1,3	1,94	1,99	-0,23	10,5
0,36	0,00	0,00	0,36	0,36	+0,12	50
0,22	0,07	34	0,15	0,30	+0,07	47
99,16	1,69	-	97,47	100,86	-	-
9,34	0,54	5,8	8,79	9,88	-0,33	3,4

Для проверки внутрилабораторной воспроизводимости результатов анализа были выбраны пять образцов породы, которые по описанию и месту расположения в колонке имеют соответствующие аналоги; их анализ был выполнен ранее на борту "Гломара Челленджера" рентгеноспектральным методом. Результаты повторных анализов, выполненных различными аналитиками, и состав близких проб, полученный рентгеноспектральным анализом, приводятся в табл. 21. Сопоставление полученных значений показывает, что наибольшие расхождения при химическом анализе наблюдаются для оценки содержания  $Fe_2O_3$ , что связано с возможностью ошибки при объемном титровании Fe в присутствии Al. Суммы для  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ , определенные всеми парами аналитиков, в целом близки между собой.

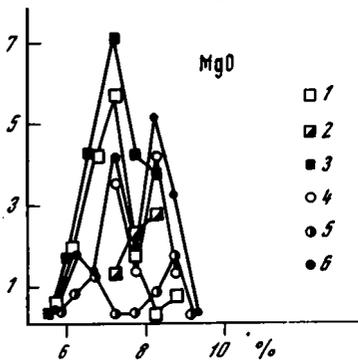
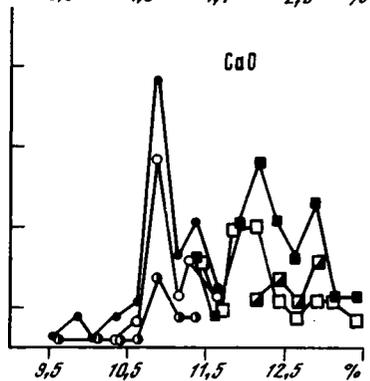
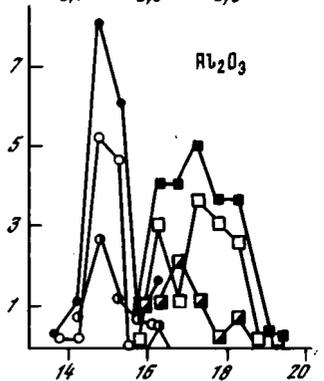
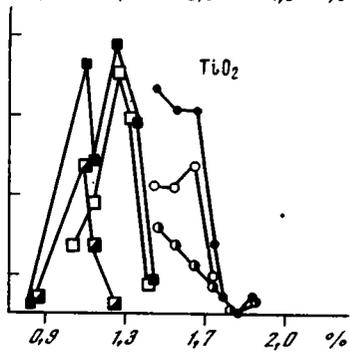
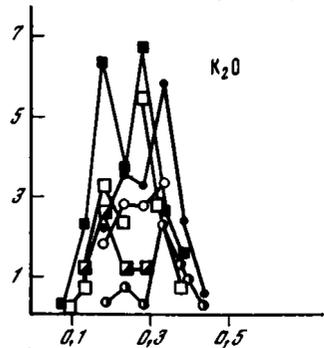
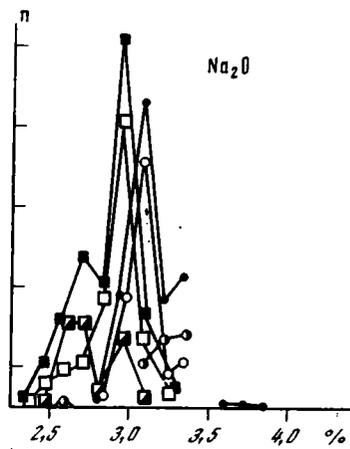
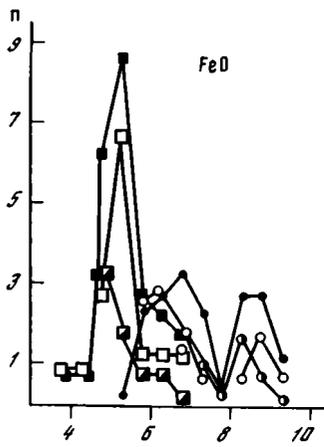
### Обсуждение результатов

Петрографическое и геохимическое изучение вулканических пород показало, что скв. 395А вскрыла серию базальтовых потоков (около 20), которые различаются не только по петрографическим признакам (текстура, структура, минеральный состав), но и по химическому составу. На основании тонких геохимических различий среди них было выделено 10 типов: пять — среди афировых базальтов и пять — среди порфириковых. Такое дробное деление возможно только при использовании прецизионных геохимических методов и статистических приемах обработки. Нами используются данные, полученные в результате классического химического анализа. Точность этого вида анализа по ряду элементов ( $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, MnO) не позволяет установить геохимические различия в некоторых близких по химическому составу петрографических типах, выделенных при изучении на борту "Гломара Челленджера" (например, типы E, G, G' среди афировых базальтов). Поэтому рассмотрим особенности химизма базальтов, сгруппированных по петрографическим признакам, которые обуславливают их существенное геохимическое различие. Это афировые вариолитовые базальты и вулканическое стекло из зон закалки, афировые, в различной степени раскристаллизованные базальты, порфириковые плагиоклаз-оливиновые базальты, порфириковые плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты и долериты.

Гистограммы распределения главных породообразующих элементов, построенные по результатам анализа (табл. 22), вскрывают одну существенную геохимическую особенность рассматриваемых вулканических пород в целом — двумодальный характер распределения содержаний  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , MgO, CaO и FeO. Структура распределения этих элементов чрезвычайно сложная. Если обратиться к кривым распределения содержания элементов, построенным на основе гистограмм для выделенных структурно-петрографических типов базальтов, то можно увидеть, что уровни модальных концентраций  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , MgO, CaO и FeO в этих разновидностях пород различны по каждому из элементов.

По  $TiO_2$  модальные концентрации для порфириковых оливин-плагиоклаз-клинопироксеновых базальтов лежат в интервале 1,0–1,1%, для порфириковых оливин-плагиоклазовых базальтов — 1,2–1,3%, для вариолитовых базальтов — 1,4–1,5%, для афировых базальтов — 1,6–1,7% (рис. 19). По  $Al_2O_3$  среди вариолитовых и афировых базальтов чаще всего встречаются концентрации в интервале 14,5–15,0%, среди порфириковых плагиоклаз-оливиновых базальтов — 16,0–16,5 и 17,0–17,5%, среди порфириковых плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов — 16,5–17,0 и 18,0–18,5% (см. рис. 19).

По CaO модальные концентрации для вариолитовых базальтов заключены в интервале 9,75–11,0%, для афировых базальтов — 9,75–11,0 и 11,25–11,50%, для порфириковых плагиоклаз-оливиновых — 11,25–11,5 и 11,75–12,25%, для порфириковых плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов — 11,75–13,0% (см. рис. 19). Распределение концентраций MgO для порфириковых плагиоклаз-оливиновых базальтов характеризуется одним модальным значением, лежащим в интервале 7,0–7,5%, для порфириковых плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов — также одним значением в интервале 8,0–8,5%. Вариолитовые базальты отличаются двумодальным распределением концентраций (6,5–7,0 и 8,5–9,0%). Афировые базальты тоже характеризуются



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

Р и с. 19. Гистограммы распределения главных породообразующих элементов

Базальты: 1 – порфировые плагиоклаз-оливиновые, 2 – порфировые плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые, 3 – порфировые без разделения, 4 – афировые, 5 – вариолитовые, 6 – вариолитовые и афировые без разделения; n – число определений

Таблица 22

Химический состав магматических пород (скв. 395, 395 А, 396) (вес.%)

Компонент	395							
	11	11	11	11	11	12	15	15
	1	1	1	2	2	2	1	1
	50-55	105-110	130-133	67-72	102-107	110-115	12-14	119-124
SiO <sub>2</sub>	48,19	45,54	48,67	48,03	48,80	48,61	46,12	49,03
TiO <sub>2</sub>	1,65	1,70	1,74	1,53	1,47	1,53	1,55	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,32	16,06	14,49	14,54	14,68	14,51	14,91	15,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	5,51	1,97	2,86	2,36	2,83	6,49	3,39
FeO	7,39	6,77	9,25	8,56	9,01	8,73	7,90	7,44
MnO	0,20	0,19	0,19	0,18	0,18	0,17	0,23	0,16
MgO	6,73	5,53	8,63	8,78	8,45	8,35	6,88	7,92
CaO	11,1	11,44	9,69	10,43	10,55	10,84	9,10	10,85
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,42	3,10	2,98	2,98	2,98	3,08	3,20
K <sub>2</sub> O	0,37	0,33	0,38	0,29	0,20	0,24	0,44	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,68	0,84	0,92	1,01	0,39	0,22	1,44	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,60	0,48	0,54	0,46	0,48	1,92	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,23	0,06	0,15	0,15	0,15	0,18	0,15
CO <sub>2</sub>	0,30	0,35	0,12	0,75	-	0,45	-	-
Сумма	100,16	98,51	99,69	100,63	99,68	100,09	100,24	99,58

Таблица 22 (продолжение)

Компонент	395 А							
	4	4	5	5	5	7	8	8
	1	2	1	1	1	2	1	1
	66-69	63-66	6-10	108-113	10-14	129-133	3-8	49-52
SiO <sub>2</sub>	47,82	38,09	47,42	48,64	48,61	47,78	46,85	47,40
TiO <sub>2</sub>	1,80	0,09	1,81	1,49	1,50	1,45	1,65	1,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	0,62	14,95	14,84	14,94	15,28	16,40	14,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,38	8,21	5,45	2,43	2,80	6,06	5,48	3,50
FeO	6,64	0,57	6,13	8,70	8,41	6,11	6,64	8,40
MnO	0,20	0,07	0,20	0,17	0,17	0,17	0,23	0,20
MgO	8,12	38,54	8,00	8,18	8,24	7,40	6,20	8,88
CaO	10,87	0,62	10,85	10,79	10,88	10,86	11,29	9,91
Na <sub>2</sub> O	2,96	0,08	2,90	2,87	3,09	3,19	3,51	2,60
K <sub>2</sub> O	0,31	0,08	0,35	0,21	0,17	0,17	0,35	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,37	11,88	1,47	0,60	-	0,43	0,66	1,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,58	0,69	0,44	0,52	1,16	0,60	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	-	0,13	0,15	0,15	0,16	0,18	0,09
CO <sub>2</sub>	0,27	0,20	0,03	0,30	0,10	-	-	0,08
Сумма	99,54	99,63	100,48	99,87	99,58	100,22	100,04	99,73

## 395

15	16	16	17	18	18	18	19	20
2	2	3	1	1	2	2	1	1
121-125	41-46	4-7	64-68	92-96	39-41	130-137	92-97	35-39
48,60	48,08	48,98	48,70	41,54	47,68	40,79	48,68	48,48
1,54	1,57	1,50	1,48	0,17	1,03	0,17	1,36	1,20
14,49	15,30	14,75	17,53	1,02	17,14	2,76	17,46	18,12
2,45	5,31	3,00	0,38	3,34	3,82	3,52	3,81	3,00
9,37	6,67	8,25	3,60	4,92	5,48	3,68	5,15	4,46
0,18	0,18	0,17	0,12	0,10	0,13	0,09	0,13	0,15
8,52	6,76	8,12	8,95	40,1	8,52	38,04	6,61	7,22
10,89	10,92	10,65	10,92	1,61	13,20	1,36	12,28	12,08
2,98	3,14	2,98	4,21	0,08	2,49	0,08	2,82	2,85
0,33	0,31	0,27	0,45	0,08	0,18	0,09	0,33	0,22
0,20	0,52	0,72	3,38	5,63	0,09	7,93	0,16	0,71
0,44	0,56	0,48	0,71	0,73	0,26	0,70	0,58	0,99
0,16	0,16	0,15	-	0,01	0,11	0,01	0,12	0,11
-	0,65	0,10	0,07	0,30	0,10	0,30	0,45	-
100,15	100,13	100,12	99,50	99,63	100,23	99,59	99,94	99,59

## 395 A

9	9	9	9	9	11	11	13	14
1	1	2	2	2	1	1	1	1
70-73	98-102	8-10	48-52	81-86	80-83	120-125	99-103	90-98
47,47	48,50	48,58	48,60	47,62	46,88	48,07	48,29	28,02
1,80	1,44	1,53	1,45	1,91	1,53	1,47	1,36	1,25
13,91	14,91	14,87	15,80	14,92	15,83	14,61	18,17	16,20
4,22	3,78	2,73	3,44	5,54	7,91	2,53	3,69	3,85
8,58	8,46	8,78	8,47	7,25	5,17	8,75	5,11	6,59
0,19	0,24	0,17	0,20	0,21	0,20	0,22	0,14	0,15
8,60	8,00	8,62	8,79	7,11	6,16	9,12	6,99	6,69
9,94	10,84	10,72	10,40	10,03	11,13	10,82	12,22	12,55
2,96	3,08	2,97	2,95	3,16	3,19	2,99	2,83	2,88
0,31	0,31	0,23	0,17	0,31	0,32	0,23	0,26	0,17
1,07	0,23	0,28	0,04	1,46	0,60	0,57	-	0,57
0,93	0,26	0,56	0,25	0,56	1,29	0,59	0,59	0,59
0,09	0,14	0,14	0,13	0,11	0,19	0,14	0,12	0,11
0,22	-	-	-	0,07	-	-	0,15	-
100,29	100,19	100,18	100,64	100,26	100,40	100,11	99,92	99,62

Таблица 22 (продолжение)

Компонент	395 А							
	14	14	15	15	15	15	15	16
	2	3	1	1	3	4	5	1
	60-68	111-118	12-16	106-111	72-79	52-57	3-12	80-83
SiO <sub>2</sub>	47,98	48,55	48,58	48,20	48,24	49,17	47,98	48,57
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,36	1,27	1,36	1,36	1,36	1,19	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,31	17,90	18,15	17,34	17,68	17,58	18,29	17,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	3,05	1,41	3,84	3,30	3,64	3,50	3,71
FeO	4,73	5,41	6,70	6,01	6,67	5,61	5,91	4,71
MnO	0,13	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,14	0,16
MgO	6,60	7,33	7,15	7,09	7,34	7,34	7,57	6,46
CaO	11,40	11,78	12,20	11,71	11,43	11,81	11,84	12,25
Na <sub>2</sub> O	2,96	2,89	2,76	2,82	2,98	2,82	2,76	3,22
K <sub>2</sub> O	0,28	0,15	0,09	0,15	0,20	0,16	0,16	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,26	0,17	0,06	0,41	0,64	0,47	0,65	0,65
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,02	0,83	0,80	0,47	0,30	0,44	0,40	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,09	0,14
CO <sub>2</sub>	0,41	-	0,35	-	0,20	-	-	-
С у м м а	99,53	99,96	99,74	99,62	100,56	100,61	100,48	99,63

Таблица 22 (продолжение)

Компонент	395 А							
	25	26	26	26	26	27	27	27
	1	1	1	2	2	1	2	2
	38-48	63-67	115-119	4-10	83-85	116-123	27-34	126-132
SiO <sub>2</sub>	49,21	48,95	47,33	47,89	49,36	48,39	48,72	49,39
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,03	1,10	1,12	1,07	1,05	1,06	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,31	16,38	16,86	16,58	16,92	15,67	15,97	17,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,48	4,29	5,00	3,35	1,51	2,90	3,34	2,02
FeO	6,29	4,60	4,73	4,81	6,65	5,28	5,30	6,25
MnO	0,14	0,15	0,13	0,31	0,15	0,14	0,23	0,16
MgO	8,16	8,06	8,16	7,94	8,23	8,06	8,25	7,79
CaO	12,09	12,27	12,13	13,31	12,18	12,88	12,28	12,34
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,70	2,61	2,70	2,60	2,82	2,82	2,82
K <sub>2</sub> O	0,13	0,17	0,17	0,17	0,15	0,29	0,27	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,28	0,45	0,37	0,45	0,16	0,66	0,61	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,42	0,86	0,68	0,39	0,29	0,79	0,80	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,08	0,09	0,10	0,11	0,10	0,11
CO <sub>2</sub>	-	-	0,15	0,55	0,05	0,60	0,20	0,25
С у м м а	100,49	100,02	99,50	99,66	99,97	99,64	99,95	99,90

## 395 A

16	17	18	20	22	22	24	24
1	1	1	1	1	2	1	2
128-131	4-9	25-30	92-95	110-115	5-10	117-120	41-45
47,70	48,27	48,75	48,42	48,47	48,58	47,96	48,25
1,10	1,10	1,19	0,88	1,02	1,10	1,27	1,10
17,84	16,61	17,27	18,18	17,43	17,20	17,67	16,85
5,13	4,26	2,84	3,83	3,12	4,49	4,64	3,39
5,05	5,08	5,75	4,65	4,93	5,00	5,52	5,34
0,15	0,15	0,14	0,14	0,11	0,14	0,17	0,17
7,24	7,53	7,61	7,40	7,95	7,46	7,06	8,28
12,76	12,92	12,65	12,89	12,78	12,67	12,49	12,58
2,48	2,52	2,57	2,56	2,47	2,57	2,89	2,76
0,20	0,21	0,17	0,19	0,16	0,16	0,15	0,27
0,48	0,48	0,32	0,46	0,30	0,23	0,23	0,38
0,28	0,44	0,24	0,64	0,78	0,56	0,30	0,38
0,15	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,15	0,12
-	0,15	-	-	-	-	-	-
100,56	99,81	99,60	100,32	99,60	100,24	100,50	99,87

## 395 A

28	30	31	32	37	47	50	51	53
1	1	1	2	1	2	1	2	1
105-112	100-104	70-76	21-28	50-54	105-110	87-92	122-127	78-84
48,26	47,57	47,89	48,47	48,71	48,42	49,01	48,78	48,18
1,27	1,10	1,14	1,15	1,61	1,69	1,65	1,53	1,65
18,77	17,62	19,28	17,67	15,34	16,02	15,03	14,90	15,06
3,66	4,55	4,11	3,24	3,94	4,03	3,05	4,63	4,90
5,50	5,09	4,53	5,18	6,12	6,33	7,50	6,42	5,57
0,18	0,14	0,16	0,13	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
6,88	7,90	4,88	6,68	7,18	6,28	7,16	8,08	7,26
11,90	11,86	12,97	12,50	11,38	11,59	11,33	11,07	11,23
1,83	2,70	2,99	2,82	3,05	3,28	2,93	2,96	2,99
0,29	0,16	0,21	0,28	0,29	0,36	0,23	0,31	0,29
0,25	0,31	0,86	0,60	0,90	0,81	0,66	0,55	1,10
0,41	0,76	0,54	0,69	0,93	0,73	0,48	0,74	1,08
0,12	0,09	0,16	0,11	0,17	0,19	0,20	0,17	0,17
-	-	0,50	0,40	0,10	-	-	0,05	-
100,32	99,85	100,22	99,92	99,89	99,90	99,60	100,30	99,66

Таблица 22 (продолжение)

Компонент	395 А							
	54	55	56	56	58	59	61	61
	1	1	2	3	2	2	2	3
	130-137	105-113	100-107	55-64	57-64	43-47	65-70	5-10
SiO <sub>2</sub>	48,37	48,56	48,84	48,39	46,94	47,48	48,94	48,60
TiO <sub>2</sub>	1,65	1,65	1,65	1,67	1,45	1,49	1,02	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,82	15,06	15,17	15,21	14,48	14,56	17,11	15,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	4,57	4,38	3,63	3,18	4,65	2,56	2,01
FeO	5,51	5,85	6,02	6,82	7,31	6,95	5,64	5,66
MnO	0,17	0,16	0,17	0,15	0,17	0,17	0,13	0,14
MgO	7,35	7,18	7,17	7,25	8,18	8,10	7,50	8,60
CaO	11,22	11,36	10,98	10,82	19,18	11,29	12,65	12,33
Na <sub>2</sub> O	2,99	2,76	2,99	2,93	3,36	2,90	2,77	2,65
K <sub>2</sub> O	0,29	0,24	0,25	0,33	0,66	0,38	0,14	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,12	0,97	0,98	1,21	2,41	0,87	0,67	1,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,12	1,11	0,94	1,02	2,65	1,11	0,68	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,18	0,19	0,19	0,14	0,15	0,10	0,11
CO <sub>2</sub>	-	0,10	0,10	0,10	0,20	-	-	0,20
Сумма	100,07	99,75	99,83	99,72	100,31	100,10	99,91	99,50

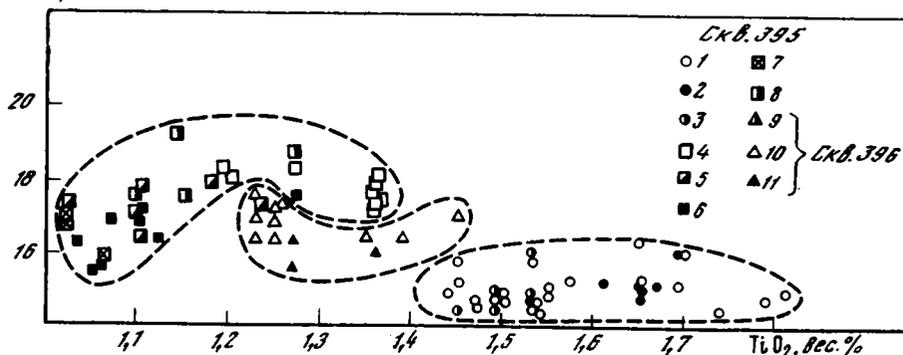
Таблица 22 (окончание)

Компонент	396					
	16	16	18	18	18	19
	2	4	1	1	2	1
	120-127	120-127	52-60	140-150	27-33	110-116
SiO <sub>2</sub>	48,35	47,54	47,15	47,56	48,65	48,31
TiO <sub>2</sub>	1,25	1,25	1,23	1,25	1,25	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,36	17,33	16,94	16,97	16,43	16,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,26	4,18	3,79	3,23	3,40	4,22
FeO	5,47	4,55	4,52	5,99	5,35	4,54
MnO	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,13
MgO	6,57	6,40	6,13	7,30	7,65	6,87
CaO	12,49	12,76	13,36	13,02	12,14	12,52
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,84	2,84	2,70	2,77	2,84
K <sub>2</sub> O	0,25	0,28	0,36	0,26	0,32	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,74	0,54	0,68	0,16	0,43	0,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,64	1,41	1,11	0,78	1,16	1,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12
CO <sub>2</sub>	0,10	0,55	1,00	0,40	-	0,25
Сумма	99,54	99,91	99,52	99,90	99,82	100,09

395 A						396		
63	64	64	65	67	67	14	15	15
3	1	3	1	2	2	6	2	4
108-114	45-54	62-67	81-84	47-50	138-143	44-49	92-99	27-33
47,86	48,35	47,26	47,39	47,72	46,71	48,88	47,70	47,84
0,87	1,02	1,49	1,53	1,53	1,49	1,45	1,36	1,15
17,35	16,88	14,87	15,18	16,11	15,01	17,10	17,10	16,95
3,94	3,21	4,59	4,23	4,93	2,54	3,06	5,63	3,93
3,76	5,15	5,87	6,99	5,63	8,04	6,31	3,66	4,74
0,13	0,15	0,17	0,20	0,17	0,18	0,16	0,16	0,15
7,23	8,27	8,26	7,72	6,14	8,18	6,24	4,98	8,07
13,14	12,39	11,39	11,65	11,67	10,79	12,04	13,01	11,93
2,60	2,60	2,90	2,90	2,90	3,03	2,90	3,10	2,77
0,20	0,18	0,25	0,31	0,29	0,40	0,32	0,31	0,26
1,26	1,05	1,07	0,42	0,96	1,28	0,50	0,95	0,51
1,08	0,58	1,52	0,92	1,42	2,06	0,74	1,59	1,28
0,08	0,11	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,12
0,20	-	-	-	-	0,50	-	0,35	0,05
99,64	100,04	99,79	99,60	99,63	100,36	99,85	100,05	99,75

396						
19	21	22	22	24	24	25
2	1	4		2	3	1
20-27	62-70	55-62	100-107	65-72	67-73	124-130
47,38	48,06	48,26	48,92	47,21	48,72	48,77
1,23	1,39	1,35	1,27	1,36	1,19	1,27
17,69	16,46	16,47	16,42	16,07	16,51	15,66
4,08	2,75	3,64	4,02	4,12	3,82	4,03
3,78	6,30	4,69	5,10	5,62	5,15	5,41
0,13	0,13	0,11	0,14	0,17	0,14	0,13
5,58	8,90	7,39	7,17	7,70	7,01	7,18
13,39	11,39	11,45	11,48	11,48	12,07	11,92
2,84	2,77	2,84	2,90	2,70	2,96	2,90
0,36	0,26	0,33	0,25	0,33	0,26	0,22
0,69	1,14	1,28	0,54	1,17	0,51	0,88
1,59	0,52	1,36	1,14	1,17	0,93	0,94
0,13	0,10	0,09	0,12	0,11	0,11	0,12
0,92	0,25	0,27	-	0,37	0,15	0,15
99,82	100,42	99,63	99,66	99,58	99,53	99,58

$Al_2O_3$ , вес. %

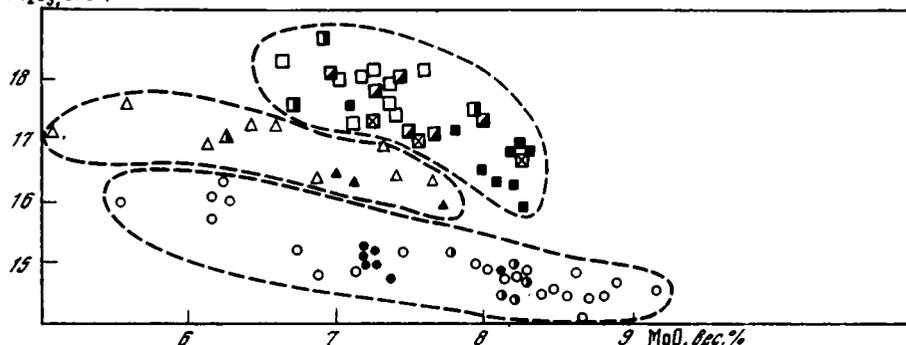


Р и с. 20. Вариационная диаграмма  $Al_2O_3 - TiO_2$

Условные обозначения к рис. 20-30

Различные потоки базальтов: 1-3 - афировых, 4-11 - порфировых

$Al_2O_3$ , вес. %



Р и с. 21. Вариационная диаграмма  $Al_2O_3 - MgO$

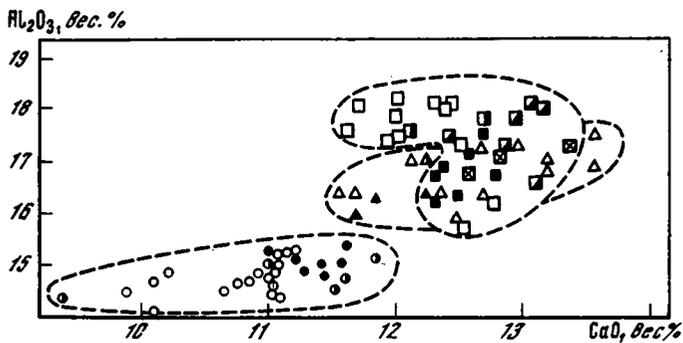
Условные обозначения см. на рис. 20

двумодальным распределением  $MgO$  с интервалами значений 7,0-7,5 и 8,0-8,5 (см. рис. 19).  $FeO$  свойственно одномодальное распределение концентраций в порфирных плагиоклаз-оливиновых базальтах (5,0-5,5%) и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтах (4,5-5,0), в то время как для вариолитовых и афировых базальтов характерно двумодальное распределение с модами в интервалах 6,5-7,0; 8,0-8,5% - в первых и 6,0-6,5; 8,5-9,0% - в последних (см. рис. 19).

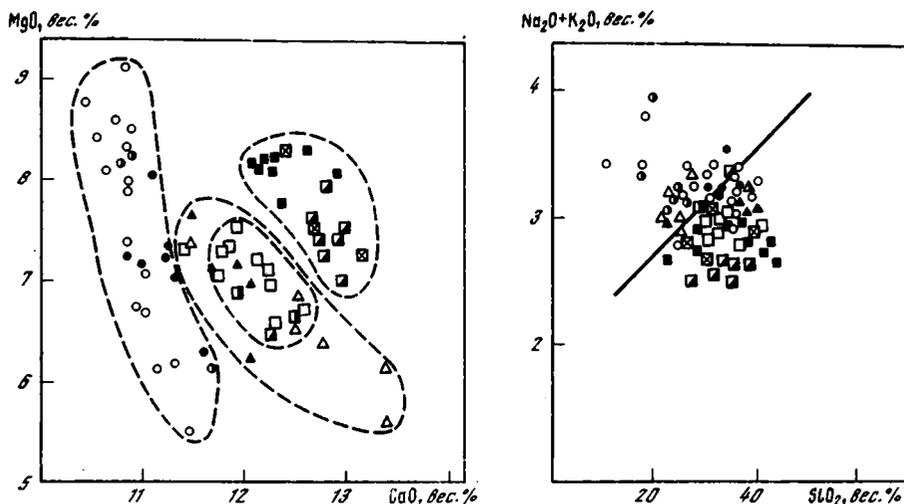
Распределение концентраций  $Na_2O$  имеет одномодальный характер в порфирных плагиоклаз-оливиновых базальтах с модой в интервале 2,8-2,9%, двумодальный - в порфирных плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтах с модами в интервалах 2,5-2,7 и 2,8-2,9%. Вариолитовые и афировые базальты характеризуются одномодальным характером распределения с модами в интервале 3,0-3,2% в первом случае и 2,9-3,0% - в последнем (см. рис. 19).

По  $K_2O$  модальные концентрации заключены для порфирных плагиоклаз-оливиновых базальтов в интервалах 0,15-0,20 и 0,25-0,30%, для плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов - 0,15-0,20%, для вариолитовых базальтов - 0,20-0,25 и 0,30-0,35%, а для афировых базальтов - в интервале 0,30-0,35% (см. рис. 19).

Как видно из приведенных гистограмм, распределение главных породообразующих элементов во всех структурно-петрографических разновидностях пород носит непрерывный и, как правило, одно- или двумодальный характер с перекрывающимися значениями концентраций. Четко проявленный двумодальный характер распределения концентраций свойствен всем рассматриваемым базальтам в целом или по некоторым элементам - крупным структурно-петрографическим группам (афировые и порфирные базальты). Это обусловлено наличием различных уровней концентрации большин-



Р и с. 22. Вариационная диаграмма  $Al_2O_3$ — $CaO$   
Условные обозначения см. на рис. 20

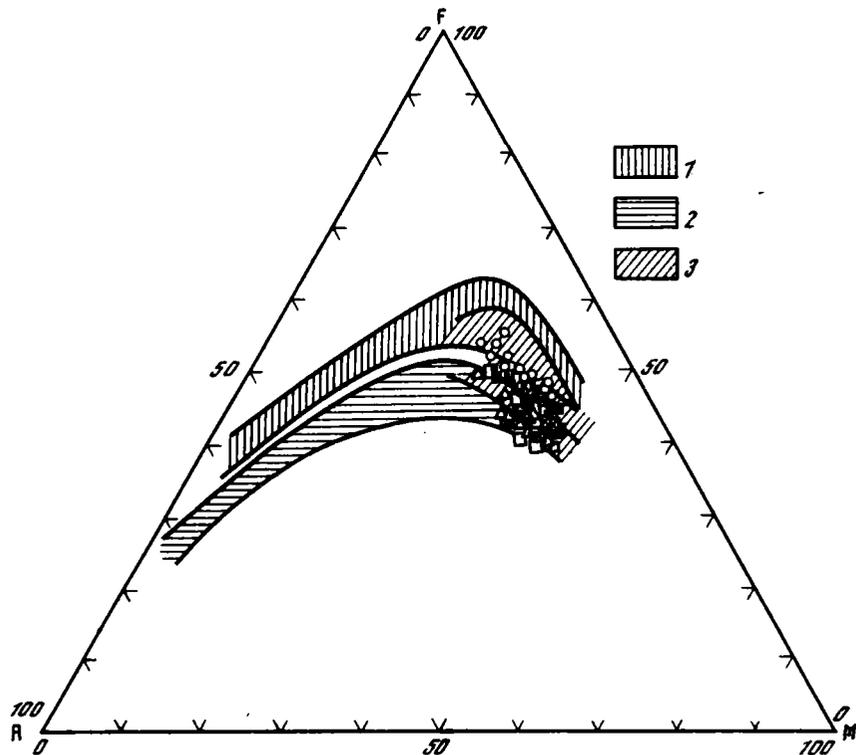


Р и с. 23. Вариационная диаграмма  $MgO$ — $CaO$   
Условные обозначения см. на рис. 20

Р и с. 24. Вариационная диаграмма Г. Макдональда  
Условные обозначения см. на рис. 20

ства рассматриваемых элементов в вариолитовых, афировых, порфировых плагиоклаз-оливиновых и порфировых плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтах. На двухкомпонентных диаграммах показаны соотношения главных породообразующих элементов в различных типах афировых и порфировых базальтов (рис. 20—23).

Рассматриваемые вулканические породы по кремнекислотности относятся в соответствии с классификацией Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1925] к группе базальтов. Однако существует несколько классификаций производных базальтовых магм, основанных на вариациях изменения концентраций суммы щелочных элементов в зависимости от кремнекислотности пород. Наиболее употребимы классификации Х. Куно [Kuno, 1966], Г. Макдональда [Macdonald, 1968] и А. Риттмана [Rittman, 1960]. Х. Куно выделяет три вулканические серии: толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую. Причем эти серии выделены им на двухкомпонентной вариационной диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  и на трехкомпонентной диаграмме АФМ. Г.А. Макдональд на двухкомпонентной аналогичной вариационной диаграмме выделяет две серии — толеитовую и щелочную. Границы между этими сериями примерно совпадают с границами, предложенными Х. Куно. Классификация А. Риттмана более дробная. В ней предложено выделение семи серий.

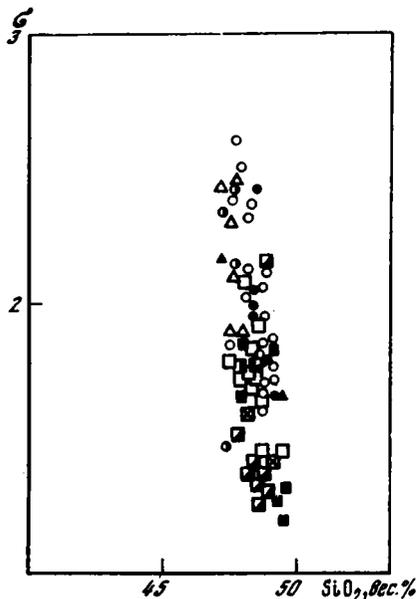


Р и с. 25. Трехкомпонентная диаграмма AFM

A —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; F —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , пересчитанные на  $\text{FeO}$ ; M —  $\text{MgO}$

Поля серий: 1 — толеитовой, 2 — щелочной оливин-базальтовой, 3 — высокоглиноземистой

Остальные условные обозначения см. на рис. 20

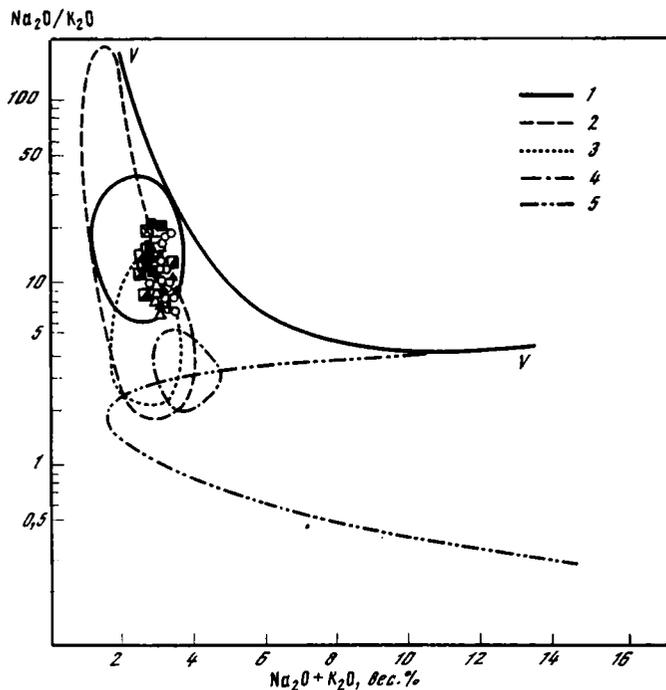


Р и с. 26. Вариационная диаграмма А. Риттмана

$$\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$$

Условные обозначения см. на рис. 20

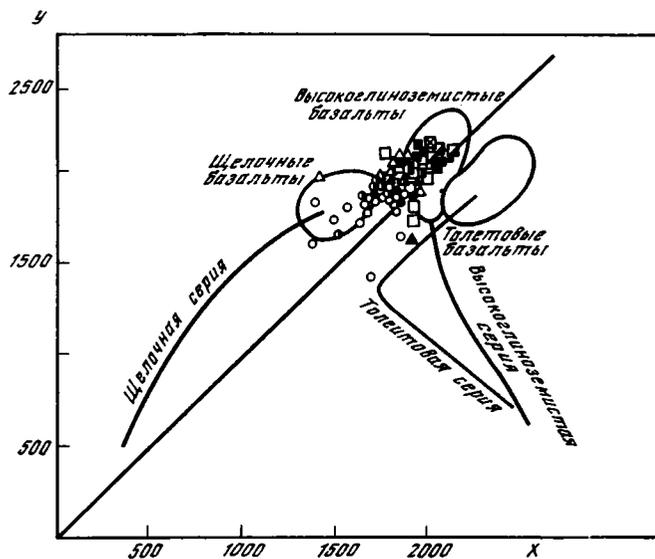
В современной литературе принято считать, что базальты срединных океанических хребтов относятся к толеитовой серии. Однако на диаграмме Г. Макдональда фигуративные точки составов изученных базальтов расположились в обоих полях (рис. 24). Подавляющее большинство порфировых и афировых базальтов, а также долериты легли в поле толеитовой серии. Около 20% базальтов (главным образом вариолитовые) попали в поле щелочной серии.



Р и с. 27. Вариационная диаграмма А. Миясино

1 – поле абиссальных океанических толеитов; 2 – Исландии, 3 – Гавайских островов; поля щелочных базальтов: 4 – Атлантического океана (исключая Исландию), 5 – континентальных областей; V-V – линия, отделяющая поле измененных пород

Остальные условные обозначения см. на рис. 20



Р и с. 28. Вариационная диаграмма Х. де Ля Роша и Ж. Леттерье

$X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $Y = 6Ca + 2Mg + Al$ . Элементы приведены в атомных количествах

Остальные условные обозначения см. на рис. 20

Таблица 23

Средний химический состав базальтов и долеритов (вес.%)

Порода, регион	Кол-во анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Базальт вариолитовый, скв. 395А	10	47,62	1,57	15,16	4,06	7,73
Базальт афировый, скв. 395А	19	48,15	1,61	15,07	4,28	6,64
Базальт порфировый, плагиоклаз-оливиновый, скв. 395А	15	48,25	1,27	17,81	3,60	5,55
Базальт порфировый, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый, скв. 395А	16	48,49	1,10	16,40	3,59	5,29
Долерит, скв. 395А	4	48,44	0,99	16,79	2,93	5,05
Долерит, впадина Хесса**	15	48,17	1,03	16,49	3,03	7,02

\* Суммарное содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO, пересчитанное на FeO.

\*\* Анализы заимствованы из работы Г.Б. Рудника [1976].

На трехкомпонентной диаграмме Х. Куно (AFM) подавляющее большинство фигуративных точек расположилось в поле высокоглиноземистой серии, частично перекрывая поля толеитовой и щелочной оливин-базальтовой серий. Несколько точек, характеризующих вариолитовые базальты, попало в поле щелочной оливин-базальтовой серии (рис. 25). На этой диаграмме, как и на предыдущей, порфировые базальты тяготеют к полю толеитовой серии.

По классификации А. Ритмана среди рассматриваемых базальтов выделяются известково-щелочная, субизвестково-щелочная, субизвестково-натриевая и слабощелочная серии (рис. 26). К первым двум сериям относятся преимущественно порфировые базальты и долериты, к субизвестково-натриевой — в основном афировые и вариолитовые, а к слабощелочной — практически только вариолитовые базальты. На диаграммах Г. Макдональда и А. Ритмана проявляется слабая обратная корреляционная зависимость между щелочностью пород и их кремнекислотностью.

Таким образом, в рамках рассматриваемых классификаций изученные породы Срединно-Атлантического хребта характеризуются щелочностью, выходящей за пределы толеитовой серии. На диаграмме А. Мияширо [Miyashiro, 1975], построенной в координатах (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) — (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и вскрывающей особенности распределения щелочных элементов, базальты Срединно-Атлантического хребта занимают часть поля абиссальных океанических толеитов. Расположение фигуративных точек свидетельствует о слабой обратной корреляционной зависимости отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O от суммарной щелочности пород. При этом вариолитовые базальты характеризуются несколько более высокой суммарной щелочностью по сравнению с порфировыми базальтами (рис. 27) и по этим характеристикам приближаются к щелочным базальтам Исландии.

Х. де Ля Рош и Ж. Леттерье [La Roche, Letterier, 1973] предложили использовать для классификации базальтов интегральную двухкомпонентную диаграмму, построенную на преобразовании тетраэдра Йодера и Тилли. Фигуративные точки состава изученных базальтов Срединно-Атлантического хребта расположились на этой диаграмме довольно плотно. Причем подавляющее большинство порфировых базальтов и долериты легли в поле высокоглиноземистых базальтов. Примерно половина афировых и вариолитовых базальтов попала в поле щелочной серии, а половина расположилась между

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO*	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{FeO^*}{MgO}$
0,20	7,92	10,51	3,08	0,32	11,40	9,6	1,44
0,17	7,56	11,11	2,97	0,28	10,5	10,6	1,39
0,13	7,08	12,08	2,81	0,20	8,80	14,0	1,24
0,16	7,68	12,59	2,69	0,19	8,50	14,1	1,11
0,14	7,90	12,63	2,66	0,17	7,70	15,6	0,98
0,16	6,86	11,35	2,49	0,13	9,75	19,1	1,42

полями щелочных и высокоглиноземистых базальтов (рис. 28). В целом расположение фигуративных точек свидетельствует о слабо проявленной щелочной тенденции дифференциации срединно-океанических базальтов.

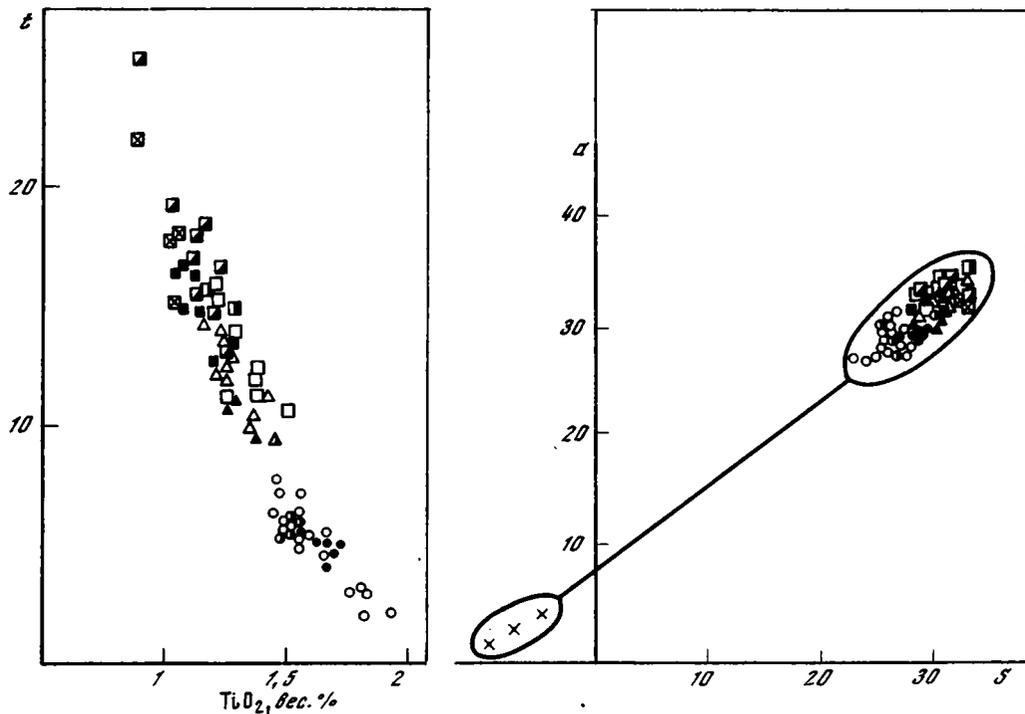
Вариационная диаграмма В. Готтини [Gottini, 1970], построенная в координатах  $[(Al_2O_3 - NaO)/TiO_2] - TiO_2$ , показала четко выраженную обратную корреляционную зависимость между этими двумя компонентами (рис. 29). При этом порфиновые базальты с долеритами и вариолитовые базальты с афировыми образуют два обособленных поля, тяготеющих к одной прямой.

Рассмотренные выше вариационные диаграммы показывают, что выделенные структурно-петрографические типы базальтов различаются по химическому составу. Наиболее сильные отличия существуют между афировыми и порфировыми базальтами. Афировые базальты характеризуются более высокими содержаниями  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO^*$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и более низкими концентрациями  $Al_2O_3$  и  $CaO$  по сравнению с порфировыми (табл. 23). Разницу в химическом составе афировых и порфириковых базальтов можно объяснить с позиции фракционирования породообразующих элементов в процессе накопления порфириковых вкрапленников плагиоклаза, оливина и клинопироксена в протемагматическую стадию. Отсутствие дискретности в распределении главных породообразующих элементов на всех вариационных диаграммах и некоторое перекрытие полей фигуративных точек составов различных структурно-петрографических типов базальтов, с нашей точки зрения, подтверждают высказанное предположение.

Низкая величина отношения  $Na_2O/K_2O$  при более высокой общей щелочности вариолитовых и афировых базальтов объясняется большей скоростью накопления  $K_2O$  в этих породах в процессе первичной магматической дифференциации, связанной с протемагматической кристаллизацией фенокristов и накоплением их в порфириковых разностях базальтов, тем более, что общеизвестен факт накопления калия в вулканических стеклах базальтового состава.

Долериты Срединно-Атлантического хребта по химическому составу — это аналоги порфириковых плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов. Основываясь на изохи-

\* Суммарное содержание  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , пересчитанное на  $FeO$ .



Р и с. 29. Вариационная диаграмма А. Готтини  
 $t = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$   
 Остальные условные обозначения см. на рис. 20

Р и с. 30. Вариационная диаграмма Л.В. Дмитриева  
 $a = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ ;  $S = SiO_2 - (MgO + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO)$ ; крестами обозначено поле океанических лерцолитов  
 Остальные условные обозначения см. на рис. 20

мизме этих двух групп пород, можно предположить, что те и другие являются производными единой первичной магмы, возникшими в результате кристаллизационной дифференциации, тем более, что изученные долериты отличаются от траппов древних платформ и по содержаниям главных породообразующих элементов, и по отношениям  $Na_2O/K_2O$  и  $FeO/MgO$ .

Оценить химический состав первичного магматического расплава довольно сложно. По-видимому, средний арифметический состав, вычисленный по афировым и порфировым плагиоклаз-оливиновым и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновым базальтам, может расцениваться как состав, близкий к первичному недифференцированному расплаву.

На двухкомпонентной диаграмме, построенной в координатах  $[Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O] - [SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MnO + TiO_2)]$  и предложенной Л.В. Дмитриевым [Дмитриев и др., 1972], базальты и перидотиты Срединно-Атлантического хребта занимают два поля с комплементарными составами (рис. 30). Афировые и вариолитовые базальты по этим компонентам достаточно четко отделились от порфировых. При этом два первых типа пород расположены на диаграмме ближе к перидотитам. Возможно, эта особенность может быть объяснена тем, что первичный расплав, возникший за счет частичного плавления мантийных перидотитов, был ближе по химическому составу к афировым и вариолитовым базальтам. В таком случае порфировые базальты можно расценивать как дифференциаты этого расплава, возникшие в результате кристаллизационной дифференциации с накоплением фенокристов в промежуточной (или первичной) магматической камере.

## ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНОВ БИСКАЙСКОГО ЗАЛИВА И ПЛАТО РОКОЛЛ (РЕЙС 48-й)

В 48-м рейсе "Гломара Челленджера" буровые работы проводились на двух участках Атлантики: в Бискайском заливе (47–48° с.ш.) и в районе подводного поднятия, известного под названием плато Роколл (55–55° с.ш.). На территории Бискайского залива скв. 400/400А, 401, 402/402А вскрыта осадочная толща, возраст которой находится в пределах от верхней юры до плейстоцена включительно. В районе плато Роколл скв. 403, 404, 405, 406 пройдены осадочные отложения более узкого возрастного диапазона — от эоцена до плейстоцена.

В главе излагаются результаты детальных литолого-фациальных исследований осадочной толщи и освещаются некоторые вопросы эволюции процессов осадконакопления на указанных участках, а также результаты специального изучения глинистого вещества пород: генезис глинистых минералов и закономерности распределения их по разрезу, связь ассоциаций глинистых минералов с фациями осадков и т.д.

### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

#### Бискайский залив

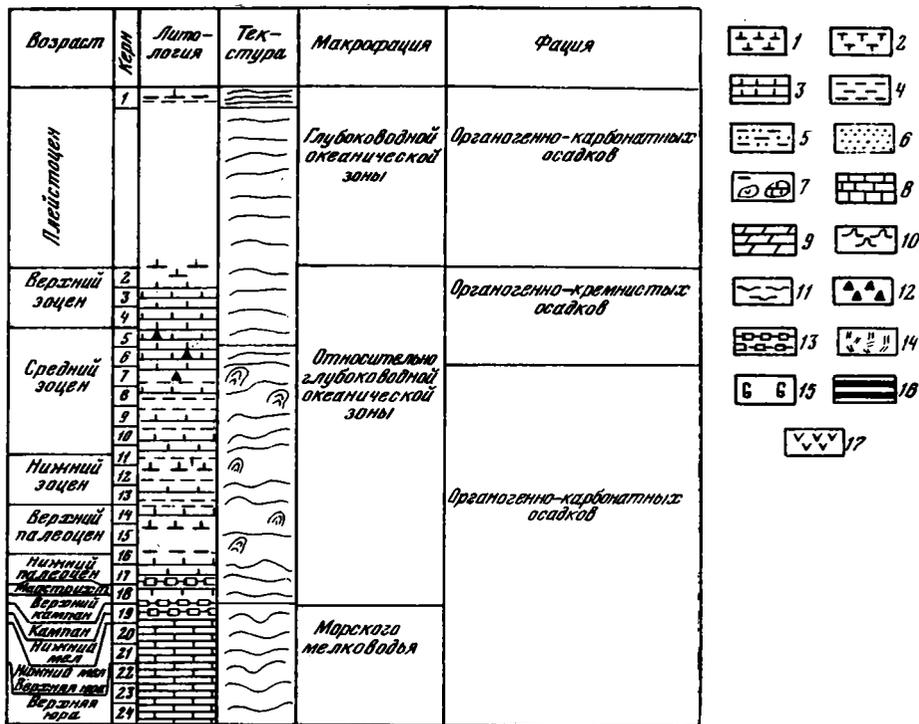
Как уже отмечено, здесь общий разрез осадочной толщи, составленный по скважинам 48-го рейса, охватывает большой возрастной интервал — от поздней юры до плейстоцена. Однако ни в одном из изученных конкретных разрезов отложения не занимают целиком геохронологическую шкалу. Всюду констатируются следы седиментационных перерывов, местных и региональных размывов. Особенно мало сохранилось осадков мелового возраста; относительно полно представлены (хотя и не везде) отложения палеогена и неогена. Рассмотрим характер осадочных отложений последовательно для разных возрастных интервалов мезозойского и кайнозойского периодов.

#### *Поздняя юра*

Самыми древними отложениями, пробуренными в 48-м рейсе, оказались в е р х н е ю р с к и е, вскрытые только скв. 401 (рис. 31, керн 20–24). Они представлены белыми, в прослоях розоватыми крепкими, обычно массивными известняками. Заметна бывает неясная горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость; кое-где видны ходы илоедов. Известняки органогенно-обломочные, с микрокомковатой текстурой. Они включают обломки члеников криноидей, осколки раковин моллюсков, раковины фораминифер, обрывки карбонатных водорослей. Цемент известковистый: пелитоморфный, слабоглинистый, разнозернистый (явно перекристаллизованный).

Характерной особенностью этих пород является их микрокомковатая текстура. Разной величины овальные и изометричные, то ясно очерченные, то с расплывчатыми краями комочки пелитоморфного карбоната составляют основную часть пород. Комочки бесструктурны. Внутри более крупных комочков бывают видны остатки известковых организмов, а в более мелких — иногда улавливаются реликты раковин фораминифер; в некоторых комочках ядра сложены зернистым кальцитом. Важно отметить, что некоторые, сравнительно крупные остатки иглокожих и осколки раковин моллюсков бывают не "закатаны" в пелитоморфные комочки, а лишь покрыты тонкой карбонатной пленкой. В этих случаях, как правило, на них обнаруживаются следы разрушения сверлящими водорослями.

Встречаются прослои пород, в которых известковые комочки явно окатаны и отсортированы по величине, а сцементированы они вторичным зернистым кальцитом. Такие породы можно назвать песчаниками известково-густковыми. Происхождение комковатой текстуры рассматриваемых осадков мы, вслед за И.В. Хворовой [1958], объяс-



Р и с. 31. Схема литологического и фашиального строения разреза осадочной толщи по скв. 401

Условные обозначения к рис. 31–37, 44

1 – нанный ил; 2 – фораминиферовый ил; 3 – наннофораминиферовый мел; 4 – глина; 5 – глинистый алеврит; 6 – песок; 7 – песок, гравий, галька; 8 – известняк; 9 – доломит; 10 – радиоляриевый ил; 11 – диатомовый ил; 12 – кремний; 13 – биогенный SiO<sub>2</sub> и порцелланит; 14 – туфогенный материал; 15 – аутигенный глауконитовый минерал; 16 – “черные сланцы”; 17 – базальт

К текстуре условные знаки см. на рис. 2 (13–17)

нием результатом жизнедеятельности илоедов и водорослевой флоры. Мелкие комочки, как полагал Н.М. Страхов [1951], могут возникать при частичном разрушении раковин фораминифер. Комковатая текстура известняков и присутствие в них карбонатных органических остатков, изъеденных водорослями, позволяют считать, что исходные для этих пород осадки накапливались в мелководной (~100 м) зоне моря. Эти осадки относятся к макрофашии мелководной зоны морской седиментации.

### Мел

Апт-альбские отложения имеются в разрезах скв. 400/400А и 402/402А, а в скв. 401 они полностью отсутствуют. Эти отложения, как полагают П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [Timofeev, Bogolyubova, 1979], генетически связаны с осадками мелководных зон моря.

В разрезе скв. 400/400А, апт-альбские отложения образуют сравнительно маломощную серию пород (рис. 32, керн 62–74) и целиком относятся к так называемой свите “черных сланцев” (алевроито-известково-глинистые породы с сапропель-гумусовым веществом). В разрезе скв. 402/402А (рис. 33, керн 5–35) общая мощность апт-альбских отложений достигает 270 м, из них на долю свиты “черных сланцев” приходится примерно 160 м. Литология и органическое вещество свиты “черных сланцев” детально рас-

Р и с. 32. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 400/400А

Условные обозначения см. на рис. 31



Возраст	Керн	Лито-логия	Тек-стура	Макрофашия	Фашия
Плейстоцен	1			Осадков океанического глубоководья	Органогенно-алевритоглинистых осадков
	2				
	3				
Верхний зоцен	4			Осадков относительно океанического глубоководья	Органогенно-кремнистых осадков
	5				
Средний зоцен	1			Осадков относительно морского мелководья	Кремнисто-алевритоглинистых осадков
	2				
	3				
Верхний альб	4			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Алеврито-кремнистоглинистых осадков
	5				
Альб	6			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Алеврито-кремнистоглинистых осадков
	7				
	8				
	9				
	10				
	11				
	12				
	13				
	14				
	15				
	16				
	17				
	18				
	Нижний альб	19			
20					
Нижний альб-верхний апт	21			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Глинистых осадков
	22				
Верхний апт	23			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Мергелистых осадков
	24				
Верхний апт	25			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Глинистых осадков
	26				
Нижний апт	27			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Мергелистых осадков
	28				
Нижний апт	29			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Органогенно-карбонатноглинистых осадков
	30				
Нижний апт	31			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Органогенно-карбонатноглинистых осадков
	32				
Нижний апт	33			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Органогенно-карбонатноглинистых осадков
	34				
Нижний апт	35			Осадков зоны прибрежного морского мелководья	Органогенно-карбонатноглинистых осадков

Р и с. 33. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 402/402А  
Условные обозначения см. на рис. 31

смотрены П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой [Timofeev, Bogolyubova, 1979]. Авторы полагают, что осадки, породившие серию "черных сланцев", образовались в условиях макрофашии зоны прибрежного морского мелководья. Выше серии "черных сланцев" по скв. 402/402А идут туфогенные органогенно-карбонатно-кремнеземистые образования тоже альбского возраста (см. рис. 33, керн 5-14); они темно-серые, тонкоплитчатые, крепкие (вторично окремненные). Спикулы кремневых губок, раковины фораминифер, остатки радиолярий, диатомей, иглокожих, неопределимый раковинный детрит, обрывки известковых водорослей и осколки вулканических стекол сцементированы пелитоморфным карбонатом и глобулярным опалом. В нижней части отложений этой серии еще присутствуют обрывки обугленных растительных остатков, пятна коллоидального гумусового вещества и небольшая примесь алевритовых (кварц, слюда, полевые шпаты) и глинистых частиц. Выше и гумусовая органика, и алеврито-глинистая примесь постепенно исчезают. Всюду встречаются аутигенные цеолит и монтмориллонит. Местами осколки вулканических стекол замещены кальцитом. В отдельных прослоях породы особенно сильно окремнены и от органогенных обломков (радиолярий, спикул, известковых раковин и др.) остались лишь слабые реликты. В таких прослоях весь

опал перешел в кристобалит. Эти отложения по условиям накопления относятся нами к макрофазии осадков зоны относительно мелководной морской седиментации.

Отложения *к а м п а н а* и *м а а с т р и х т а* присутствуют в разрезах скв. 400/400А (см. рис. 32, керн 60–61) и 401 (см. рис. 31, керн 18–19). В обоих случаях они залегают с явным стратиграфическим перерывом: в скв. 400/400А – на размытой поверхности альбской серии, а в скв. 401 – на эродированной поверхности нижнемеловых и верхнеюрских известняков. Отложения представлены светлыми, почти белыми, иногда розоватыми, очень крепкими (сильно литифицированными) пелитоморфными известняками. В основной тонкозернистой массе карбоната улавливаются реликты кокколлитов. Присутствуют раковины фораминифер и неопределимый раковинный детрит. Очень редко встречаются остатки кремневых организмов. Совершенно ясно, что исходными осадками этих известняков были нанноилы, накопление которых мы связываем уже с макрофазией зоны относительно глубоководной океанической седиментации в условиях осаждения преимущественно карбонатного органогенного материала при незначительном поступлении органогенного кремнезема.

### *Палеоген и неоген*

*Н и ж н е п а л е о ц е н о в ы е* отложения были встречены только в разрезе скв. 401 (см. рис. 31, керн 16–17). Они представлены крепкими серыми и розоватыми пелитоморфными известняками с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, местами с неясной микрокомковатой текстурой. В основной тонкозернистой массе карбоната заметны остатки кокколлитов, есть раковины фораминифер и очень редко встречаются остатки кремневых организмов. Породы связаны постепенным переходом с маастрихтскими и причисляются к той же макрофазии зоны относительно глубоководной океанической седиментации в условиях осаждения преимущественно карбонатного органогенного материала при незначительном поступлении органогенного кремнезема.

*С р е д н е п а л е о ц е н о в ы е* отложения отсутствуют повсеместно.

В скв. 400/400А непосредственно выше маастрихтских отложений идет стратиграфически довольно полный ряд отложений от верхнего палеоцена до плейстоцена. Отсутствуют только осадки верхнего эоцена и среднего палеоцена. В этом почти непрерывном возрастном ряду различаются две последовательные макрофазии осадков. Нижняя соответствует зоне относительно глубоководной океанической седиментации, а верхняя – глубоководной.

В скв. 401 и 402/402А разрез кайнозойских отложений сильно сокращен. В скв. 401 на маастрихтских слоях лежат небольшой мощности палеоценовые отложения (см. рис. 31, керн 14–15), а выше – эоценовые (см. рис. 31, керн 2–13), которые перекрываются осадками плейстоцена. В скв. 402/402А на альбских отложениях сразу залегают эоценовые (см. рис. 33, керн 4–7), выше идут плейстоценовые.

В разрезе скв. 400/400А макрофазия зоны относительно глубоководной океанической седиментации (см. рис. 32, керн 19–59) расчленяется на несколько фаций, каждая из которых в деталях отражает особенности состава осадков. Отложения сопряженных фаций связаны постепенными переходами, но все-таки можно наметить примерные возрастные границы некоторых фаций.

Отложения *в е р х н е г о п а л е о ц е н а* и *н и з о в н и ж н е г о э о ц е н а* (см. рис. 32, керн 55–59) представлены зеленоватыми и розоватыми плотными пелитоморфными известняками, первичными осадками которых были слабглинистые нанноилы. В тонкозернистой основной массе карбоната кое-где сохраняются реликты кокколлитов, изредка встречаются раковины фораминифер. Присутствует небольшая примесь остатков кремневых организмов – радиолярий, диатомей, спикул губок (количество их вверх по разрезу увеличивается). В некоторых прослоях известняков наблюдается заметная примесь зерен кварца алевритовой размерности, полевых шпатов и пластинок слюд. Всюду много аутигенного цеолита; он развивается в камерах фораминифер, дает псевдоморфозы по остаткам кремневых организмов.

Породы верхней половины нижнего эоцена – среднего эоцена (кern 47–55) сложены зеленоватыми (без розовых оттенков) глинистыми диатомитами с реликтами кокколлитов, с примесью осколков вулканического стекла. Раковины фораминифер редки. Присутствуют тонкие спикулы кремневых губок, количество которых кверху увеличивается, попадаются их обособленные скопления (клубки). Постоянен цеолит. Там, где заметна примесь витрокластики, наблюдается аутигенный монтмориллонит (сгустки). Местами присутствуют мелкие линзы глинистого вещества, вытнутые по слоистости осадков.

Отложения олигоцена – нижней половины верхнего миоцена (см. рис. 32, kern 19–47) – это светлые, зеленовато-серые нанноилы с обломками тонких спикул кремневых губок, с редкими панцирями диатомей, раковинами фораминифер; встречаются единичные алевритовые частицы кварца. Кверху кремневых спикул постепенно становится больше, появляются прослойки спонголитов с кокколлитовым цементом. В осадках этих фаций встречаются микробрекчии из обломков известняков, мергелей, зеленой глины. Первичная слоистость неясная, возможно, слабогоризонтальная.

В разрезе по скв. 401 палеоген представлен аналогичными отложениями. Он включает верхнепалеоценовые и эоценовые осадочные образования. В этом возрастном интервале перемежаются фораминифероанновые илы (с большим количеством мелких спикул кремневых губок) и известковистые (кокколлитовые) спонголиты. Олигоценовые, миоценовые и плиоценовые отложения по скв. 401 отсутствуют.

В разрезе скв. 402/402А осадки, которые можно объединить в макрофацию, аналогичную описанной выше, перекрывают с очень большим стратиграфическим перерывом верхнеальбские отложения и по возрасту относятся только к среднему и верхнему эоцену. Они представлены серыми и зеленовато-серыми спонголитами с кокколлитовым цементом, местами отмечается примесь глинистого материала. Есть прослойки микробрекчий из обломков мергелей, органогенных известняков и перетложенных остатков иглокожих. Изредка встречаются единичные раковины фораминифер, панцири диатомей. Мелкие тонкие спикулы губок то располагаются в кокколлитовой массе совсем беспорядочно, то проявляют тенденцию к параллельной ориентировке.

Отложения, относимые нами к макрофации глубоководной океанической зоны, в скв. 400/400А занимают верхнюю часть разреза (см. рис. 32, kern 4–18) и датируются в верхним миоценом – нижним плиоценом. Эти отложения представлены светлыми, слегка зеленоватыми нанновыми илами с раковинами фораминифер. Встречаются единичные алевритовые частицы кварца и очень редко – остатки кремневых организмов. Осадконакопление шло в условиях преимущественного осаждения карбонатных остатков фито- и зоопланктона, почти без участия органогенного  $\text{SiO}_2$ .

### *Плейстоцен*

Плейстоценовые отложения развиты повсеместно. Это серые и коричневатые слабо сцементированные песчано-алевритовые, глинисто-известковистые породы, иногда с редкими раковинами фораминифер и неопределимым раковинным детритом. Терригенный материал не сортирован (в пределах песчано-алевритовых фракций) и разнообразен по составу. Среди мелкопесчаных и алевритовых частиц много кварца, есть полевые шпаты, слюды. В крупнопесчаных фракциях отмечаются обломки известняков, зерен кварца, роговой обманки. Отложения плейстоцена относятся к макрофации зоны глубоководной океанической седиментации, но для нее был характерен постоянный привнос льдами терригенного песчано-алевритового материала.

### **Плато Роколл**

В районе плато Роколл скв. 403, 404, 405 и 406 48-го рейса вскрыли осадочную толщу, возраст которой находится в пределах от раннего эоцена до плейстоцена включительно. Здесь, так же как и в Бискайском заливе, для осадочной толщи характерны следы многочисленных седиментационных перерывов и разного масштаба размывов. В строении этой толщи участвуют различные породы и литологически, и по происхождению.

В раннем и среднем эоцене в районе плато Рокколл обстановка осадконакопления была очень разной. Там, где пробурены скв. 405 и 406, существовало вначале относительное океаническое мелководье (скв. 405), а затем — относительное океаническое глубоководье. На участке же расположения скв. 403 и 404 накопление осадочного материала шло в совершенно иных фациальных условиях. Здесь в течение раннего и отчасти среднего эоцена господствовали прибрежно-мелководные условия седиментации, которые только в верхней половине среднего эоцена сменились более глубоководными. Этот факт представляется особенно интересным, так как в настоящее время плато Рокколл целиком входит в глубоководную зону океана. Поэтому на характеристику эоценовых отложений разрезов скв. 403 и 404 мы обращаем специальное внимание.

В разрезах по этим скважинам определены ниже- и среднеэоценовые отложения. Образование их было генетически связано с тремя последовательными макрофациями: подводно-дельтовой седиментации, прибрежно-океанической подвижно-мелководной седиментации и относительно мелководной океанической седиментации.

Макрофация осадков зоны подводно-дельтовой седиментации представлена обломочными, в основном терригенными гравийно-песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями галечников и тефрогенных пород. Песчаные и более грубообломочные породы серые и темно-серые, а алеврито-глинистые разности почти черные от обилия углистого детрита. Для псефитовых и псаммитовых осадков характерна хорошая сортировка обломочного материала, косая однонаправленная слоистость. Косые серии слоев контактируют между собой со следами размыва: они отличаются друг от друга гранулометрически и углами наклона. В алеврито-глинистых отложениях проявляется мелкая косая одно- и разнонаправленная, а также прерывисто-горизонтальная слоистость. Кластический материал отложений этой макрофазии разнообразен. Среди галек, гравия и песчаных частиц встречаются окатанные обломки разных эффузивов, метаморфических сланцев (сланцевых и кварц-эпидотовых), гранита, осадочных пород, среди песчано-алевритового материала — зерна кварца, плагиоклазов, микроклина, зеленой роговой обманки, пластинки биотита (в разной степени измененного). Цементом в песчаных и более крупнообломочных, хорошо сортированных осадках служит или глинистый материал, или кальцит. Глинистый компонент алевритовых разностей сложного состава. Судя по рентгенограммам фракции  $< 0,01$  мм, отчетливо фиксируются монтмориллонит, хлорит, смешаннослойный разбухающий хлорит-монтмориллонитовый минерал. Последний, по-видимому, является продуктом диагенетических изменений терригенных триоктаэдрических слюд.

Тефрогенные прослойки состоят почти исключительно из остроугольных, обычно без следов окатанности и несортированных по размерам обломков пузыристой лавы (базальтового ряда), скрепленных аутигенным монтмориллонитом. Тут же бывают гнезда аутигенного цеолита. Лавовые обломки то свежие, почти непрозрачные, то в разной мере монтмориллонитизированные. Второстепенное значение в тефрогенных прослоях имеют терригенные зерна кварца, полевых шпатов и пластинки биотита.

В разрезе скв. 403 макрофация подводно-дельтовой седиментации (рис. 34, керн 45—52) может быть подразделена на две фаии. По этой скважине примерно от керна 49 и до забоя скважины идут серые средне- и мелкозернистые песчаники, прочно цементированные кальцитом. Основу этих осадков составляет терригенный, полимиктовый, хорошо сортированный обломочный материал. Мы относим их к фаии русловых протоков подводной дельты. Выше (керн 45—48) следуют темно-серые мелкозернистые песчаные и почти черные глинисто-алевритовые породы, изобилующие углистым детритом. Породы слабо сортированы в пределах песчано-алевритовых фракций. Эти отложения, скорее всего, накопчивались в условиях фаии периферической части подводной дельты. В этом интервале разреза имеется прослой (керн 46) тефрогенной породы.

В разрезе скв. 404 породы, генетически связанные с макрофазией осадков подводно-дельтовой седиментации, прослеживаются от керна 22 до керна 26 (рис. 35). По составу обломочного материала и цементирующей массы эти породы близки породам той же

Возраст	Керн	Лито-логия	Тексту-ра	Макрофашия	Фашия		
Плейста-цен	1			Осадков зоны глубоководной океанической седиментации	Органоогенно-карбонатно-глинистых осадков		
	2						
	3						
Верхний плиоцен	4				Осадков зоны глубоководной океанической седиментации	Органоогенно-карбонатных осадков	
	5						
Нижний плиоцен	6					Осадков подвижного прибрежного океанического мелководья	Органоогенно-карбонатных осадков (без примеси терригенного материала ледового разноса)
	7						
	8						
	9						
	10						
	11						
	12						
	13						
	14						
	15						
	16						
	17						
	18						
	19						
	20						
	21						
	22						
	23						
Верхний олигоцен	24			Осадков относительно глубоководной океанической седиментации	Органоогенно-карбонатных осадков		
Средний олигоцен	26			Осадков подвижного прибрежного океанического мелководья	Терригенно-органогенно-карбонатных осадков		
	27						
Средний эоцен	28				Осадков подвижного прибрежного океанического мелководья	Терригенных осадков	
	29						
	30						
	31						
	32						
	33						
	34						
	35						
	36						
	37						
	38						
	39						
Нижний эоцен	40			Осадков подвижного прибрежного океанического мелководья	Песчано-алефритно-глинистых осадков		
	41						
	42						
	43						
	44						
	45						
	46						
	47						
	48						
	49						
50							
51							
52							
				Осадков подводной дельты	Песчано-алефритно-глинистых осадков		
					Песчаных осадков хорошо сортированных		

Р и с. 34. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 403  
Условные обозначения см. на рис. 31

макрофашии разреза по скв. 403. Однако в разрезе скв. 404 эта макрофашия в целом представлена более крупнообломочным материалом, а среди кластического материала явно преобладают обломки (часто хорошо окатанные) эффузивных пород; присутствуют терригенные прослои. Здесь макрофашия также подразделяется на две фашии. Нижние 18–20 м разреза (керн 24–26) относятся к фашии гравийно-галечных осадков русловых протоков подводной дельты. В основании вскрытой части отложений этой фашии залегают полимиктовые мелкогалечные конгломераты и крупнозернистые песчаники (керн 26). Вверх по разрезу, так же как и по скв. 403, идут отложения фашии периферической части подводно-дельтовой седиментации (керн 22–23). Это темно-серые средне- и мелкозернистые песчаные и алефритовые породы. Для пород этой фашии характерно присутствие аутигенного цеолита.

Макрофашия прибрежно-океанической подвижно-мелководной седиментации по скв. 403 имеет достаточно большую мощность (керн 29–44), а в разрезе скв. 404 ее отложения, вероятно, сильно размывы, поэтому их мощность значительно меньше (см. рис. 35,

Возраст	Керн	Лито-логия	Тек-стура	Макрофашия	Фашия
Плей-стоцен	1			Зона океанического глубоководья	Органогенно-карбонатные осадки (с примесью терригенного материала по ледового разносу)
	2				
Верхний плиоцен					
Нижний плиоцен	3			Зона относительного океанического глубоководья	Турфитно-органогенно-кремнистые осадки
	4				
Верхний миоцен	5				
	6				
Средний зоцен	7			Зона подвижного прибрежно-океанического мелководья	Турфитно-органогенно-карбонатно-кремнистые осадки
	8				
Нижний зоцен	9			Зона подвижного прибрежно-океанического мелководья	Песчано-глинистые осадки
	10				
	11				
	12			Зона подводной дельты	Гравийные осадки
	13				
	14				
	15				
	16				
	17				
	18				
19					
20					
21					
22					
23					
24					
25					
26					

Р и с. 35. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 404  
Условные обозначения см. на рис. 31

кern 18–21). Отложения этой макрофашии состоят из темно-серых, почти черных, с зеленоватым оттенком обломков пород преимущественно песчаных и алевритовых разновидностей. Всюду много гумусового терригенного вещества и постоянна примесь лито- и витрокластического материала. Слоистость горизонтально-волнистая, прерывистая, местами косая разнонаправленная. Слоистость обусловлена гранулометрическим составом слоев и подчеркивается расположением слюдястых частиц и углистого детрита. Отмечаются текстуры взмучивания, следы мелких размывов, нарушения первичной слоистости илюдами.

Для пород этой макрофашии особенно примечательны два резко различных типа обломочного материала: полимиктовый, терригенный и очень однородный пирокластический. В осадках рассматриваемой макрофашии в общем преобладает первый тип, но всюду имеется заметная примесь второго. Присутствуют обособленные тефрогенные прослои, состоящие почти исключительно из обломков базальтовой лавы. Среди терригенного материала наблюдаются обломки гранита, слюдястых сланцев, зерна кварца, полевых шпатов, пластинки слюд. Пирокластический материал представлен главным образом осколками базальтовой лавы; встречаются зерна моноклинного пироксена. Для всех пород этой макрофашии характерно присутствие аутигенного цеолита и монтмориллонита. Цементирующая масса пород сложная по составу. Терригенный глинистый материал поступал сюда в виде гидрослюд, хлорита и измельченного биотита вместе с коллоидальным гумусовым веществом. В диагенезе в изобилии образовывался (за счет пироклас-

тического материала) монтмориллонит, а местами — смешаннослойная фаза монтмориллонит-гидрослюда.

В разрезе по скв. 403 отложения рассматриваемой макрофашии расчленяются на четыре фашии. В основании макрофашии здесь лежит мелкогалечный конгломерат с известковистым цементом. По своему происхождению он относится к фашии гравийно-галечных осадков с хорошо сортированным и окатанным материалом, с примесью вулканокластики. Это базальный слой макрофашии. Выше следуют тефрогенные отложения (кern 41—43), которые относятся к фашии тефроидных осадков зоны подвижно-мелководной седиментации в условиях обильного поступления пирокластического материала. Над тефрогенными породами залегают опять нормально-осадочные отложения (кern 31—40). В нижней части разреза отмечается частое чередование алевроитовых осадков — то более глинистых, то более песчаных. Вверх по разрезу роль песчаного материала увеличивается и алевроитовые породы сменяются песчаниками разной степени зернистости. Эти нормально-осадочные отложения относятся к фашии песчаных и алевроитоглинистых, богатых пирокластикой осадков зоны прибрежно-океанической подвижно-мелководной седиментации. Венчается разрез описываемой макрофашии тефрогенным слоем (кern 29—30), накопление которого связано с фашией тефроидных осадков.

В разрезе скв. 404 в этой макрофашии от размыва уцелели отложения только фашии песчано-алевроитовых осадков с примесью вулканогенного материала зоны прибрежного подвижного мелководья.

Итак, в разрезах по скв. 403 и 404 две макрофашии, составляющие нижнюю часть эоценовых отложений, объединяют осадки, которые накапливались в прибрежных зонах океана. Речные воды вносили сюда с суши обильный обломочный материал полимиктового состава, вместе с которым в область седиментации в большом количестве поступали и растительный детрит, и коллоидальное гумусовое вещество. Очевидно, на побережье в то время господствовали гумидные условия и существовал густой растительный покров. Присутствие в осадках свежего, реакционноспособного гумусового вещества во многом определило характер их диагенеза. Процессы окисления гумуса приводили к увеличению  $\text{CO}_2$  в иловых водах и тем самым — к высокой растворимости карбоната; следовательно, исключалась и химическая садка кальцита. Именно поэтому песчано-алевроитоглинистые осадки обеих макрофашии почти лишены остатков органогенного карбоната и не содержат аутигенного кальцита. Крайне редко встречаются единичные раковины фораминифер и мельчайшие кокколиты. Лишь среди песчаных и более грубообломочных пород, исходные осадки которых были хорошо отмыты от глинистого и гумусового материала, встречаются прослойки с кальцитовым цементом.

В тефрогенных породах тоже нечасто попадают остатки известковых организмов. Однако низкая карбонатность этих пород обуславливалась другой причиной. Тефрогенный материал накапливался с такой большой скоростью, что он подавлял своей массой пресипитацию остальных компонентов осадков (терригенных и органогенных).

Формирование отложений рассматриваемых макрофашии происходило в сейсмически активной области, которая соседствовала с областью действующих вулканов. В это время там происходили излияния базальтовой магмы. Сюда же доносился главным образом витрокластический материал, в меньшей степени — кристалло-литокластический. В периоды усиления тектонических движений некоторые древние вулканические постройки начинали энергично размываться, превращаясь в сугубо местный (океанический) источник обломочного материала. Получались тефрогенные слои с несортированным, слабо или совсем неокатанным материалом очень однородного состава (обломки в разной степени монтмориллонитизированной базальтовой лавы).

На размывтой поверхности серии отложений макрофашии прибрежного мелководья в скв. 403 и 404 лежат совершенно отличные по внешнему виду и вещественному составу породы, которые произошли из осадков макрофашии зоны относительно глубоководной океанической седиментации.

Эту макрофашию слагают светлые серые и зеленовато-серые туфрогенные органогенные породы — то более карбонатные, то существенно кремнеземистые. Терригенный обломочный материал не характерен. Гумусовое вещество и растительный детрит пол-

ностью отсутствуют. Важной особенностью отложений макрофашии является частое, а местами обильное присутствие аутигенного глауконита и смешаннослойной фазы гидрослюда—монтмориллонит. Постоянен цеолит; согласно рентгеноскопическим данным, обычен кристобалит и даже отмечается тридимит.

Пирокластический материал представлен главным образом осколками вулканических стекол, в меньшем количестве встречается кристалло- и витрокластический материал (пироксен, плагиоклазы, обломки основной массы базальтов, андезитов и др.). Вулканические стекла разной основности: преобладают осколки бесцветных, кислых стекол, но есть и темные (зеленые и коричневые) явно базальтовой серии. Карбонат присутствует в виде раковин фораминифер и кокколитов. Биогенный кремнезем представлен осколками спикул кремневых губок и панцирями диатомей. Глауконит ярко-зеленый, точно поляризуется, дает или бесформенные сгустки с плавными контурами и с открытыми трещинками, или мелкие глобулы. На дифрактограммах обычно констатируется гидрослюда, но с пакетами монтмориллонита. Смешаннослойная фаза гидрослюда—монтмориллонит особенно распространена. Эта глауконитоподобная масса проникает в каналы кремневых спикул, выполняет камеры некоторых фораминифер, дает полные псевдоморфозы по отдельным панцирям диатомей и неравномерно пигментирует цементирующую массу породы. Последняя, кстати, очень неоднородна: в ней различаются кокколиты, аморфный опал, тонкочешуйчатое монтмориллонитовое вещество.

Наиболее полно описываемая макрофашия представлена в разрезе скв. 404 (см. рис. 35, керн 7—17). В скв. 403 отложения сильно размыты и мощность их относительно невелика — примерно 25 м (см. рис. 34, керн 26—27).

В скв. 404 эоценовые отложения макрофашии относительно глубоководной океанической зоны могут быть расчленены на две фашии. Нижнюю (см. рис. 35, керн 11—17) мы называем фашией тефрогенных органогенно-карбонатно-кремнеземистых осадков. Помимо лито- и витрокластического материала, в отложениях этой фашии большую роль играют остатки кремниевых организмов (преимущественно диатомей или диатомей и спикул губок), но всегда в небольшом количестве присутствует органогенный карбонат (кокколиты, фораминиферы). Поэтому породы данной фашии трактуются то как слабоизвестковистые диатомиты, то как слабоизвестковистые спонголит-диатомиты. Всюду отмечается аутигенное глауконитоподобное вещество и пирокластика.

Верхняя фашия в скв. 404 (керн 7—10) — туфогенные органогенно-кремнеземистые осадки — отличается от предыдущей почти полным отсутствием известковых организмов (единичны раковины фораминифер); в ней лито-витрокластический материал погружен в органогенную кремнеземистую массу — спонголит-диатомовую. В отдельных прослоях (керн 8) особенно много пирокластики. Всюду отмечается аутигенное глауконитоподобное вещество. Исключение составляет порода, залегающая у верхней границы фашии (керн 7). Это туфогенный органогенно-карбонатно-кремнеземистый осадок с обильным аутигенным глауконитом. Наряду с остатками кремневых организмов здесь много кокколитов и раковин фораминифер. Надо заметить, что эти отложения отличаются от нижележащих и по возрасту: они относятся уже к среднему эоцену, литологически же близки к среднеэоценовым отложениям скв. 403.

В разрезе по скв. 403 макрофашия осадков относительно глубоководной океанической седиментации включает одну фашию (см. рис. 34, керн 26—27): туфогенные органогенно-карбонатно-кремнеземистые осадки. В них много аутигенного глауконита и смешаннослойной фазы гидрослюда—монтмориллонит. Присутствуют алевритовые частицы кварца и полевых шпатов, встречается цеолит. В самой верхней части фашии залегает маломощный прослой (керн 27) витрокластического туфа среднего состава. Осколки алевритового размера светло-зеленого стекла сцементированы монтмориллонитом; кое-где видны реликты раковин фораминифер.

Низкое содержание в осадках минерального терригенного материала, а также отсутствие аллохтонного растительного детритуса и гумусового вещества свидетельствуют о достаточной удаленности зоны седиментации этих осадков от береговой линии. Вероятно, эта зона входила уже в относительно глубоководную область океана. Характерными чертами отложений данной макрофашии, как уже подчеркивалось, является присутствие

вулканогенного материала и преобладание биогенного кремнезема над органогенным карбонатом. Видимо, постоянное и обильное поступление в рассматриваемый участок акватории вулканогенного материала служило добавочным источником питательных веществ для планктона. В результате здесь в поверхностных водах особенный расцвет получила диатомовая флора. Ее продуктивность была так велика, что и в осадок выпадало много скелетных частей диатомей.

В описываемых отложениях активно шли различные диагенетические процессы. Разлагались основные и средние вулканические стекла, образовывались монтмориллонит, смешаннослойный гидрослюдасто-монтмориллонитовый компонент, глауконит и цеолит; частично растворялись карбонат и органогенный кремнезем. Последний, переохлаждаясь, выпадал в осадок в виде глобулярного опала. Не случайно, что аутигенное глауконитоподобное вещество часто ассоциирует с некоторыми биогенными остатками, выполняющая камеры в раковинах фораминифер, образуя псевдоморфозы по панцирям диатомей. Возможно, именно эти органические остатки попадали в осадок с еще уцелевшей от разложения плазмой, которая при диагенезе включалась в процессы аутигенного минералообразования.

В разрезах по скв. 405 и 406 эоценовые отложения на вид представлены довольно однообразными глинисто-органогенными породами: то сильноизвестковыми, то кремнеземистыми. Подчиненную роль играют осадки с заметной примесью аллевритовых частиц. Здесь совсем отсутствуют песчаные и более крупнообломочные терригенные отложения. Не обнаруживаются ни тефрогенные прослои, ни прослои, особенно обогащенные пирокластикой.

В скв. 405 главная часть и ниже эоценовых отложений (рис. 36, керн 20—43) генетически связана с макрофацией зоны относительно мелководной океанической седиментации и лишь небольшая часть (керн 15—19) этих отложений относится к макрофации зоны относительно глубоководной океанической седиментации. Таким образом, самая верхняя часть нижнеэоценовых отложений по условиям происхождения тяготеет уже к среднеэоценовым осадкам океанического глубоководья.

В скв. 405 макрофация осадков зоны относительно мелководной океанической седиментации делится на две фации. Нижняя часть разреза (керн 32—43) соответствует фации алеврито-глинистых осадков. Она сложена алевритовыми мергелями с редкими раковинами фораминифер, панцирями диатомей и спикулами кремневых губок. Встречаются прослои известковой глины с аксиально ориентированными глинистыми частицами. Слоистость тонкая, горизонтальная, участками горизонтально-волнистая и микролинзовидная; реже наблюдается мелкая, косая, выполаживающаяся. В отдельных прослоях отмечаются включения крупных кусков бледно-зеленой монтмориллонитовой массы. По-видимому, эти куски могли заноситься сюда течениями из более мелководных зон, где частичному размыву подвергались монтмориллонитизированные туфогенные осадки.

Выше (керн 20—31) алевритового материала становится постепенно меньше и начинает преобладать отложения другой фации — глинистых органогенно-карбонатно-кремнеземистых осадков. В них также встречаются обломки зеленой монтмориллонитовой массы. Слоистость тонкая, горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная. Для пород этой фации характерно присутствие кристобалита и тридимита, которые обнаруживаются рентгеноскопически. Всюду наблюдается углистая пыль.

Отложения нижнего эоцена в разрезе скв. 405 заканчиваются известковистыми диатомитами (керн 15—19). Это довольно однородные биогенные, существенно кремнеземистые осадки. Они состоят в основном из панцирей диатомей (целые и измельченные); повсюду в них присутствуют раковины фораминифер и кокколиты. Встречаются мелкие линзовидные скопления глинистого вещества. Заметны текстуры взмучивания и оползания. В отдельных прослоях диатомитов присутствуют мелкие осколки тонких спикул кремневых губок. Изредка рентгеноскопически устанавливается клиноптилолит. Известковистые диатомиты относятся к макрофации осадков относительно глубоководной океанической седиментации; вероятно, их происхождение связано с фацией органогенных известково-кремнеземистых осадков.

Возраст	Керн	Лито-логия	Тек-стура	Макрофашия	Фашия
Плей-стоцен	1			Зона осадков глубоководной седиментации	Органогенных осадков с примесью материала ледового разнosa
	2				
	3				
	4				
	5				
	6				
Верхний миоцен	7			Зона относительно глубоководной океанической седиментации	Органогенных осадков с примесью глинистого материала
	8				Органогенных осадков
Средний зоцен	9			Зона относительно мелководной морской седиментации	Глинистых осадков с примесью кремнистого материала
	10				
	11				
	12				
	13				
	14				
	15				
	16				
	17				
	18				
	19				
	20				
	21				
	22				
Нижний зоцен	23			Зона относительно мелководной морской седиментации	Алеврито-глинистых осадков
	24				
	25				
	26				
	27				
	28				
	29				
	30				
	31				
	32				
	33				
	34				
	35				
	36				
37					
38					
40					
47					
42					
43					

Р и с. 36. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 405  
Условные обозначения см. на рис. 31

Среднеэоценовые отложения в разрезе скв. 405 имеют небольшую мощность (см. рис. 36, керн 8–14) по сравнению с нижнеэоценовыми. Их нижняя часть (керн 12–14) сложена также известковистыми диатомидами, т.е. генетически она относится к описанной выше фашии, верхняя (керн 8–11) представлена рыхлыми наннофораминиферовыми илами с очень небольшой примесью остатков кремневых микроорганизмов, количество которых вверх по разрезу уменьшается. В керне 8–9 скв. 405 присутствуют наннофораминиферовые<sup>1</sup> илы без следов органогенного кремнезема; места в них заметна небольшая примесь осколков вулканических стекол. Рентгеноскопически обнаруживается клиноптилолит. Накопление таких органогенно-карбонатных осадков надо связывать с макрофашией относительно глубоководной зоны океанической седиментации.

В разрезе по скв. 406 среднеэоценовые отложения (рис. 37, керн 46–52) представлены кокколитовыми мергелями: слоистость тонкая, горизонтальная. В основной кокколитовой массе редко рассеяны мелкие раковины фораминифер; кое-где заметны панцири диатомей, есть примесь углистой пыли. Глинистое вещество находится в тонкой смеси с кок-

<sup>1</sup> Среди наннового материала преобладают кокколиты.

Возраст	Кол.	Литоло- гия	Тек- стура	Макрофашия	Фашия	
Четвер- тичный	1				Органогенно-карбонатные осадков (с примесью терри- генного материала ледового разноса)	
	2					
Нижний плиоцен	3		д л 1			
	4					
Верхний миоцен	5				Осадков глубоководно- океанической зоны	Органогенно-карбонатные осадков (без терригенной примеси ледового разноса)
	6					
	7					
	8					
	9					
	10					
	11					
	12					
	13					
	14					
	15					
	16					
	17					
	18					
	19					
Средний миоцен	20					
	21					
	22					
	23					
	24					
Нижний миоцен	25					
	26					
	27					
Верхний олигоцен	28					
	29					
	30					
Средний- верхний олигоцен средний эоценоз	31					
	32					
	33					
	34					
Верхний зоцен	35					
	36					
	37					
	38					
	39					
	40					
	41					
	42					
Средний зоцен	43					
	44					
	45					
	46					
	47					
	48					
	49					
	50					
51						
52						

Р и с. 37. Схема литологического и фашиального строения осадочной толщи по скв. 406  
Условные обозначения см. на рис. 31

колитовой массой, а также образует микроскопические линзы, вытянутые по слоистости пород. Встречаются мелкие агрегаты аутигенного пирита. В ряде прослоев отмечаются включения обломков монтмориллонитовой массы. Эти отложения по условиям накопления относятся нами к фации органогенно-карбонатно-глинистых осадков макрофации зоны относительно глубоководной океанической седиментации. Заканчиваются отложения указанной фации маломощным слоем (керна 46-1 до 46-2) своеобразной породы, резко отличной от всех нижележащих. Это темная, коричневая слабоизвестковистая глина с тонкой горизонтальной слоистостью, которая подчеркнута ориентированным расположением глинистых частиц. Порода равномерно пропитана гидроокислами железа.

Верхнеэоценовые отложения, как уже упоминалось, фиксируются только в скв. 406, а в разрезах по остальным скважинам отсутствуют. Эти отложения сугубо биогенные — осадки макрофации океанического глубоководья. Нижняя часть разреза (см. рис. 37, керн 41-45) сложена кокколит-фораминиферовыми осадками. В отдельных участках преобладают то крупные, то мелкие раковины. Часто встречаются включения зеленой монтмориллонитовой массы (обломки измененных туфов). По данным рентгеноскопии отмечаются кристобалит и тридимит. В керне 40-41 встречаются прослойки микробрекчий, которые состоят из остроугольных обломков фораминиферовых мергелей и монтмориллонитизированных туфов (местный материал).

Верхняя часть разреза эоценовых отложений описываемой макрофации (керна 38-39) характеризуется обилием остатков гигантских диатомей — этмодискусов. В отдельных прослоях остатки этих водорослей составляют основную массу осадка; в небольшом количестве к ним примешиваются раковинки фораминифер, мелкие панцири диатомей, тонкие спикулы кремневых губок, кокколиты, отмечаются осколки кислых вулканических стекол. Остатки этмодискусов своим ориентированным расположением придают осадкам горизонтальную слоистость и обуславливают листоватое сложение. На плоскостях наслонения водорослевых осадков наблюдается перламутровый блеск. Важно заметить, что в современных осадках Атлантического океана скопления остатков этмодискусов не обнаружены. Наблюдения исследователей [Лисицын, 1974; и др.] показывают, что накопление в осадках панцирей этмодискусов приурочено в настоящее время к экваториальному поясу Тихого океана и характерно для седиментации в глубоких впадинах подводного рельефа.

### *Олигоцен*

Ниже олигоценовые отложения отсутствуют во всех рассматриваемых разрезах.

Средне- и верхнеолигоценовые осадки частично уцелели от размыва в скв. 403 и более полно представлены в скв. 406. В обоих случаях эти отложения своим происхождением связаны с макрофацией осадков относительно глубоководной зоны океанической седиментации. Последняя протекала в условиях постоянного поступления в осадок значительного количества (а местами даже обильного) биогенного кремнезема, а также заметных порций витро- и литокластического материала.

В скв. 403 олигоценовые отложения установлены в керне 25-26. Здесь они состоят из фораминифероносных осадков, содержащих примесь мелких обломков кислых вулканических стекол.

В разрезе скв. 406 олигоценовые отложения начинаются от керна 36 и прослеживаются вверх по разрезу до керна 28 (~72 м). Здесь они (снизу вверх) расчленяются на три фации. Нижняя (см. рис. 37, керн 34-36) включает органогенно-карбонатные осадки — наннофораминиферовые, с примесью панцирей диатомей, спикул кремневых губок (почти нацело превращенных в кристобалит). Характерно присутствие, местами в значительном количестве, обломков монтмориллонитовой массы, базальта и местных пород (нанномергелей). Камеры фораминифер выполнены аутигенными монтмориллонитом. Средняя фация (керна 30-34) представлена органогенными кремнеземисто-карбонатными осадками — кокколит-фораминиферовыми с постоянной и уже значительной примесью биогенного кремнезема. Верхняя фация осадков (керна 28-30) охарактеризована водорослевыми, этмодискусовыми илами, сходными с теми, которые образуют верхнеэоценовые отложения рассматриваемого разреза.

Н и ж н е м и о ц е н о в ы е отложения присутствуют только в разрезе скв. 406. Они следуют непосредственно за верхнеолигоценовыми и в нижней части (см. рис. 37, керн 24–27) полностью сохраняют литологическую характеристику последних.

С р е д н и й м и о ц е н в скв. 406 (керн 16–23) сложен фораминиферонанновыми илами с примесью, но уже без преобладания органогенного кремнезема. Нижне- и среднемиоценовые отложения относятся к макрофашии осадков зоны глубоководной океанической седиментации в условиях пресипитации карбонатных и кремнеземистых органических остатков.

В е р х н е й м и о ц е н развит повсеместно и во всех изученных разрезах представлен однотипными кокколлит-фораминиферовыми и фораминиферо-кокколлитовыми илами. Остатков кремневых организмов, как правило, нет; осколки вулканических стекол очень редки. Разнообразие этих пород заключается в количественных соотношениях раковин фораминифер и кокколлитовой основной массы, в степени сортировки по величине фораминиферовых раковин, в характере их слоистости. Верхнемиоценовые отложения характеризуют макрофашию осадков зоны глубоководной океанической седиментации океана в условиях преимущественного осаждения карбонатных остатков зоо- и фитопланктона.

### Плиоцен

Н и ж н и й п л и о ц е н присутствует повсеместно, средний плиоцен отсутствует на всей изученной площади, а в е р х н и й п л и о ц е н установлен только по скв. 403 и 404. Это очень однообразные осадки, аналогичные миоценовым. Слагаются они наннофораминиферовыми, фораминиферовыми и фораминиферонанновыми илами, накопление которых происходило в условиях макрофашии глубоководной зоны океанической седиментации. В верхнеплиоценовых илах встречаются включения единичных песчинок кварца, полевых шпатов, гравийно-галечных обломков различных пород.

### Плейстоцен

Плейстоценовые отложения развиты повсеместно и представлены очень характерными осадками. Это серые, коричневатые и лишь в отдельных прослоях почти белые наннофораминиферовые илы с постоянной, местами очень обильной примесью несортированного терригенного материала: глинистого, песчано-алевритового, галечного и даже валунного. Глинистое вещество этих осадков полиминерально; доминируют гидрослюды и присутствуют хлорит, каолинит, монтмориллонит. Обломочный материал очень разнообразен: присутствуют зерна кварца, полевых шпатов (разных), пластинки слюд (биотита и мусковита), кварц-эпидотовых агрегатов, обломки гранитов, слюдистых сланцев, углистых, глинистых и мергелистых пород, кислых эффузивов, базальтов; из тяжелых минералов обычны зерна граната, пироксена, роговой обманки. Плейстоценовые отложения накапливались в той же глубоководной зоне океана, что и плиоценовые, но при систематическом засорении наннофораминиферовых илов терригенным материалом, заносившимся сюда айсбергами.

### История накопления осадочных отложений

В результате литологических исследований kernового материала и анализа стратиграфических данных бортового журнала 48-го рейса "Гломара Челленджера" сложилось определенное представление о процессах формирования осадочных отложений, вскрытых бурением на двух участках Северной Атлантики. Постараемся рассмотреть эволюцию фациальных условий осадконакопления на этих участках и дать для них сравнительную характеристику синхронных отложений.

Начнем с чисто внешних, формальных фактических данных.

1. Плато Рокколл и Бискайский залив в настоящее время относятся к глубоководным частям океана. Почти все скважины заложены на глубинах 2300–3000 м (2317–2979 м), а одна – даже на глубине 4399 м.

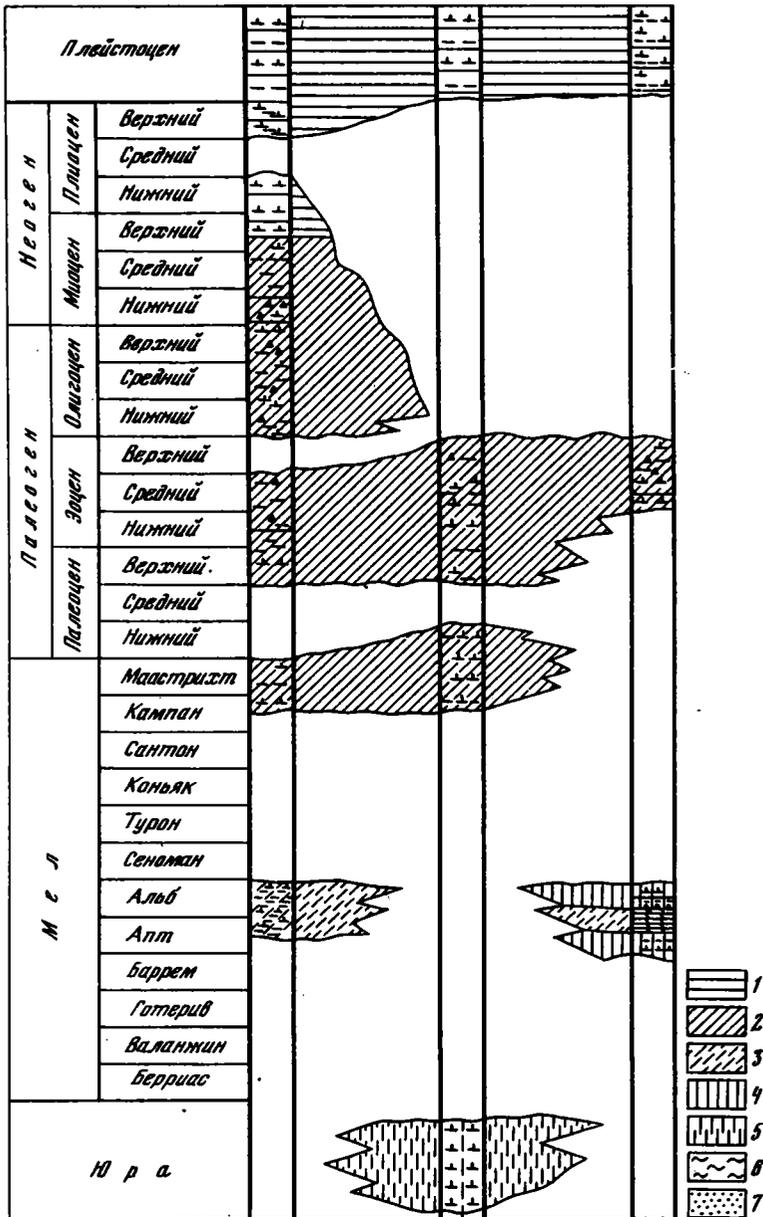


Рис. 38. Схема сопоставления фациального строения разрезов осадочной толщи со стратиграфической шкалой по скв. 400/400А, 401, 402/402А

1 – океаническое глубоководье; 2 – относительное океаническое глубоководье; 3 – относительное океаническое мелководье; 4 – прибрежное морское мелководье; 5 – морское мелководье; 6 – подвижное океаническое мелководье; 7 – подводная дельта

Остальные обозначения см. на рис. 31

Н и ж н е м и о ц е н о в ы е отложения присутствуют только в разрезе скв. 406. Они следуют непосредственно за верхнеолигоценовыми и в нижней части (см. рис. 37, керн 24–27) полностью сохраняют литологическую характеристику последних.

С р е д н и й м и о ц е н в скв. 406 (керн 16–23) сложен фораминиферонанновыми илами с примесью, но уже без преобладания органогенного кремнезема. Нижне- и среднемиоценовые отложения относятся к макрофазии осадков зоны глубоководной океанической седиментации в условиях пресипитации карбонатных и кремнеземистых органических остатков.

В е р х н е й м и о ц е н развит повсеместно и во всех изученных разрезах представлен однотипными кокколит-фораминиферовыми и фораминиферо-кокколитовыми илами. Остатков кремневых организмов, как правило, нет; осколки вулканических стекол очень редки. Разнообразие этих пород заключается в количественных соотношениях раковин фораминифер и кокколитовой основной массы, в степени сортировки по величине фораминиферных раковин, в характере их слоистости. Верхнемиоценовые отложения характеризуют макрофазию осадков зоны глубоководной океанической седиментации океана в условиях преимущественного осаждения карбонатных остатков зоо- и фитопланктона.

### Плиоцен

Н и ж н и й п л и о ц е н присутствует повсеместно, средний плиоцен отсутствует на всей изученной площади, а в е р х н и й п л и о ц е н установлен только по скв. 403 и 404. Это очень однообразные осадки, аналогичные миоценовым. Слагаются они наннофораминиферовыми, фораминиферовыми и фораминиферонанновыми илами, накопление которых происходило в условиях макрофазии глубоководной зоны океанической седиментации. В верхнеплиоценовых илах встречаются включения единичных песчинок кварца, полевых шпатов, гравийно-галечных обломков различных пород.

### Плейстоцен

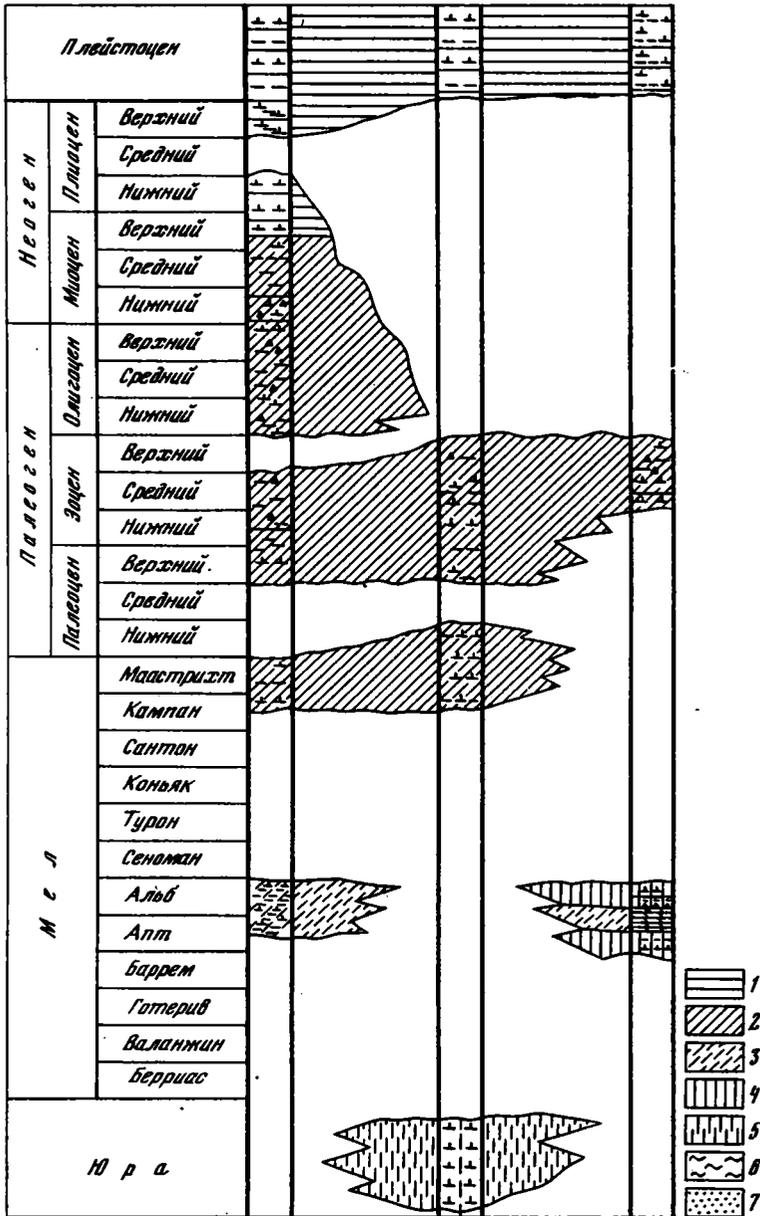
Плейстоценовые отложения развиты повсеместно и представлены очень характерными осадками. Это серые, коричневатые и лишь в отдельных прослоях почти белые наннофораминиферовые илы с постоянной, местами очень обильной примесью несортированного терригенного материала: глинистого, песчано-алевритового, галечного и даже валунного. Глинистое вещество этих осадков полиминерально; доминируют гидрослюды и присутствуют хлорит, каолинит, монтмориллонит. Обломочный материал очень разнообразен: присутствуют зерна кварца, полевых шпатов (разных), пластинки слюд (биотита и мусковита), кварц-эпидотовых агрегатов, обломки гранитов, слюдистых сланцев, углистых, глинистых и мергелистых пород, кислых эффузивов, базальтов; из тяжелых минералов обычны зерна граната, пироксена, роговой обманки. Плейстоценовые отложения накапливались в той же глубоководной зоне океана, что и плиоценовые, но при систематическом засорении наннофораминиферовых илов терригенным материалом, заносившимся сюда айсбергами.

### История накопления осадочных отложений

В результате литологических исследований кернового материала и анализа стратиграфических данных бортового журнала 48-го рейса "Гломара Челленджера" сложилось определенное представление о процессах формирования осадочных отложений, вскрытых бурением на двух участках Северной Атлантики. Постараемся рассмотреть эволюцию фациальных условий осадконакопления на этих участках и дать для них сравнительную характеристику синхронных отложений.

Начнем с чисто внешних, формальных фактических данных.

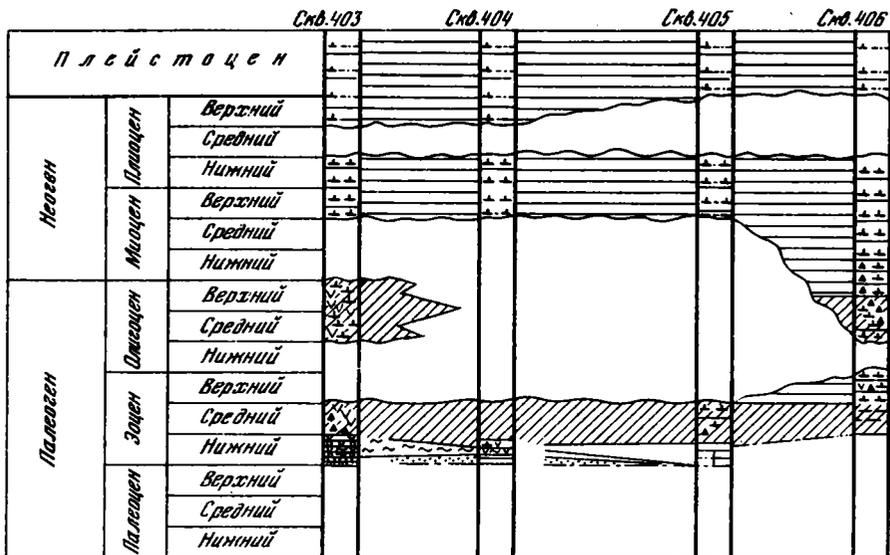
1. Плато Рокколл и Бискайский залив в настоящее время относятся к глубоководным частям океана. Почти все скважины заложены на глубинах 2300–3000 м (2317–2979 м), а одна – даже на глубине 4399 м.



Р и с. 38. Схема сопоставления фациального строения разрезов осадочной толщи со стратиграфической шкалой по скв. 400/400А, 401, 402/402А

1 – океаническое глубоководье; 2 – относительное океаническое глубоководье; 3 – относительное океаническое мелководье; 4 – прибрежное морское мелководье; 5 – морское мелководье; 6 – подвижное океаническое мелководье; 7 – подводная дельта

Остальные обозначения см. на рис. 31



Р и с. 39. Схема сопоставления фациального строения разрезов осадочной толщи со стратиграфической шкалой по скв. 403, 404, 405 и 406

Условные обозначения см. на рис. 38

2. Всюду под голоценовыми осадками океаническое дно покрывают маломощные (10–100 м) плейстоценовые однотипные отложения.

3. Под таким единообразным четвертичным чехлом лежит очень мощная и очень разная в сравниваемых районах толща осадочных отложений. Ни в одном из этих районов бурением не достигнута подошва осадочной толщи, несмотря на значительную глубину отдельных скважин. Так, в районе Бискайского залива одной из скважин по осадочным отложениям пройдено 777 м, а в районе плато Роколл – 840 м. В разрезах по остальным скважинам вскрытая мощность осадочной толщи находится в пределах 341–489 м. Иными словами, изученные разрезы дочетвертичных отложений обоих районов очень близки по мощностям. Однако они существенно различны в возрастном отношении. В Бискайском заливе осадочная толща охватывает большой возрастной интервал: от верхней юры до плиоцена включительно. В районе плато Роколл осадочные отложения в общем тех же мощностей имеют значительно более молодой возраст. Самые древние горизонты этих отложений датируются нижним зооценом.

На схематических стратиграфо-фациальных профилях (рис. 38, 39) видно, что ни в одном из разрезов осадочная толща не занимает целиком возрастную шкалу.

Нам представляется, что одна из главных причин прерывистого характера осадконакопления кроется в высокой тектонической активности описываемых районов. В процессе формирования осадочных толщ отдельные блоки рассматриваемых участков испытывали разновременные, неодинаковые по скорости и амплитуде дизъюнктивные движения. Последние могли или надолго выводить некоторые блоки из сферы осадочной аккумуляции, или, наоборот, обеспечивать на них (постоянным и интенсивным опусканием) почти непрерывное накопление осадков. Неравномерному распределению на площади разновозрастных и неодинаковых по мощности осадков способствовал и соответствующий рельеф дна океана. Во впадинах шло интенсивное осадконакопление, которое сравнительно редко прерывалось. На возвышенностях осадки могли или совсем не образовываться, или образовываться, но не накапливаться, или, наконец, накапливаться, но сравнительно малой мощности. Придонные течения, турбулентные потоки часто не способствовали захоронению осадков.

Таким образом, тектонические движения и контролируемая ими морфология океанического дна во многом определяли ход процессов накопления осадков. Распреде-

ние главных тектонических блоков и основных элементов подводного рельефа в общем менялось медленно, поэтому на участках преимущественных поднятий осадконакопление шло вяло, с большими перерывами, а на участках интенсивных опусканий накапливалась стратиграфически более полная и более мощная толща осадков. Иллюстративны в этом отношении разрезы по скв. 401, 400/400А Бискайского залива (рис. 40) и скв. 405 и 406 плато Рокोलл (рис. 41). Разрезы скв. 401 и 405 характеризуют историю осадконакопления на тех участках акватории, которые хотя и в разное время, но длительно и часто выключались из зоны осадочной аккумуляции. Эти участки испытывали преимущественно восходящие движения.

Осадочная толща в разрезах скв. 400/400А и 406 стратиграфически представлена сравнительно полно. Создается впечатление, что участки, где расположены эти скважины, находились в тектонически благоприятных условиях для накопления осадков и относились к пониженным элементам рельефа. Кстати, на участке, где заложена скв. 400/400А, этот рельеф сохранился и до наших дней. На фациальных профилях (см. рис. 38, 39) выявляются основные крупные исторические этапы формирования осадочных толщ.

В районе Бискайского залива можно наметить примерно шесть седиментационных этапов, которые, последовательно сменяясь, обусловили накопление всей толщи осадков от верхней юры до плейстоцена включительно.

**Первый этап** — юрский. Верхнеюрские осадки — самые древние отложения изученного региона. Они представлены микрокомковатыми известняками, которые генетически связаны с органогенно-обломочными известковистыми илами. Накопление этих илов происходило в мелководной зоне моря.

**Второй этап** — докомпанский меловой период. Это время отличалось особенно частыми перерывами осадконакопления. В ископаемое состояние перешли только отложения апта и альба. В аптское время и в первую половину альба здесь господствовали совсем прибрежные условия седиментации. Шло накопление так называемой серии "черных сланцев". В более поздний альбский период прибрежно-мелководные условия сменились относительно мелководными, более удаленными от береговой линии. Начали накапливаться преимущественно органогенные известково-кремнеземистые осадки с небольшой примесью терригенного обломочного материала.

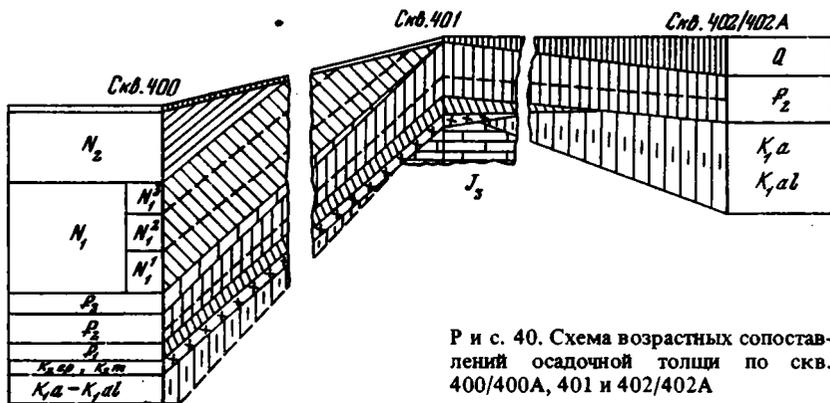
**Третий этап** — кампан, маастрихт и ранний палеоцен. Это был период развития на рассматриваемом участке уже относительно глубоководных условий седиментации. Накапливались органогенно-карбонатные (наннофораминиферовые) илы.

**Четвертый этап** — поздний палеоцен — начало позднего миоцена. Он характеризовался также развитием относительно глубоководных фациальных зон. Но в отличие от предыдущего этапа в этот период образовывались биогенные осадки — сначала известковистые с обилием остатков кремневых организмов, а начиная примерно с эоцена — и преимущественно кремнеземистые.

**Пятый этап** — конец позднего миоцена — ранний плиоцен. Это время ознаменовалось развитием глубоководных условий седиментации. Шло накопление мелоподобных фораминифероанновых илов, лишенных биогенного кремнезема.

**Шестой этап** — конец плиоцена — весь плейстоцен. В этот завершающий, доголоценовый, седиментационный этап на рассматриваемом участке повсеместно были развиты те же глубоководные фациальные условия. Образовывались фораминифероанновые илы, но они почти постоянно и очень обильно засорялись песчаным и алевропелитовым терригенным материалом, который разносился по северной части атлантической акватории плавающими льдами. Как уже упоминалось, стратиграфически наиболее полно осадочная толща представлена только в разрезе по скв. 400/400А. По разрезам двух других скважин доплейстоценовые осадки кончаются верхним эоценом.

Итак, при формировании в Бискайском заливе осадочной толщи верхнеюрского и более молодого возраста проявлялась общая тенденция в развитии океанической акватории: шло постепенное углубление и расширение границ глубоководных зон. На фоне общего опускания региона имели место различные блоковые движения, которые в каждом конкретном месте определяли характер процессов осадконакопления.



Р и с. 40. Схема возрастных сопоставлений осадочной толщи по скв. 400/400А, 401 и 402/402А

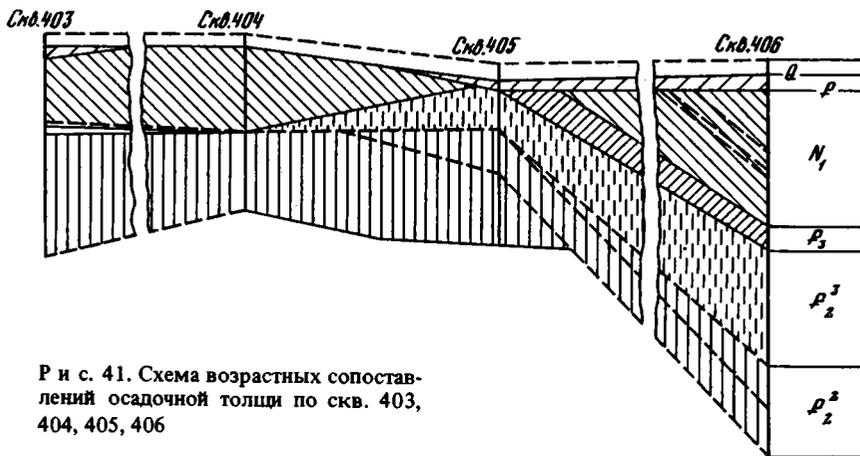
На участке плато Роколл, судя по схематическому фациальному профилю (см. рис. 39), было по крайней мере четыре последовательных непрерывных седиментационных этапа. В каждый из них в отдельных местах области седиментации могли накапливаться литологически и даже генетически разные осадки, но с общими чертами, которые диктовались особенностями общегеологических событий того времени. Иногда эти события были регионального плана (активизация вулканической деятельности в прилегающих областях, вспышки особенно высокой продуктивности кремневых организмов), а иногда планетарного масштаба (материковое оледенение северного полушария).

**Первый этап** — эоценовый. Он представляет для нас особый интерес, так как с него началось постепенное утверждение здесь глубоководной обстановки седиментации, которая продолжает существовать и поныне. Эоценовая часть толщи отличается большим разнообразием фациальных и литолого-генетических типов отложений. Так, в раннеэоценовое время на участке, где расположены скв. 403 и 404, господствовали условия осадконакопления в прибрежных зонах океана: сначала в русловых протоках подводной дельты, потом — в ее периферической части и далее — в подвижном мелководье. Образовывались в основном обломочные отложения разного гранулометрического состава из полимиктового терригенного материала. Постоянная примесь пирокластики (базальтовой) и присутствие тефрогенных прослоев (из кусков базальтовой лавы) — характерная черта этих отложений. Участок, где пробурена скв. 405<sup>1</sup>, был удален от берега и находился за пределами дельты. Однако и там в это время шло накопление относительно мелководных осадков — известково-глинисто-алевритовых.

Среднеэоценовые осадки всюду отражают дальнейшую трансгрессию океана, и их образование было связано с относительно глубоководными условиями седиментации. Накапливались преимущественно известково-кремнеземистые органические осадки с примесью пирокластического материала. Там, где пробурены скв. 403 и 404, осадки особенно обогащены лито- и витрокластикой (базальтового и более кислого состава). Позднеэоценовый период характеризовался развитием глубоководных осадков — наннофораминиферовых илов. В дальнейшем, в предолигоценное время, эти осадки были во многих местах размывы, и в изученных разрезах они имеются только по скв. 406.

**Второй этап** — олигоценный. Мощность отложений, связанных с этим этапом, в скв. 403 очень сокращена; в разрезе скв. 406 олигоценные осадки представлены довольно полно. Они характеризуют собой относительно глубоководные условия седиментации и образованы органогенными осадками: то карбонатными наннофораминиферовыми с существенной примесью биогенного карбоната, то преимущественно кремнеземистыми. Всюду часто отмечается примесь осколков кислых вулканических стекол, кое-где — обломки базальтов. В районе скв. 406 периодически могли возникать и глубоководные условия, а начиная примерно с нижнего миоцена здесь устойчиво устанавливается глубоководие.

<sup>1</sup> В скв. 406 нижнеэоценовые отложения не вскрыты.



Р и с. 41. Схема возрастных сопоставлений осадочной толщи по скв. 403, 404, 405, 406

Третий этап – миоцен–ранний плиоцен. В этот период постепенно начинают расширяться границы глубоководной зоны седиментации. В позднмиоценовое время глубоководие распространяется повсюду. Накапливались наннофораминиферовые, мелоподобные илы, лишенные примеси биогенного кремнезема.

Четвертый этап – поздний плиоцен–плейстоцен. Осадконакопление происходит тоже в глубоководной зоне, накапливались наннофораминиферовые илы, но при постоянном и обильном поступлении в них терригенного, полимиктового материала, который доставляли сюда айсберги.

Коснемся вопросов постседиментационных преобразований изученных нами отложений. Как известно, свежий осадок и насыщающие его иловые воды представляют собой единую, но в общем наравновесную систему. В период перехода осадка в породу при соответствующих условиях протекают процессы окисления, растворения, пресипитации из растворов и другие, в результате которых из первичного осадка получается порода, где достигнуто подвижное равновесие между компонентами осадка и остаточным водным раствором.

Направленность и интенсивность процессов диагенеза зависят от многих причин. В частности, большое значение имеют генезис отложений, степень химической и биологической активности минеральных и органических компонентов осадка, а также скорость захоронения слоев. Многократно переотложенный материал обычно бывает наиболее инертным при диагенезе. Присутствие в осадке свежей пирокластики, особенно осколков вулканических стекол, как правило, усиливает и разнообразит процессы диагенеза. Следует заметить, что чем кислее вулканические стекла, тем они устойчивее, а потому менее активно участвуют в этих процессах.

В дальнейшем при мета- и катагенезе, когда порода, погребенная под толщу более молодых осадков, попадает в иные термодинамические условия (гидростатическое давление, повышенные температуры за счет геотермического градиента и т.д.), прежнее равновесие нарушается. Снова начинаются преобразовательные процессы, но уже другого характера. Ведь к этому моменту молодая порода уже не содержит в избытке влагу, которая так была необходима для многих минеральных превращений в диагенезе. Тем не менее именно в эти стадии постседиментационные изменения минерального вещества бывают особенно эффективны. Реализуются потенциальные возможности всех видов существования воды в породе: поровой, капиллярной, конституционной, кристаллизационной и т.д. Происходит полная дегидратация, а затем и раскристаллизация некоторых коллоидов, растворение одних веществ и выпадение из растворов других; переход одной модификации минералов в другую, синтез новых минералов. Интенсивность и характер процессов метагенеза также обуславливаются многими факторами, из которых большое значение имеют минеральный состав исходной породы и, естественно, фактор времени.

Рассмотрим с этих позиций изученные нами отложения. Начнем с самых молодых, чтобы можно было проследить, как с глубиной и со временем растут различия между породой и первичным осадком.

**Плейстоцен.** Мы уже подчеркивали главную особенность этих отложений. Карбонатные наннофораминиферовые илы при накоплении почти постоянно обогащались полимиктовым, терригенным материалом, который вносился в область осадочной аккумуляции или материковым льдом (айсбергами), или мелкими плавающими льдами. В конечном счете глубоководные осадки океана получались сугубо полимиктовыми. Главный процесс, проходивший в диагенезе этих осадков, заключался в растворении карбоната. Особенно хорошо он отражен в отложениях района плато Роколл, т.е. там, где примесь терригенного материала в осадках была наиболее обильна. В большинстве случаев в плейстоценовых породах этого района сохранились только раковины фораминифер и лишь в отдельных прослоях — полурастворенные скелетные остатки кокколитофорид.

В районе Бискайского залива плейстоценовые отложения гораздо меньше засорены терригенным материалом, поэтому их общая карбонатность выше. Нам представляется, что одной из причин массового растворения карбоната при диагенезе плейстоценовых отложений было сравнительно высокое содержание в иловых водах  $\text{CO}_2$ . Известно, что холодные (пресные) воды относительно богаты  $\text{CO}_2$ . При вытаивании из айсберга оледенелые оторженцы моренного материала могли достигать океанического дна и там, окончательно оттаивая, вносить в осадок добавочную порцию  $\text{CO}_2$ . Другой способ повышения парциального давления  $\text{CO}_2$  в иловых водах мог заключаться в окислении аллохтонного гумусового вещества. Мы не исключаем, конечно, и первичной, относительно низкой карбонатности плейстоценовых отложений, которая могла быть в результате быстрого выпадения в карбонатный ил терригенного материала.

Нехарактерными процессами, но все-таки имевшими место при плейстоценовом диагенезе, были трансформация некоторых пластинок свежего биотита в гидрослюда, частичное окисление гумусовой органики (внесенной льдом) и образование пирита.

**Ранний плиоцен—поздний миоцен.** Этот период в обоих районах характеризовался широким развитием глубоководных карбонатных (наннофораминиферовых) илов. Они не содержат остатков биогенного  $\text{SiO}_2$ , в них редко встречаются осколки кислых вулканических стекол. Минеральные диагенетические изменения в этих илах протекали очень слабо, так как исходный карбонатный материал был мало реакционноспособен. Кое-где отмечаются новообразования пирита. По-видимому, в одну из стадий диагенеза происходило частичное растворение кокколитов, а затем — выпадение в осадок хемогенного пелитоморфного кальцита. Рентгеноскопически очень редко улавливается клинотилолит (в отложениях плато Роколл).

**Ранний миоцен—олигоцен.** В это время и в районе плато Роколл, и в Бискайском заливе в относительно глубоководных условиях накапливались органогенные известково-кремнеземистые осадки. Был расцвет диатомовой флоры, местами обильно расселялись кремневые губки. Диатомиты и спонголиты, а также кокколит-фораминиферовые илы (с биогенным кремнеземом) составляли типичные осадки того времени. Частичное растворение органогенного карбоната и  $\text{SiO}_2$  обуславливали их химическое перетложение в виде тонкозернистого кальцита и глобулярного опала. Этот процесс шел, но не был региональным. В тех случаях, где была более или менее значительная примесь вулканогенного материала, возникали (за счет разложения осколков темноцветных стекол) хлопья коллоидального бледно-зеленого монтмориллонитового вещества. Оно проникало в полости некоторых раковин фораминифер и давало обособленные сгустки.

**Эоцен.** Для всех отложений этого возраста, содержавших изначально биогенный опал, характерной чертой является частичный переход аморфного  $\text{SiO}_2$  в другую модификацию — в кристобалит (обычно скрытокристаллический). Этот повсеместный процесс, несомненно, был связан уже с мета- или катагенезом. Другая важная особенность эоценовых отложений — это широкое развитие в них аутигенных образований цеолита, монтмориллонита и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых фаз.

В районе Бискайского залива эоценовые отложения представлены известковистыми

спонголитами и диатомитами, кокколит-фораминиферовыми известняками с обилием тонких кремневых спикул. Словом, по исходным осадкам эти отложения близки миоцен-олигоценным. Однако для пород эоценового возраста, повторяем, очень характерны аутигенные выделения кристаллических агрегатов цеолита, хлопьевидного монтмориллонитового минерала и замещение опала кристобалитом.

В районе плато Роколл, как уже говорилось, в эоценовый период седиментация шла в очень своеобразных условиях — в мелководных зонах при обильном поступлении в осадки пирокластики. В среднем эоцене в известково-кремнеземистых биогенных осадках, которые изобиловали вулканогенным материалом, протекали многообразные процессы начиная с диагенеза. Разлагались темноцветные (базальтовые и андезитовые) стекла, образовывались монтмориллонит и смешаннослойные монтмориллонит-гидроглистистые минералы. Часто получался почти чистый глауконит (но с пакетами монтмориллонита). Химическим путем переотлагался биогенный  $\text{SiO}_2$  с образованием глобулярного опала. В камерах фораминифер и в микропорах цемента появлялся клиноптилолит.

Нижнеэоценовые полимиктовые обломочные отложения, которые накапливались в условиях подводной дельты и подвижного мелководья, несут особенно явные признаки диагенетических и более поздних преобразований исходных осадков. Обилие активного гумусового вещества, которое сносилось с берега, обеспечивало (при своем окислении) полное растворение в осадке органогенного карбоната. Шло интенсивное разложение основных и средних стекол с возникновением монтмориллонитовой группы минералов, происходило частичное изменение свежих пластинок биотита в гидрослюда. Возникали мельчайшие агрегаты титанистых минералов группы анатаза и брукита. Обильно образовывался цеолит (чаще это был клиноптилолит, изредка — филлипсит; в тифрогенных прослоях был обнаружен анальцим):

Ранний палеоцен, маастрихт, кампан, альб, апт и поздняя юра. Отложения этого возраста отличаются прежде всего высокой степенью уплотнения. Органогенно-карбонатные осадки превращены в известняки — крепкие, звонкие, с раковистым изломом. Меловые отложения характеризуются обилием цеолита, который выполняет камеры в раковинах фораминифер, дает полные псевдоморфозы по некоторым остаткам диатомей и радиолярий. В альбских органогенно-обломочных, известково-кремнеземистых отложениях первичный биогенный опал полностью замещен хорошо раскристаллизованным кристобалитом. Юрские породы особенно сильно литифицированы; в прослоях известково-сугликовых песчаников цемент явно вторичный, перекристаллизованный зернистый кальцит.

\* \* \*

Литолого-фациальное изучение осадочных отложений районов Бискайского залива и плато Роколл по разрезам скважин кернового бурения дает нам основание сделать краткие выводы об истории осадконакопления и геологического развития этих регионов.

1. Синхронное осадконакопление развивалось в сравниваемых районах по-разному. Район плато Роколл позднее вступил в мелководную океаническую зону, чем район Бискайского залива. Действительно, в раннем и среднем эоцене там существовала мелководная и даже прибрежно-мелководная океаническая обстановка седиментации, тогда как в районе Бискайского залива шло накопление осадков уже в относительно мелководных частях океана. Сходные условия накопления осадков в обоих районах наступили примерно с олигоцена, когда всюду устанавливалась относительно мелководная обстановка седиментации, а начиная с позднего миоцена — и мелководная.

2. В районе плато Роколл менее энергично проявлялись блоковые тектонические движения, чем в Бискайском заливе. В связи с этим на участке плато Роколл верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые осадки захоронены в более полном объеме и на более широкой площади.

3. Эоцен-среднемиоценовый период всюду характеризовался расцветом (в поверхностных водах океана) диатомовой флоры и развитием колоний кремневых губок,

поэтому осадки получались насыщенными органомогенным  $\text{SiO}_2$ . С позднего миоцена роль биогенного  $\text{SiO}_2$  в осадках сходит на нет и в глубоководной зоне океана накапливаются чисто карбонатные отложения.

Плейстоценовая седиментация в обоих районах осуществлялась в глубоководной океанической зоне и в условиях поступления в наннофораминиферовые илы терригенного материала, транспортированного льдом. Однако обращает на себя внимание, что в отложениях района плато Роколл терригенная примесь очень обильна и гранулометрически не сортирована: помимо глинисто-алевритового и песчаного материала, присутствуют гравий, гальки и даже валуны. В районе же Бискайского залива в плейстоценовых отложениях терригенная примесь обычно состоит из глинистых, алевритовых и песчаных частиц. Вероятно, района плато Роколл свободнее достигали айсберги, поскольку он был, несомненно, ближе к материкам, охваченным оледенением, чем район Бискайского залива. В районе Бискайского залива, возможно, реже заходили айсберги, и обычным агентом переноса терригенного материала были более мелкие плавающие льды.

4. В эоцене участок плато Роколл находился в относительной близости от областей действующих вулканов, поэтому в составе осадков того времени периодически большую роль играли тефрогенный и пирогенный (лиито- и витрокластический) материалы.

Все изложенное дает нам основание подчеркнуть, что северной части Атлантического океана в ее современном виде в юрское и в большей части мелового времени, скорее всего, не существовало. На этом месте располагалась суша с серией как изолированных, так и сообщающихся друг с другом относительно мелководных бассейнов различных размеров и глубин. Собственно Северная Атлантика начала закладываться в самом конце мела — начале палеогена, причем на востоке несколько раньше, чем на западе, и распространялась с юга на север. Известные случаи залегания "черных сланцев" непосредственно на породах океанической коры не говорят о том, что они накапливались на больших глубинах. Разрыв и раздвижение континентальной коры могли произойти незадолго до накопления "черных сланцев", а если значительно раньше, то породы океанической коры, очевидно, находились вне зоны накопления каких-либо осадков и могли представлять собой сушу.

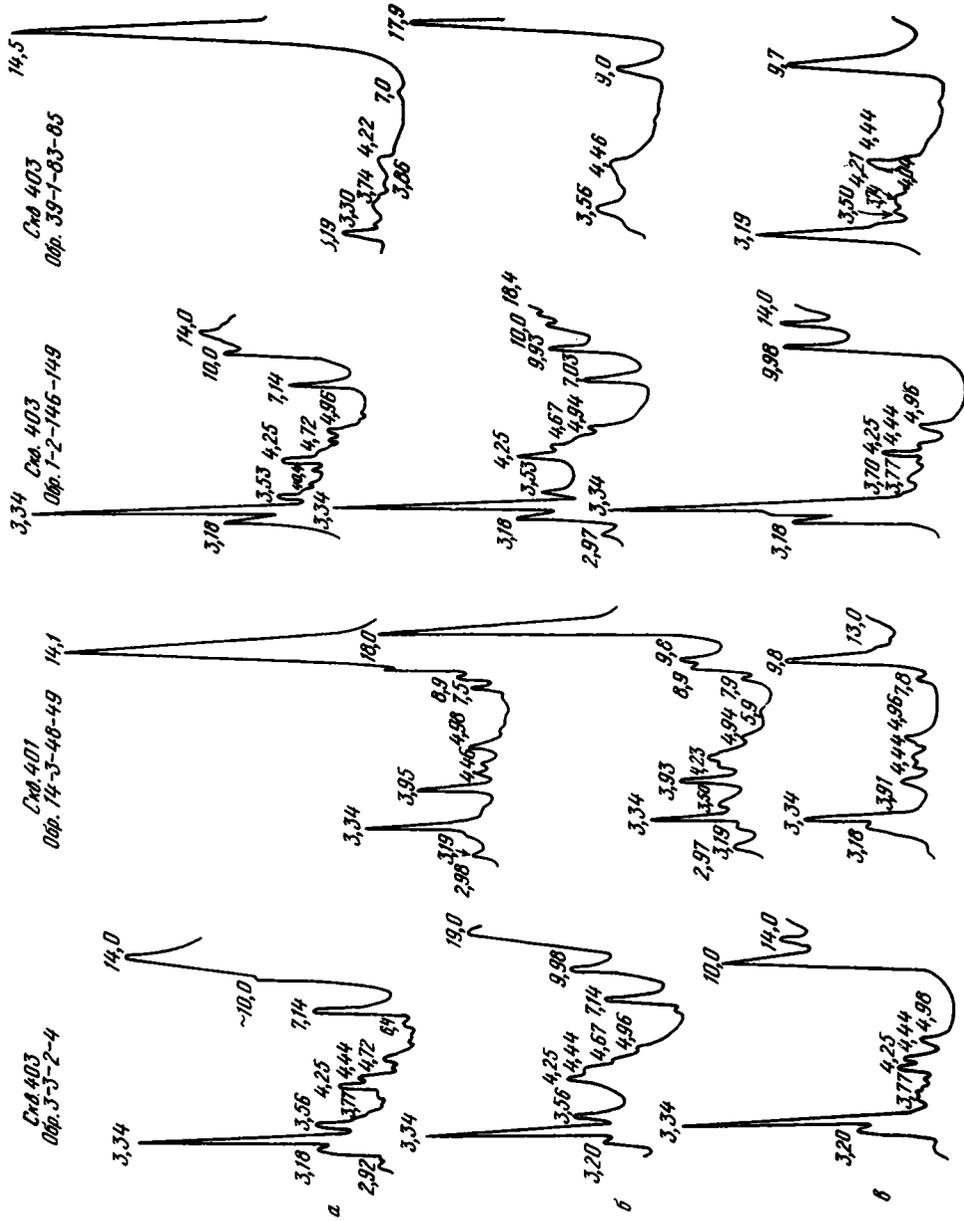
Активизировавшиеся тектонические движения, связанные с альпийским орогенным этапом, обусловили процесс объединения разрозненных бассейнов седиментации в одно более или менее целое. Дальнейшее раздвижение и опускание огромных территорий Американского, Европейского и Африканского континентов привело к зарождению океана. Дифференцированные и при этом разные по знаку и интенсивности блоковые движения (наличие длительных и многократных перерывов в осадконакоплении), а также воздымание Срединно-Атлантического хребта обусловили столь сложную картину накопления осадков.

#### МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ОСАДКОВ

Минеральный состав глинистой фракции осадков и пород 48-го рейса изучался по скв. 403, 404, 405 и 406 в районе плато Роколл, а также по скв. 401 и 402 Бискайского залива. Исследовалась в основном глинистая фракция размером  $< 0,01$  мм ( $< 10$  мкм), поскольку она лучше отражает состав пелитовых частиц, содержащихся в породе. Идентификация отдельных видов слоистых силикатов производилась на основе рентген-дифрактограмм, которые снимались на дифрактометре марки "ДРОН-1" на  $\text{CuK}\alpha$  излучении при напряжении 35 кВ и 20 мА. Скорость сканирования составляла  $2^\circ/\text{мин}$ .

Р и с. 42. Рентген-дифрактограммы типичных глинистых минералов

*а* — воздушно-сухой; *б* — с глицерином; *в* — прокаленный при  $550^\circ\text{C}$ ; скв. 401: kern 14-3 — 48-49 смешаннослойный иллит-монтмориллонитовый минерал ( $i = M$ ) с преобладанием иллитовых пакетов в ассоциации с монтмориллонитом; скв. 403: kern 3-3-2-4 — смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюдистый минерал ( $M-i$ ) с преобладанием набухающих монтмориллонитовых пакетов, с примесью иллита и хлорита; kern 1-2-146-149 — полиминеральная ассоциация с хлоритом, иллитом и небольшой примесью монтмориллонита; kern 39-1-83-85 — монтмориллонитовый минерал



Съемка велась для трех состояний образца: природного – воздушно-сухого, насыщенного глицерином и прокаленного при  $550^{\circ}\text{C}$ . Для отличия хлоритовой фазы от каолинитовой применялась обработка образцов 10%-ной HCl.

В результате изучения глинистой фракции в мезозойско-кайнозойских отложениях, вскрытых скважинами 48-го рейса, в ней обнаружены следующие минералы: монтмориллонит, диоктаэдрические гидрослюды, триоктаэдрические хлориты, смешанно-слойные с варьирующим соотношением монтмориллонитовых (смектитовых) и гидрослюдистых (иллитовых) слоев. Из них наиболее распространены неупорядоченные разности (M-i) с резким преобладанием набухающих слоев (примерно до 80–90%). Реже встречаются разности (i-M) с преобладанием гидрослюдистых слоев до 70–90%. В виде незначительной примеси встречены более редкие смешанно-слойные минералы с неупорядоченным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых и хлорит-вермикулитовых слоев (рис. 42). Кроме глинистых минералов, в составе глинистой фракции  $< 0,01$  мм встречены различные виды цеолитов: наиболее распространенный клиноптилолит и более редкие здесь филлипсит и анальцит.

По данным рентгенографического анализа изученные минералы имеют некоторые структурные особенности. Если каолинит, триоктаэдрический хлорит и монтмориллонит не имеют особых отличий от стандартных минералов, то структурные особенности смешанно-слойных минералов требуют некоторых разъяснений. Как упоминалось выше, в числе смешанно-слойных образований наиболее широко распространены минералы с неупорядоченным чередованием монтмориллонитовых (смектитовых) и гидрослюдистых (иллитовых) слоев с резким преобладанием набухающих пакетов (до 80–90%). Они характеризуются наличием дифракционных максимумов:  $13,7$ – $14,7$  Å – для воздушно-сухого препарата,  $18,4$ – $19,0$  Å – для насыщенного глицерином и  $9,93$ – $10,0$  Å – для прокаленного при  $550^{\circ}\text{C}$  с заметной асимметрией со стороны малых углов. Вместе с тем следует отметить, что высокое значение  $d = 9,9$ – $10$  Å первого базального отражения для обезвоженного препарата, а также значение  $d$  рефлекса (001) до  $19$  Å [Дриц, Сахаров, 1976] указывают на тонкодисперсность смешанно-слойной фазы. Кроме того, в составе глинистой фракции часто встречаются монтмориллониты без каких-либо признаков смешанно-слойности, представленные очень тонкодисперсными частицами.

Несколько менее распространены смешанно-слойные минералы с неупорядоченным чередованием гидрослюдистых (иллитовых) и монтмориллонитовых слоев, с резким преобладанием иллитовых пакетов (до 85–90%) и малым количеством набухающих (смектитовых) пакетов. Подобные минералы могут рассматриваться и как слабо-набухающие гидрослюды, но мы выделяем их в группу смешанно-слойных. Смешанно-слойный минерал (ch-V) с неупорядоченным чередованием хлоритовых и вермикулитовых пакетов устанавливается по значениям рефлексов  $14,2$ – $14,4$  Å для воздушно-сухого препарата,  $14,2$  Å – для насыщенного глицерином и  $9,5$ – $14,2$  Å – для прокаленного при  $550^{\circ}\text{C}$ . Кроме того, хлорит растворяется в HCl и имеет  $d_{060} = 1,53$  Å.

Смешанно-слойные минералы (ch-M) с неупорядоченным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых слоев диагностируются по рефлексам:  $d = 14,2$ – $15,5$  Å – для воздушно-сухого препарата,  $14,2$ – $18$  Å – для насыщенного глицерином и  $d = 9,5$  и  $14,0$  Å – для прокаленного при  $550^{\circ}\text{C}$  [Градусов, 1975].

#### Распределение глинистых минералов по вертикальным разрезам скважин в районе плато Рокколл

Описание глинистых минералов по скважинам дается снизу вверх, что более отвечает истории геологического развития региона.

#### Скважина 403

Самая нижняя часть разреза (кern 43–48) дораннеэоценового возраста, представленная темно-серыми углистыми песчано-алевритовыми породами, подстилающими осадки раннего эоцена, имеет хлорит-монтмориллонитовый состав глинистой фракции. Кроме того, в нем присутствует незначительная примесь смешанно-слойных минералов

(сh-M) с неупорядоченным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых пачетов (рис. 43).

Толща раннего эоцена (интервал керн 29–42) по составу глинистой фракции расчленяется на три пачки. Нижняя пачка – зеленовато-серые тефроидные породы (керн 38–42) – в основном монтмориллонитового состава с примесью цеолитов (обычно клиноптилолита), а в единичных случаях – анальцима. Средняя пачка – песчано-глинистые алевроиты (керн 31–38) – имеет в составе глинистой фракции смешаннослойный минерал (M-i) или монтмориллонит с небольшой примесью гидрослюда и хлорита. Верхняя пачка (керн 29–31), представленная зеленовато-черными тефроидными породами, преимущественно монтмориллонитового состава.

Толща среднего эоцена, среднего и позднего олигоцена (керн 25–28) отличается интенсивным развитием зеленого глауконитоподобного минерала, имеющего смешаннослойный, монтмориллонит-гидрослюдистый состав (керн 28–1, интервалы 89–92 см).

Толща позднего миоцена (керн 9–24) расчленяется на две пачки (табл. 24): нижнюю (керн 15–24), представленную светло-серыми наннофораминиферовыми илами с полиминеральным составом глинистой фракции, включающим монтмориллонит, гидрослюда и хлорит, и верхнюю, представленную фораминиферовыми нанноилами (керн 8–14), имеющую в основном монтмориллонитовый состав, иногда с примесью гидрослюда.

Осадки раннего и позднего плиоцена (керн 4–8), представленные фораминиферовыми нанноилами, имеют полиминеральный состав. Главную роль в нем играют смешаннослойный минерал (M-i), иллит и хлорит.

Наконец осадки плейстоцена (керн 1–3), представленные фораминиферовыми нанноилами и глинами с несортированным обломочным материалом ледового разноса, имеют еще более резко выраженный полиминеральный состав глинистой фракции. В нем преобладают гидрослюда и хлориты с примесью монтмориллонита.

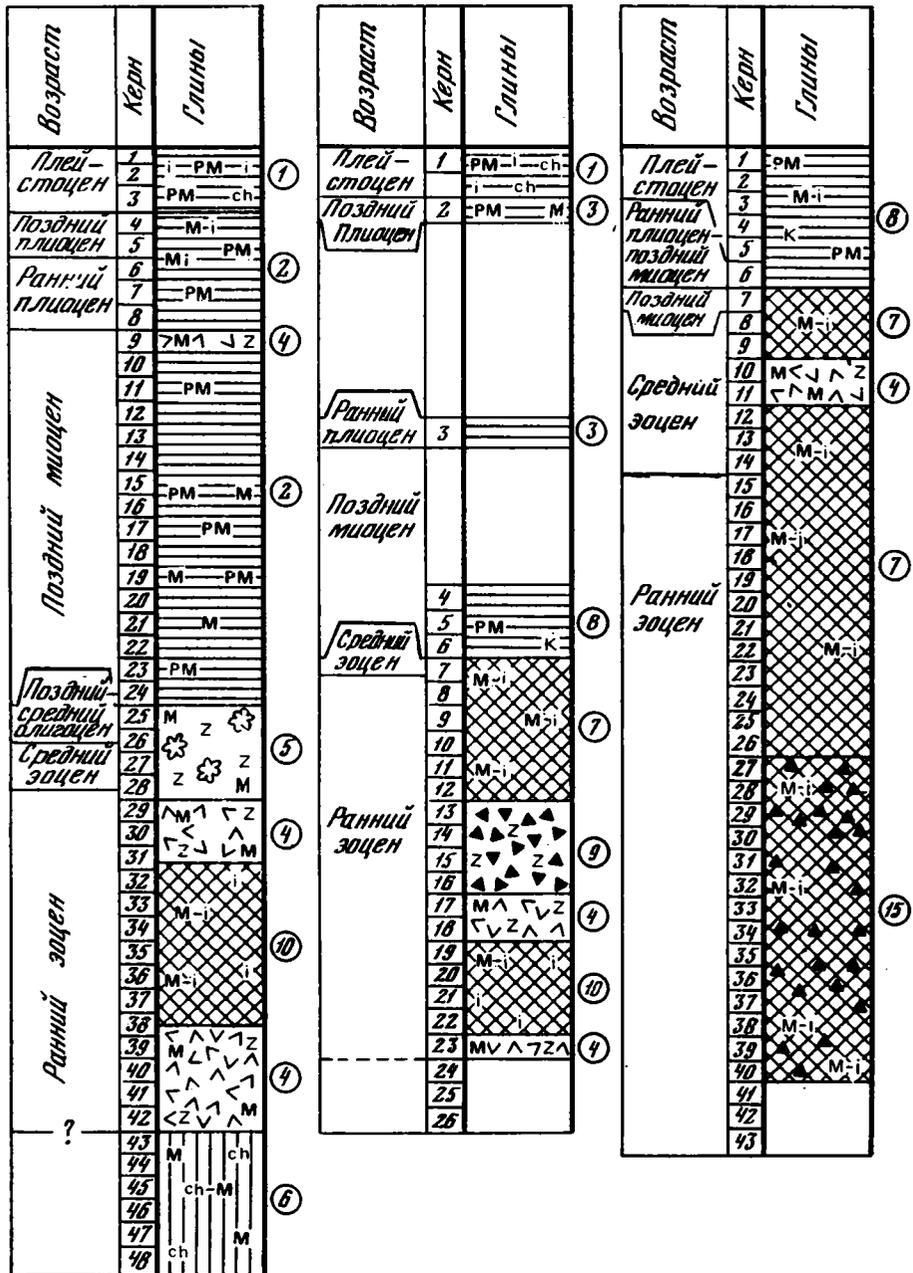
#### *Скважина 404*

Распределение глинистых минералов в разрезе скв. 404 в общих чертах сходно с их распределением в скв. 403.

Толща раннего эоцена (керн 7–23) в нижней части (керн 17–23) по составу глинистой фракции аналогична разновозрастным осадкам скв. 403, однако мощности здесь заметно сокращены (табл. 25). Средняя пачка – песчано-алевритовые породы (керн 19–22) – складывается монтмориллонит-смешаннослойной ассоциацией с иллитом. Как и в скв. 403, она перекрывается тефрогенными породами с чисто монтмориллонитовым составом глинистой фракции и цеолитом. Однако верхняя часть толщи раннего эоцена сходна с разновозрастными осадками скв. 405 (керн 12–40). Она представлена цеолито-кремнистой пачкой с туфогенными, органогенно-карбонатно-кремнистыми образованиями (керны 27–40) раннего эоцена, в глинистой фракции которых преобладают минералы кремнезема (кristобалит и тридимит) с небольшой примесью монтмориллонита или смешаннослойного минерала (M-i). В скв. 404 в интервале 8–12 залегают туфогенные спонголит-диатомиты смешаннослойного (M-i) состава. Глинистая фракция спонголитовых осадков среднего эоцена (керн 7) сложена кремнеземом со следами монтмориллонита и клиноптилолита.

Фораминиферовые нанноилы позднего миоцена (керн 4–6) обладают полиминеральным составом глинистой фракции с иллитом, хлоритом и примесью смешаннослойного минерала (M-i).

Наконец осадки позднего плиоцена и плейстоцена (керн 1–2), представленные фораминиферовыми нанноилами (с обломочным материалом ледового разноса), как и в скв. 403, имеют резко выраженный полиминеральный состав глинистой фракции, в которой преобладают хлорит, иллит, отмечается примесь смешаннослойного минерала (M-i) или монтмориллонита.



Р и с. 43. Распространение глинистых минералов в разрезах океанических скважин

Ассоциации: 1 – полиминеральная иллит-хлоритовая; 2 – полиминеральная иллит-хлорит-сменная (M-i); 3 – полиминеральная хлорит-иллитовая с каолинитом; 4 – монтмориллонитовая с цеолитом; 5 – глауконитовая с цеолитом; 6 – хлорит-монтмориллонитовая со смешанно-слоистым минералом (ch-M); 7 – смешанно-слоистая (M-i); 8 – полиминеральная хлорит-иллитовая со смешанно-слоистым минералом (M-i) и каолинитом; 9 – цеолит-кремнистая; 10 – смешанно-слоистая (M-i) с иллитом; 11 – смешанно-слоистая с двумя типами минералов – (M-i) и (i-M);

Возраст	Керн	Глины
Плейстоцен	1	PM
	2	M-i-K
	3	M-i-PM
Ранний плиоцен	4	M-i-PM
	5	i-K
Поздний миоцен	6	
	7	M-i
	8	
	9	i-K
	10	PM
	11	PM
	12	M-i
	13	
	14	i-K
	15	
Средний миоцен	16	
	17	
	18	
	19	i
	20	M-i-K
	21	PM
	22	
	23	M-i-K
	24	i
	25	
Ранний миоцен	26	?
	27	
Поздний олигоцен	28	M
	29	M
	30	M
	31	M
	32	M
Средний олигоцен	33	M
	34	M
	35	M
	36	M
Поздний эоцен	37	M-i
	38	
	39	
	40	
	41	M-i
	42	
	43	
	44	
	45	M-i
Средний эоцен	46	
	47	M-i
	48	
	49	M-i
	50	M-i
	51	

Возраст	Керн	Глины
Четвертичный	1	PM-K
	2	PM
	3	M-i
	4	K-M-i
	5	PM
	6	M-i-K
	7	
	8	PM
	9	M-i-K
	10	
Поздний эоцен	11	M-i
	12	M-i
Ранний эоцен	13	M-i
	14	M-i
	15	M-i
Поздний палеоцен	16	M-i
	17	M-i
Ранний палеоцен	18	M-i
Магста-кампан	19	M-i-ch-V

Возраст	Керн	Глины
Плейстоцен	1	PM-ch-i
	2	
	3	
Поздний эоцен	4	
	5	M-i
Средний эоцен	6	M-i
	7	M-i
	8	M-i
Верхний альб	9	M
	10	M
Альб	11	M
	12	M
	13	M
	14	M
	15	M
	16	M
	17	M
	18	M
	19	M
	20	M
	21	M
	22	M
Нижний альб	23	M
	24	M
Нижний альб-верхний апт	25	M
	26	K
Верхний апт	27	M
	28	M
	29	M
	30	M
	31	M
Нижний апт	32	M
	33	K
	34	M-i
	35	M-i

12 – монтмориллонитовая со смешаннослойным (i-M); 13 – иллит-монтмориллонитовая с каолинитом и смешаннослойным (i-M); 14 – иллитовая со смешаннослойными (M-i) и (ch-V); 15 – окремнение (кристобалит и тридимит) и смешаннослойная (M-i); 16 – иллит-монтмориллонитовая; 17 – полиминеральная иллит-монтмориллонитовая с каолинитом; 18 – полиминеральная иллит-смешаннослойная (M-i) с каолинитом; 19 – смешаннослойная двух типов – (M-i) и (i-M) и каолинит.

Сокращения минералов см. на рис. 7

Таблица 24

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 403

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона	
1	2	3	4	5	6	
Плейстоцен	1-2-21-23 1-2-146-149 2-2-33-35 2-4-128-131	Фораминиферовый нанноил с примесью терригенного материала	Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, кварц, полевые шпаты Хлорит, иллит, следы монтмориллонита, кварц, полевые шпаты То же Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная, гидрослюдисто-хлоритовая	Органогенно-карбонатно-глинистых осадков ледового разноса терригенного материала зоны глубоководной седиментации	
	3-1-114-116 3-2-108-111 3-3-2-4		То же Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная, хлорит-гидрослюдисто-смешаннослойная		
	5-1-100-102 7-1-51-54		Фораминиферовый нанноил с редкими ходами илоедов	То же Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, кварц, полевые шпаты, кристобалит		
Поздний миоцен	9-5-130-133	Нанноил с редкими фораминиферами	Монтмориллонит, клиноптилолит, кварц, полевые шпаты	Монтмориллонитовая		Органогенно-карбонатных осадков зоны глубоководной седиментации
	12-1-123-125 13-2-107-110	Фораминиферовый нанноил с текстурами оползания	Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь каолинита, кварц, полевые шпаты Монтмориллонит, гидрослюда			
	16-2-134-136	Нанноил с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью	Монтмориллонит, гидрослюда, следы хлорита, кварц, полевые шпаты			

Поздний миоцен	18-2-51-54 19-1-97-101 19-2-22-27	Нанноил с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, кварц То же ”	Полиминеральная, хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая	
	22-5-37-40	Фораминиферовый нанноил с текстурами неопределенного типа	Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь каолинита, кварц, полевые шпаты		
	23-1-27-28	Фораминиферовый нанноил с примесью остатков кремневых организмов	Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, клиноптилолит, кварц		
Поздний и средний олигоцен	25-1-31-32	Нанномел с прослоями фораминиферного нанномела и примесью вулканического стекла	Монтмориллонит, следы иллита, кварц	Смешаннослойно-глауконитовая	Органогенно-карбонатных осадков с небольшой примесью остатков кремневых организмов и заметной примесью пирокластичекой зоны глубоководной седиментации
Средний эоцен	26-1-106-108		Смешаннослойный (M-i), следы хлорита, каолинита, кварца, полевые шпаты		
Ранний эоцен	28-1-89-92	Карбонатно-кремнистый туф с глауконитом	Глауконитоподобный, смешаннослойный (M-i), клиноптилолит	Монтмориллонитовая	Туфогенных органогенно-карбонатно-кремнеземистых осадков зоны относительно мелководной седиментации
	29-1-13-15 29-6-18-20	Туфы грубообломочные, витрокластические	Монтмориллонит, клиноптилолит, кварц, полевые шпаты Монтмориллонит, примесь иллита и аморфного вещества		Тэфроидных осадков зоны подвижно-мелководной седиментации

Т а б л и ц а 24 (окончание)

1	2	3	4	5	6	
Ранний эоцен	32-1-5-7 33-1-61-63  34-4-121-123  35-1-57-59	Песчаники крупно-средне-зернистые, с мелкой косо́й сходящейся слоистостью	Иллит, филлипсит, кварц Монтмориллонит (мало), примесь хлорита, каолинита, кварца, полевые шпаты, много аморфного вещества Смешаннослойный (M-i), небольшая примесь иллита, клиноптилолита, полевого шпата  Смешаннослойный (M-i), малая примесь иллита и хлорита, кварц, полевые шпаты	Смешаннослойная, иногда с монтмориллонитом	Песчаных и алевроито-глинистых осадков с обилием пирокластики (базальтового ряда) зоны подвижно-мелководной седиментации	
	37-2-14-16  37-5-7-9 38-2-49-51	Песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с мелкой косо́й штриховатой разнонаправленной и горизонтально-волнистой слоистостью	Смешаннослойный (M-i), незначительная примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата Монтмориллонит, небольшая примесь иллита Смешаннослойный (M-i) и (i-M), малая примесь хлорита, клиноптилолита, кварца			
	39-1-33-85 39-3-33-36 49-2-29-32		Монтмориллонит, примесь полевого шпата Монтмориллонит Монтмориллонит, незначительная примесь смешаннослойного (i-M)	Монтмориллонитовая		Тефроидных (базальтового ряда) осадков зоны подвижно-мелководной седиментации в условиях поступления пирокластического материала
	41-3-12-16 42-1-25-27 42-2-139-143	Туфы с горизонтально-волнистой и мелкой косо́й штриховатой слоистостью	Монтмориллонит, примесь цеолитов (анальцима) Монтмориллонит "			
	46-1-40-42	Песчаники мелкозернистые, с косо́й разнонаправленной слоистостью	Монтмориллонит, хлорит, примесь смешаннослойного (i-M) (с различными соотношением пакетов)	Хлорит-монтмориллонитовая		Песчано-алеврито-глинистых слабо сортированных осадков периферической части подвижной дельты

Т а б л и ц а 25

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 404

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
1	2	3	4	5	6
Плейстоцен	1-1-20 1-1-80 1-2-60 1-3-50 1-4-70-71	Фораминиферовый нанноил с включением галек и обломочного материала, с редкими ходами илоедов	Хлорит, иллит, незначительная примесь монтмориллонита, примесь кварца и полевого шпата То же " " "	Полиминеральная иллит-хлоритовая, иногда с монтмориллонитом, смешаннослойным (M-i) или каолинитом	Органогенно-карбонатных осадков с терригенным материалом зоны глубоководной седиментации
	1-4-120-121 1-5-19-22 1-5-80-81 1-6-115-116		Хлорит, иллит, примесь кварца, полевого шпата, следы доломита Хлорит, иллит, примесь кварца Иллит, хлорит, примесь кварца, полевого шпата Хлорит, иллит, примесь кварца и полевого шпата Хлорит, иллит, примесь кварца		
Поздний плиоцен	2-7-8-12 2-2-140-141		Иллит, хлорит, каолинит, примесь смешаннослойного (M-i), малая примесь кварца и полевого шпата Хлорит, иллит, монтмориллонит, примесь кварца и полевого шпата		
Ранний плиоцен	3-1-49-52	Нанноилы с редкими гальками базальтов	Иллит, хлорит, примесь кварца и полевого шпата	Полиминеральная хлорит-иллитовая, иногда примесь смешаннослойного (M-i)	Органогенно-карбонатных осадков зоны глубоководной седиментации
Поздний миоцен	4-2-85-89 6-2-3-6	Фораминиферовые нанноилы с редкими ходами илоедов	Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, каолинит, примесь кварца и полевого шпата Иллит, хлорит, незначительная примесь смешаннослойного (M-i), примесь кварца, клиноптилолита		
	Средний эоцен	7-1-40-41 7-3-69-72	Спонголит диатомовый, с примесью пепла, с мелкой косой штриховатой слоистостью и ходами илоедов	Следы монтмориллонита, примесь кварца и клиноптилолита Опал (?), примесь смешаннослойного (M-i)	Смешаннослойная (M-i)
Ранний эоцен		10сс-90-91 10-1-35-36 10-1-73-76	Спонголит диатомовый, с примесью пепла, с горизонтально-волнистой слоистостью и ходами илоедов	Смешаннослойный (M-i) Смешаннослойный (M-i), примесь кварца Смешаннослойный (M-i), примесь кварца, следы доломита	

Таблица 25 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Ранний эоцен	11сс-62-63 11-1-25-26	Туфогенные слабоизвестковистые спонголит-диатомиты с аутигенным глауконитом	Смешаннослойный (М-і), примесь кварца и клиноптилолита Смешаннослойный (М-і), примесь кварца	Смешаннослойная	Туфогенных органично-кремнеземистых осадков зоны относительно мелководной седиментации
	12-1-30 13-1-125 14-1-20 15-1-20 16-1-16-19	Туфогенные слабоизвестковистые диатомиты	Смешаннослойный (М-і), кристобалит, тридимит, примесь кварца Кварц, кристобалит, тридимит, клиноптилолит Кристобалит, тридимит, примесь кварца Кристобалит, тридимит, примесь кварца и клиноптилолита Кристобалит, тридимит, примесь клиноптилолита	Цеолит-кремнистая с монтмориллонитом или смешаннослойными	Туфогенных органично-карбонатно-кремнеземистых осадков зоны относительно мелководной седиментации
	16-1-20-21 16-1-130-131 16-2-117-118 16-2-144-150 16-3-16-18	Туфогенные литовитрокластические, органично-карбонатно-кремнеземистые отложения с обилием аутигенного глауконита	Кристобалит, тридимит, примесь кварца, клиноптилолита смешаннослойного (М-і)  Смешаннослойный (М-і), примесь кварца, клиноптилолита Кристобалит, тридимит, примесь кварца и клиноптилолита, следы монтмориллонита Монтмориллонит, смешаннослойный (і-М), примесь клиноптилолита Кристобалит, тридимит, примесь смешаннослойного (і-М)		
	17-1-128-129 17-2-116-117 17-3-60-62 17-5-60-61	Тэфроиды глинистые, глауконитовые, с горизонтально-волнистой слоистостью	Монтмориллонит, клиноптилолит Монтмориллонит Монтмориллонит, примесь кварца Монтмориллонит, примесь кварца и клиноптилолита	Монтмориллонитовая с цеолитом	Песчано-алеврито-глинистых осадков с примесью вулканогенного материала зоны прибрежного подвижного мелководья
	18-1-55 18-2-65	Тэфроиды голубовато-серые, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью	Монтмориллонит, примесь кварца Монтмориллонит		

19-1-20 20-1-90 21-1-46-47 21-2-141-142 21-3-73-74 21-4-18-19	Песчаники сильнокарбонатизированные, с горизонтально-волнистой слоистостью	Гидрослюда, смешаннослойный (M-i), примесь кварца Монтмориллонит, примесь кварца Монтмориллонит " " Смешаннослойный минерал (M-i) Монтмориллонит, незначительная примесь клиноптилолита	Монтмориллонитовая со смешаннослойным (M-i)	Песчано-алеврито-глинистых осадков с примесью вулканогенного материала зоны прибрежного подвижного мелководья
22-1-24-25 22-1-139  22-2-120 22-3-60-61 22-4-103-104 22-5-90-91 22-6-100-101	Алевриты крупнозернистые, с глауконитом и цеолитом и косой штриховатой слоистостью	Монтмориллонит, клиноптилолит Монтмориллонит, примесь клиноптилолита  Смешаннослойный (M-i), примесь клиноптилолита, кварца Монтмориллонит, примесь иллита, клиноптилолита, кварца То же Смешаннослойный (M-i) и (i-M), примесь клиноптилолита и кварца Монтмориллонит, клиноптилолит, малая примесь смешаннослойного (i-M)		
23-2-132-133 23-4-27-28 23-6-40-41 23-6-60-61	Песчаники мелкозернистые, с мелкой косой штриховатой слоистостью	Монтмориллонит, примесь кварца, клиноптилолита, иллита Монтмориллонит, примесь смешаннослойного (i-M), клиноптилолита, кварца Монтмориллонит Монтмориллонит, примесь кварца	Монтмориллонитовая с цеолитом	Песчано-алевролитовых осадков периферических частей подводной дельты
24-1-10-11	Песчаники крупнозернистые, с примесью глинистого вещества, с косой разнонаправленной слоистостью	Монтмориллонит		Гравийно-песчаных хорошо сортированных осадков зоны русловых протоков в подводной дельте

Мощная толща раннеэоценовых пород, представленных алевритами, глинами и диатомитами (кern 8–40), обладает довольно однообразным смешаннослойным (M-i) составом глинистой фракции (табл. 26). Но в ней отмечается туфогенный прослой (кernы 10–11) монтмориллонитового состава с примесью цеолита и окремнение в интервале 27–40.

Фораминиферовые нанноилы (с примесью песчано-алевритового материала ледового разноса) позднемиоценового, раннеплиоценового и плейстоценового возраста (кern 1–6) имеют ярко выраженный полиминеральный состав глинистой фракции. В ней преобладают иллит и хлорит, в виде незначительной примеси встречается смешаннослойный минерал (M-i) или каолинит.

#### Скважина 406

Отложения среднего эоцена (кernы 46–52), представленные мергелями, реже известняками, в составе глинистой фракции имеют смешаннослойный монтмориллонит-иллитовый минерал (M-i) с примесью иллита как отдельной фазы (табл. 27).

В верхней части среднего эоцена (кern 46), сложенной глинистыми известняками с фораминиферами, в составе фракции < 10 мкм присутствует железистый монтмориллонит. В фораминиферовых известняках позднего эоцена (кern 37–45) в глинистой фракции преобладает смешаннослойный минерал (M-i).

В фораминиферовом нанномелу (кernы 28–35) среднего–позднего олигоцена отмечается монтмориллонитовый состав глинистой фракции, иногда с примесью иллита. Фораминиферовый нанномел среднего миоцена (кernы 16–24) имеет в составе глинистой фракции монтмориллонит с небольшой примесью смешаннослойного (M-i), иллита и каолинита. В фораминиферовом нанномелу и в илах позднего миоцена–раннего плиоцена (кernы 3–15) в составе глинистой фракции доминирует полиминеральный смешаннослойный (M-i) комплекс с примесью иллита и каолинита. Фораминиферовые нанноилы плейстоцена (кernы 1–2) имеют также полиминеральный состав глинистой фракции, в котором установлены монтмориллонит, иллит, каолинит и примесь хлорита.

#### Распределение глинистых минералов в вертикальных разрезах скважин в районе Бискайского залива

Как уже отмечалось, скв. 400, 401, 402/402А, пробуренные в Бискайском заливе, вскрыли более древние осадки в сравнении с районом плато Рокколл (см. рис. 43).

#### Скважина 401

Позднемиоценовые белые органогенно-обломочные известняки микроолитового строения (кern 18–19) содержат глинистую фракцию, в составе которой доминируют иллиты. На втором месте стоят смешаннослойные минералы (M-i) с преобладанием набухающих пакетов. Кроме того, иногда отмечается небольшая примесь хлорита, смешаннослойных минералов хлорит-вермикулитового (ch-V) типа, клиноптилолита, кварца и полевых шпатов (табл. 28).

Раннепалеоценовые отложения (кernы 16–17) – розовато-серые пелитоморфные известняки с фораминиферами – отличаются преобладанием в составе глинистой фракции смешаннослойных минералов (M-i) и (i-M); среди них доминируют либо монтмориллонитовые, либо иллитовые пакеты. Отмечаются также примеси хлорита, клиноптилолита и кварца.

Отложения позднего палеоцена и раннего эоцена (кernы 11–15), представленные нанномелом, содержат глинистую фракцию, состоящую в основном из двух минералов – монтмориллонита (который доминирует) и смешаннослойного (M-i). В виде примеси отмечаются каолинит, хлорит, клиноптилолит и смешаннослойный (i-M).

Т а б л и ц а 26. Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 405

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фаціальная зона	
Плейстоцен	1-3-51-54	Фораминиферовый наноил с примесью песчано-алевритового материала	Иллит, хлорит, примесь смешаннослойного (M-i), кварц полевые шпаты	Полиминеральная хлорит-иллитовая	Органогенных осадков с примесью песчано-алевритового материала ледового разноса зоны глубоководной седиментации	
	5-1-121-128		Иллит, хлорит, каолинит, примесь смешаннослойного (M-i), кварц, полевые шпаты			
Ранний плиоцен - поздний миоцен	6-1-39-42		Иллит (слабо набухающий), хлорит, каолинит, примесь смешаннослойного (M-i)			
Ранний эоцен	8-3-19-21	Наннофораминиферовые илы с редкими ходами илоедов	Смешаннослойный (M-i), примесь клиноптилолита, незначительная примесь смешаннослойного (i-M)	Смешаннослойная (M-i) с примесью цеолита	Органогенно-карбонатных осадков зоны глубоководной седиментации	
	9-2-126-129		Смешаннослойный (M-i)			
	10-6-32-35	Фораминиферовые наноилы с примесью органогенного кремнезема и туфогенного материала	Монтмориллонит, незначительная примесь клиноптилолита	Монтмориллонитовая с цеолитом		
	11-1-50-52		То же			
	16-1-87-91	Диатомиты известковые, с примесью углистой пыли и прослоями глинистого вещества	Смешаннослойный (M-i)			Органогенно-известково-кремнеземистых осадков с прослоями глинистого вещества зоны относительно мелководной седиментации
	19-2-27-29					
	27-1-32-34	Глины известково-кремнеземистые, с прослоями глинистого материала, с горизонтальной, участками слабоволнистой слоистостью	Смешаннослойный (M-i), примесь кристобалита, тридимита	Смешаннослойная (M-i)		Глинистых отложений с примесью органогенно-известково-кремнеземистых осадков зоны мелководной седиментации
31-3-86-91	То же					
38-2-17-23	Алевриты мелкозернистые, известковистые, с прослоями известковистой глины, с мелкой косой выполаживающейся и прерывистой мелкой линзовидной слоистостью	"	"	Алеврито-глинистых осадков зоны мелководной седиментации		
40-2-101-105						

Т а б л и ц а 27

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 406

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фашиальная зона
1	2	3	4	5	6
Плейстоцен	2-2-142-144	Фораминиферовые нанноилы с примесью полимиктового несортированного материала	Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, следы хлорита	Иллит-монтмориллонитовая с каолинитом	Органогенно-карбонатных с примесью несортированного алевролитового материала ледового разноса зоны глубоководной седиментации
Ранний миоцен	3-1-107-109 4-2-91-95	Фораминиферовый нанноил	Смешаннослойный (M-i), иллит, каолинит, примесь хлорита Смешаннослойный (M-i), иллит, каолинит	Иллит-смешаннослойная с каолинитом	Органогенных осадков зоны глубоководной седиментации
Поздний миоцен	8-6-19-23 12-1-94-98 13-6-15-19	Фораминиферовый нанномел с горизонтально-волнистой слоистостью	Смешаннослойный (M-i), малая примесь иллита, следы каолинита Гидрослюда, каолинит, примесь смешаннослойного (M-i) Смешаннослойный (M-i), иллит, каолинит		
	Средний миоцен	21-2-24-28 24-2-25-26	Фораминиферовый нанномел с реликтами горизонтальной слоистости		
Средний - поздний олигоцен	29-1-52-56	Известково-водорослевый мел	Монтмориллонит, малая примесь иллита	Иллит монтмориллонитовая	Органогенно-карбонатно-кремнистых осадков зоны мелководной седиментации
	32-2-138-140	Фораминиферовый нанномел с мелкой косой штриховатой слоистостью	Смешаннослойный (M-i), иллит		Органогенно-карбонатно-кремнистых осадков относительно мелководной седиментации
	35-2-42-46	Фораминиферовый нанномел с редкими спиккулами губок	Монтмориллонит, иллит		

Поздний эоцен	38-3-44-46	То же	Монтмориллонит, кристобалит, тридимит	Смешаннослойная (M-i) с иллитом	Органогенно-карбонатных осадков зоны относительно глубоководной седиментации
	39-3-14-17 40-1-60-64	Известково-кремнисто-водорослевый известняк	Смешаннослойный (M-i) То же		Органогенно-карбонатно-кремнистых водорослевых осадков зоны мелководной седиментации
	40-3-121-124	Известняки фораминиферовые	Иллит, примесь хлорита, следы смешаннослойного (M-i)		
	42-4-7-9	Известняки глинистые, фораминиферовые, с горизонтальной слоистостью	Смешаннослойный (M-i), иллит, примесь кристобалита		
Средний эоцен	46-2-117-121		Монтмориллонит (железистый)	Иллит-смешаннослойная (M-i)	Органогенно-карбонатно-глинистых осадков зоны мелководной седиментации
	48-3-18-21 51-1-8-10	Мергели комковатые	Смешаннослойный (M-i), иллит, кристобалит Смешаннослойный (M-i), иллит		

Т а б л и ц а 28

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 401

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
1	2	3	4	5	6
Четвертичный	1-1-21-23	Мергелистые нанноилы с примесью песчано-алевритового материала с горизонтальной слоистостью	Иллит, хлорит, каолинит, примесь монтмориллонита и кварца	Полиминеральная хлорит-иллитовая	Органогенно-карбонатных осадков с примесью песчано-алевритового материала зоны глубоководной седиментации
	1-3-19-22		То же		
	1-5-120-124		Иллит, хлорит, каолинит, примесь смешаннослойного (M-i) и кварца		
	1-6-31-33		То же		
Поздний эоцен	2-1-23-25	Нанноилы с прослоями нанномела и глинистого вещества	Смешаннослойный (M-i), иллит (слабо набухающий), примесь каолинита, клиноптилолита и кварца	Иллит-смешаннослойная	

Таблица 28 (окончание)

1	2	3	4	5	6	
Средний эоцен	5-1-19-22 5-3-22-26 5-4-39-41	Нанномел с прослоями глинистого вещества, с горизонтальной слоистостью и включениями спикул губок	Монтмориллонит, иллит, (слабо набухающий), примесь каолинита, хлорита и кварца Монтмориллонит, иллит (слабо набухающий), малая примесь каолинита, клиноптилолита и кварца Монтмориллонит, смешаннослойный (i = M), примесь каолинита и кварца	Иллит-монтмориллитовая	Органогенно-карбонатных осадков зоны глубоководной седиментации	
	6-1-48-51 6-3-35-38 6сс 7-1-57-61 7-3-71-74		Нанномел с горизонтами окремнения, горизонтально-слоистый, с редкими ходами илоедов			Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита, клиноптилолита и кварца Монтмориллонит, иллит, каолинит, небольшая примесь хлорита, клиноптилолита, кварца То же Смешаннослойный (M-i), иллит, примесь каолинита, клиноптилолита, кварца Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита и кварца
	8-2-112-113 8-3-65-69 8-6-93-95 9-3-46-51 9-5-21-24 9-6-89-92 10-5-14-16					Нанномел с текстурами неопределенного типа

	10-7-10-12	То же	Монтмориллонит, иллит (слабо набухающий), примесь каолинита, хлорита, кварца и клиноптилолита	То же	То же
Ранний эоцен	11-2-90-92		Монтмориллонит, иллит, малая примесь каолинита, клиноптилолита и кварца	Смешаннослойно-монтмориллонитовая	Органогенно-карбонатно-глинистых осадков зоны относительно глубоководной седиментации
	11-2-128-130		Смешаннослойный (M-i) и (i-M), клиноптилолит кварц		
	11-3-84-86		Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита и клиноптилолита		
	12-1-80-85	Нанномел с прослоями глинистого вещества	Смешаннослойный минерал (M-i), иллит, каолинит, клиноптилолит, кварц		
	12-5-80-83		Смешаннослойный минерал (M-i), иллит, каолинит, примесь кварца и клиноптилолита		
Ранний эоцен	13-3-53-56	Нанномел с мергелистыми прослоями	Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), клиноптилолит, примесь кварца и каолинита		
	13-5-101-106		Монтмориллонит, иллит (слабо набухающая), каолинит, примесь кварца, хлорита и клиноптилолита		
Поздний палеоцен	14-2-64-67	Нанномел с прослоями глинистого вещества, текстурами взмучивания, ходами илоедов и мелкими конкрециями пирита	Смешаннослойный минерал (M-i), иллит, (слабо набухающий) каолинит, примесь кварца и небольшого количества хлорита		
	14-3-98-101		Монтмориллонит, иллит, малая примесь клиноптилолита, каолинита и кварца		
	14-5-45-46		Смешаннослойный (M-i), иллит, клиноптилолит, кварц		
Ранний эоцен	16-7-79-81	Нанномел фораминиферовый, с горизонтальной слоистостью	Смешаннослойный (M-i) и (i-M), следы хлорита, примесь кварца	Смешаннослойная с двумя типами минералов (M-i) и (i-M)	Органогенно-карбонатных осадков зоны относительно мелководной седиментации
	17-1-83-87		Смешаннослойный (M-i) и (i-M), клиноптилолит, примесь кварца		
	17-3-15-18	Нанномел с горизонтально-волнистой слоистостью	Клиноптилолит, примесь смешаннослойного (M-i) и (i-M) и кварца		
Маастрихт-кампан	18-1-28-30	Нанномел с оолитами	Иллит, смешаннослойный минерал (M-i), примесь клиноптилолита, кварца, следы смешаннослойного минерала (Ch-V)	Смешаннослойно-иллитовая	
Кампан	19-1-28-30	Нанномел с горизонтальной слоистостью	Иллит, смешаннослойный (M-i), примесь хлорита, кварца и полевого шпата		

Породы среднего эоцена (керны 5–10), сложенные зеленовато-серым нанномелом с кремнистыми остатками, в глинистой фракции содержат в основном монтмориллонит и иллит. Помимо них, наблюдаются небольшие примеси каолинита, хлорита, клиноптилолита и кварца.

Нижняя часть позднеэоценовой толщи, представленная нанноилами с диатомеями, спикулами губок и фораминиферами (керны 2–4), по составу глинистой фракции отличается от нижележащих отложений среднего эоцена преобладанием смешаннослойного минерала (M-i) и иллита. Из незначительных примесей присутствуют каолинит, клиноптилолит и кварц.

Наконец, четвертичные осадки (кern 1) – мергелистые, песчано-алевритовые нанноилы – отличаются ярко выраженным полиминеральным составом глинистой фракции. В нем преобладают иллиты, в меньшем количестве присутствуют хлорит и каолинит. В качестве несущественной примеси встречены монтмориллонит, смешаннослойный минерал (M-i) и кварц.

#### Скважина 402/402А

Отложения нижнего апта (кern 34–35), представленные зеленовато-серыми слабоалевритистыми, углистыми мергелями, в составе глинистой фракции имеют смешаннослойные минералы (M-i) и (i-M) и каолинит (табл. 29).

Отложения верхнего апта–нижнего альба (кern 23–33) – алевролиты, мергели и углистые глины – характеризуются преобладанием в глинистой фракции монтмориллонита, присутствием смешаннослойного минерала (i-M) с доминированием иллитовых пакетов, примесью каолинита и хлорита. Углистые алевродиты и мергели альба (кern 15–22) в составе глинистой фракции содержат монтмориллонит, гидрослюда, примесь каолинита, клиноптилолита, кристобалита и кварца. Карбонатно-кремнистые и туфогенные алеврито-глинистые породы альба (кern 11–14) имеют в составе глинистой фракции монтмориллонит и смешаннослойный минерал (i-M) с примесью аморфного кремнезема, кристобалита и тридимита.

Отложения среднего эоцена (кern 2–4), представленные темно-серыми карбонатно-кремнистыми породами, отличаются преобладанием в составе глинистой фракции минералов кремнезема (кристобалита и тридимита) с примесью смешаннослойных минералов (M-i и i-M) и клиноптилолита.

Отложения позднего эоцена (кern 5–1), представленные алеврито-глинистыми нанноилами, имеют в составе глинистой фракции смешаннослойные образования, минералы кремнезема и цеолит. Наконец, верхняя часть плейстоценовых осадков (кern 1), представленная переслаиванием фораминиферовых нанноиллов с алевритистыми глинами, имеют резко выраженный полимиктовый состав глинистой фракции, в котором преобладают гидрослюда и хлорит с небольшой примесью монтмориллонита и кварца.

#### Генетические связи глинистых минералов с фацциально-литологическими типами пород района плато Роколл

Формирование ассоциаций глинистых минералов тех или иных отложений тесно связано как с родоначальными породами, так и с общим процессом осадконакопления. В этой связи следует отметить некоторые черты глинообразования в осадках Атлантического океана, выявленные по материалам 48-го рейса в районе плато Роколл. При изучении глинистых минералов и их связей с литологическими типами пород выделено и несколько генетических типов глинистого вещества: 1) аутигенное седименто- и диагенетическое по вулканогенному материалу (монтмориллонит, глауконитоподобный минерал смешаннослойной структуры); 2) трансформационное по триоктаэдрическим слюдам биотитового ряда; это смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового (ch-M) и хлорит-вермикулитового (ch-V) ряда, возможно, часть иллит-монтмориллонитового (i-M), иногда набухающего хлорита и др.; 3) аллотигенное – деградированные глинистые минералы ближнего и дальнего разноса, связанного с

Таблица 29

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 402/402А

Возраст	№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
1	2	3	4	5	6
Плейстоцен	1-2-8-Е1	Фораминиферовые нано-алевритистые илы с текстурами оползания	Иллит, хлорит, незначительная примесь монтмориллонита, кварца	Полиминеральная хлорит-гидросподиастая	Органогенных алеврито-глинистых осадков зоны глубоководной седиментации
	1-2-10I-105		Смешаннослойный (M-i) и (i-M), следы хлорита и клиноптилолита	Смешаннослойная	
Поздний эоцен	5-1-72-76	Нанноилы с примесью алеврито-глинистого материала	Кристаллит, тридимит, кварц, клиноптилолит, следы монтмориллонита и иллита	Кремнистая с примесью смешаннослойных (M-i) и (i-M)	
	5-1-94-96		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), примесь кристаллита, тридимита, следы клиноптилолита		
	5-2-89-94		Смешаннослойный (M-i), иллит, примесь клиноптилолита и кварца		
Верхний альб	6-1-8-Ю	Известняки с примесью кремневых организмов с горизонтально-волнистой слоистостью	Кристаллит, тридимит, клиноптилолит, кварц		Органогенно-карбонатных осадков зоны относительно глубоководной седиментации
Альб	8-1-22-26	Органогенно-карбонатно-кремнистые образования с примесью вулканогенного материала	Кристаллит, тридимит, смешаннослойный (M-i) и (i-M)		Известково-кремнисто-алеврито-глинистых осадков с примесью туфогенного материала зоны относительно мелководной седиментации
	11-3-39-43	Туфогенные известково-кремнистые отложения с алеврито-глинистой примесью, горизонтально-волнисто-слоистые	Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), примесь каолинита, кристаллита и тридимита	Смешаннослойно-монтмориллонитовая с каолинитом	
	14-4-10-13		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), примесь каолинита, кристаллита и клиноптилолита		
	15-2-120-Е21	Туфогенные известково-кремнистые отложения с алеврито-глинистой примесью	Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристаллит, кварц		
	15-6-29-3I		Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристаллит, кварц, примесь каолинита		
16-1-50-5I	Алевролит мелкозернистый, с прослойками сапропелево-гумусового вещества	То же	Иллит-монтмориллонитовая	Карбонатно-глинисто-гумусовых осадков зоны мелководной седиментации	

Таблица 29 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Альб	17-2-143-144 17-3-20-22	Мел глинистый, темно-серый, с прослоями сапропелево-гумусового вещества	Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита	Иллит-монтмориллонитовая	Карбонатно-глинисто-гумусовых осадков зоны мелководной седиментации
	18-4-25-27 19-2-64-67 20-1-90-91 20-4-30-35	Мергели серые, с прослоями, обогащенными сапропелево-гумусовым веществом	Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита, следы хлорита		
	21-3-99-102 21-5-110-111 22-2-103-107	Мергели, глинистые, темно-серые, с прослоями сапропелево-гумусового вещества	То же Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита	Смешаннослойно-монтмориллонитовая с каолинитом	
	22-4-104-107 22-5-86-89		То же Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита, малая примесь хлорита		
22-6-65-68	Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита				
Нижний альб	23-1-94-97 24-1-124-126 24-5-24-27	Известняки-ракушняки с горизонтально-волнистой слоистостью	То же, следы хлорита Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кристобалит, кварц, примесь каолинита То же		
Ранний апт-нижний альб	25-2-63-69 25-4-113-118 25-5-10-15	Мергели темно-серые, слабо-алеаритистые, с прослоями сапропелево-гумусового вещества	Кристобалит, малая примесь монтмориллонита и гидрослюда, цеолита, кварца Монтмориллонит, гидрослюда, клиноптилолит, кварц, примесь каолинита То же		

30-1-101-103	Алевролиты с примесью гумусового материала и карбонатизированными прослоями	Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), малая примесь каолинита, кварца, следы хлорита	Смешаннослойно-монтмориллонитовая с каолинитом	Алевроито-глинистых осадков с примесью гумусового материала зоны мелководной седиментации
30-2-4-6	Алевролиты с примесью гумусового материала и карбонатизированными прослоями	Монтмориллонит, иллит, клиноптилолит, кварц, малая примесь каолинита		
30-3-69-71		Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита, цеолита и кварца		
30-5-68-70		То же		
30-6-44-47		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), примесь каолинита, кварца		
31-1-30-35		Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита и кварца		
31-2-55-59 31-5-34-35		То же, следы хлорита "		
32-2-101-105	Мергели алевролитистые, с прослоями сапропелево-гумусового вещества	Монтмориллонит, иллит, каолинит, кварц, следы хлорита	Смешаннослойно-монтмориллонитовая с каолинитом	Карбонатно-глинисто-гумусовых осадков зоны мелководной седиментации
32-3-91-95		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), каолинит, кварц		
32-4-88-91		Монтмориллонит, иллит, каолинит, кварц, следы хлорита		
32-5-32-36		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), каолинит, кварц, следы хлорита		
33-1-35-38	Нанномергель с фораминиферами и доломитизированными прослоями	Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), каолинит	Смешаннослойно-монтмориллонитовая с каолинитом	Алевроито-глинистых осадков с примесью гумусового материала зоны мелководной седиментации
33-3-137-140		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), примесь кварца, следы хлорита		
33-6-61-64		Монтмориллонит, смешаннослойный (i-M), следы хлорита		
35-4-46-50 35-5-54-57	Мергели плотные, с прослоями глинистого и алевроито-глинистого материала	Смешаннослойный (M-i) и (i-M), каолинит То же	Смешаннослойная (M-i) и (i-M) с каолинитом	Органогенно-карбонатно-глинистых осадков зоны относительно мелководной седиментации

колебаниями береговой линии; это гидрослюды, хлорит, каолинит; 4) аллотигенное – гидрослюды, хлорит, каолинит, иногда монтмориллонит, – связанное с ледовым разном крупнообломочного и глинистого минерала в плейстоцене. В результате действия одного или нескольких процессов и формировались ассоциации глинистых минералов в фашиально-генетических типах пород различного возраста.

#### *Генетическая связь монтмориллонитизации с вулканизмом*

В районе плато Рокколл в толще раннего эоцена довольно отчетливо устанавливается связь монтмориллонита с породами, формировавшимися за счет переотложения и переработки витро- и пирокластического материала основного базальтового состава. Эти породы мы вслед за Риттманом [Rittman, 1960] называем тефрогенными. Пролон тефрогенных пород и частью туфогенных аргиллитов особенно четко выражены в разрезах скв. 403 (керна 39–42 и 29–31) и 404 (керна 17–18 и 23). Для глинистой фракции этих пород характерен чисто монтмориллонитовый состав в сочетании с клиноптилолитом, реже – анальцимом, но без примеси других глинистых минералов. Наблюдения под поляризационным микроскопом показывают частичное замещение монтмориллонитом более крупных обломков вулканогенного материала и более полный переход в монтмориллонит его мелких зерен.

Образование монтмориллонита здесь связано с разложением и замещением основного вулканического стекла базальтового состава. Известно, что вулканические стекла базальтового состава значительно быстрее и легче разлагаются с переходом в монтмориллонит, чем кислые разности, однако в деталях этот процесс еще недостаточно изучен. Имеются указания Г. Ниб [Neeb, 1943] на наличие в современных осадках моря Банда весьма свежих обломков и зерен кислых вулканических стекол без всяких следов изменения. Следовательно, если говорить о стадиях породообразования, то основные вулканические стекла могут изменяться еще в путях переноса и отложения, т.е. уже в седиментогенезе и раннем диагенезе. При монтмориллонитизации сравнительно крупных зерен вулканического стекла (песчано-алевритовой размерности) в них появляется характерная агрегатная поляризация, но с сохранением еще значительной доли рентгеноаморфного вещества. Тот же процесс в более мелком витрокластическом материале глинистой фракции происходит с полным замещением стекловатых частиц монтмориллонитом, с характерными для него оптическими и рентгенографическими константами.

Обычно принято считать, что вулканические стекла непосредственно переходят в монтмориллонит без каких-либо промежуточных кристаллических фаз. Однако ранее было показано [Ратеев, Градусов, 1970] образование серии неупорядоченно смешанно-слоистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов по вулканическим стеклам при постседиментационных процессах. Тесная ассоциация монтмориллонита со смешанно-слоистыми образованиями, возможно, является результатом такого процесса. Аналогичные смешанно-слоистые минералы могут формироваться и при поствулканических процессах [Ратеев, Градусов, 1970; Ратеев, 1979], что наблюдается в базальтах Атлантического океана.

Монтмориллонитизация витрокластического материала в современную геологическую эпоху особенно широко развита в пелагических осадках окислительной зоны седиментации в Тихом океане, с огромным очагом в южном полушарии. Однако материалы океанического бурения, проведенного с "Гломара Челленджера", показали еще большую активность вулканизма в мезозое–кайнозое в сравнении с современной эпохой не только в Тихом, но и в Атлантическом океане. Это является основной причиной столь широкого распространения монтмориллонитовых минералов в отложениях мезозоя–кайнозоя Атлантического океана.

Если по основному базальтовому стеклу здесь интенсивно развивается монтмориллонит, то по витрокластическому материалу более кислого, андезитового состава образуется глауконитоподобный минерал смешаннослойной структуры. Особенно отчетливо этот процесс выражен в туффитовых породах андезитового состава (скв. 403, керн 25–28).

Глауконитоподобный минерал имеет здесь зеленую окраску и весьма характерный микроскопический облик с типичными аутигенными выделениями овальной формы, с трещинами синерезиса. Он образует крупные выделения в цементе (до 0,5 мм) в форме неправильных зерен, но с плавными очертаниями. Обычно они пересечены трещинками усыхания, возникшими в результате дегидратации и процессов "старения" первоначально коллоидального вещества. Кроме того, зеленый глауконитоподобный минерал дает каемки обрастания вокруг зерен кварца и полевых шпатов, образуя оолитоподобные формы. Он полностью замещает некоторые остатки диатомей и проникает в каналы спикул губок или выполняет полости раковин фораминифер. Однако, несмотря на внешнее сходство с глауконитом, кристаллическая структура этого глауконитоподобного минерала еще далека от типичного глауконита. Он имеет смешаннослойную структуру, в которой сильно преобладают монтмориллонитовые набухающие слои, с которыми неупорядоченно переслаиваются редкие пакеты железистой (собственно глауконитовой) гидрослюд, составляющие в нем не более 5–10%. Ранее в литературе описывался процесс глауконитизации преимущественно за счет изменения биотита. Здесь же мы можем наблюдать самый начальный процесс глауконитизации монтмориллонита путем вхождения катиона калия в его межслоевое пространство. Исследования В.Д. Шутова, М.Я. Каца, В.Д. Дрица и др. [1975] установили гетерогенность частиц глауконита даже в одном образце, что связано с вариациями физико-химической среды их образования (в частности, с колебаниями величин pH, Eh и др.) вследствие преобразования органического вещества.

Сущность седиментационно-диагенетической глауконитизации, по данным указанных авторов, состоит во вхождении, накоплении и закреплении катионов калия в кристаллической решетке монтмориллонита, с параллельным увеличением в ней катионов  $Fe^{3+}$  в октаэдрах и уменьшением  $Al_{VI}$ .

*Продукты трансформации метастабильных  
триоктаэдрических слюд биотитового ряда*

Процесс изменения триоктаэдрических слюд биотитового ряда хорошо виден при микроскопическом изучении карбонатных пород позднемелового возраста в скв. 401, 402/402А Бискайского залива и песчано-алевритовых углистых отложений раннего эоцена скв. 403 плато Роколл. В них хорошо видно расщепление сравнительно свежих крупных пластинок биотита на более мелкие чешуйки, обесцвечивание этих пластинок с выносом железа и переход их в железистую аутигенную гидрослюду в смешаннослойные минералы или хлорит при участии гумусового органического вещества. Судя по сравнительной свежести биотита в более мелководных отложениях скв. 401, 402/402А и большей интенсивности его разложения в более глубоководных осадках, можно полагать, что эти процессы трансформации биотита происходили в илистых осадках, т.е. в среде раннего морского диагенеза. Лишь незначительная часть тонких глинистых продуктов субаэрального разложения биотита (в виде гидробиотита и смешаннослойных минералов типа биотит–вермикулит) могла поступать в зону седиментации с суши в силу их малой устойчивости. Таким образом, с обилием биотита в углистых песчано-алевритовых породах раннего эоцена в скв. 403, 404 плато Роколл и в карбонатных породах позднего мела Бискайского залива связано наличие комплекса гидрослюдисто-хлоритовых (в том числе смешаннослойных) минералов, примешивающихся к минералам монтмориллонитовой группы туфогенного происхождения.

В числе смешаннослойных минералов встречены иллит-монтмориллонитовые обра-

зования (i-M) с малым содержанием набухающих пакетов, некоторые продукты смешаннослойных (ch-V) и (ch-M) минералов с неупорядоченным чередованием слоев. Однако промежуточные продукты разложения биотита рентгенографически диагностируются с трудом, несмотря на четкую картину при обычной поляризационной микроскопии. Возможно, какая-то доля смешаннослойных (M-i) минералов с очень малым количеством гидрослюдистых пакетов также может формироваться по биотиту, хотя их основная масса, вероятно, образуется по вулканокластике базальтового состава. К продуктам трансформации биотита нередко примешивается незначительная доля глинистых минералов дальнего разноса эоловым транспортом, турбидитными потоками и т.п. Это деградированные, аллотигенные хлориты, гидрослюды, каолинит и другие минералы.

*Влияние ледового разноса  
несортированного песчано-глинистого материала  
на формирование плейстоценовых океанических осадков*

При литологическом изучении плейстоценовых, относительно глубоководных осадков было обращено внимание на наличие в них несортированного обломочного материала разнообразного петрографического состава и размерности. Этот несортированный материал, сочетающийся с резко выраженным полиминеральным составом их глинистой фракции, разносился плавающими льдами не только в Северной Атлантике; он достигал 43—45° с.ш., соответствующей северной границе Испании. Это подтверждается данными М.С. Бараша [1974] по распределению танатоценозов планктонных фораминифер субарктического типа, южная граница которых (во время верхнего максимума последнего материкового оледенения) спускалась на юг до широты северных берегов Пиренейского полуострова в восточной части Атлантического океана и до Азорских островов — в западной. Эта граница совпадает с областью распространения несортированного обломочного материала. Данные М.С. Бараша [1974] подтверждаются и нашими исследованиями плейстоценовых осадков. Так, если обломочный материал ледового разноса имеет грубый облик в плейстоценовых осадках плато Роколл и более мелкий, но еще хорошо различимый в скважинах Бискайского залива, то в скв. 410 (49-го рейса) он едва улавливается в самых верхах плейстоцена, а в разрезах скв. 411, 412 (49-го рейса) и скв. 395, 396 (45-го рейса) вообще отсутствует.

Разнос дрейфовавшими льдами моренного и другого материала ледового покрова Арктических областей отражался на формировании не только песчано-алевритовой, но и глинистой фракции плейстоценовых осадков. Это влияние сказывалось в их ярко выраженной полиминеральности и в резких вариациях количественных соотношений минералов в вертикальных разрезах. В скв. 401 и 402 Бискайского залива в составе глинистой фракции заметно доминируют иллиты, в районе плато Роколл в скв. 404 — хлориты, а в скв. 403 — сильно набухающие смешаннослойные минералы (M-i), близкие к монтмориллониту. Наряду с этими минералами, но в меньших количествах распространены монтмориллонит и каолинит.

Влияние ледового разноса на формирование глинистой фракции плейстоценовых осадков обнаруживается и при сравнении полуколичественных оценок минерального состава их глинистой фракции с данными по современным осадкам [Biscaye, 1964; Griffin et al., 1968]. В плейстоценовых отложениях плато Роколл и Бискайского залива по сравнению с современными осадками более значительную роль играет хлорит (до 30%) [Ратеев и др., 1966]. Вероятно, это связано с его переотложением из метаморфических сланцев Гренландии и Скандинавии при участии ледников, сползавших в море, и дальнейшего разноса глинистого материала плавающими льдами. Содержание каолинита более или менее одинаково как в плейстоценовых, так и в современных осадках (в среднем приблизительно около 10%). Зато процент монтмориллонита в плейстоценовых осадках, видимо, ниже, чем в современных, что, вероятно, обусловлено более интенсивным оледенением в плейстоценовое время.

Минералогическое изучение глинистой фракции океанических осадков 48-го рейса показало следующее.

1. В районе плато Роколл в раннеэоценовых осадках подвижно-мелководной седиментации устанавливается прямая генетическая связь монтмориллонита с вулканизмом. Механизм образования монтмориллонита связан с монтмориллонитизацией обломков базальтовой лавы (слагающих тефрогенные породы) и цементацией их монтмориллонитом совместно с цеолитом без какой-либо примеси детритных минералов. Обилие монтмориллонита указывает на более значительную интенсивность вулканизма в раннеэоценовое время в районе плато Роколл (скв. 403 и 404). Активный базальтовый подводный вулканизм сочетался здесь с усилением тектонических движений.

В Бискайском заливе в прибрежно-морских отложениях мезозоя (скв. 402А) генетические связи монтмориллонита с вулканизмом имеют косвенный характер. Монтмориллонит, являясь здесь главным компонентом глинистой фракции алевритово-глинистых осадков, сочетался с примесью каолинита (увеличивающегося в алевритовых прослоях). Это указывает на его переотложение за счет размыва пород ближайшей суши.

2. Начальный процесс глауконитизации вулканогенного монтмориллонита состоит в преобразовании монтмориллонита в смешаннослойный минерал с появлением структурных пакетов К-Fe-иллита, с заимствованием катионов калия из иловых вод в результате растворения витрокластики андезито-базальтового состава или неустойчивых биотитовых слюд.

3. Распределение ассоциаций глинистых минералов в породах изученных скважин показывает, что вверх по разрезу (начиная со среднего эоцена—миоцена до плейстоцена включительно) возрастает роль полиминерального комплекса детритных глинистых минералов наряду с увеличением глубоководности отложений. Это может указывать не только на оледенение, но и на усиление береговой эрозии и смыва глинистого материала в результате колебаний общего уровня Мирового океана.

4. Резкие изменения количественных соотношений глинистых минералов в изученных разрезах плейстоценовых осадков в сочетании с несортированным обломочным материалом и разнообразием минералов песчано-алевритовой фракции указывают на заметное участие в процессе седиментации транспортировки плавающими льдами не только грубообломочного, но и более тонкого, глинистого материала. Однако интенсивность ледового переноса для изученных районов была неодинакова. Если в плейстоценовые осадки плато Роколл попадал более крупный обломочный материал больших плавающих льдов, то до Бискайского залива достигали лишь небольшие льдины с менее крупным алеврито-глинистым материалом.

#### ГЛАВА IV ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА (РЕЙС 49-й)

Во время 49-го рейса "Гломара Челленджера", проходившего в северной части Атлантического океана, было пробурено семь скважин, три из них (скв. 407, 408, 409) расположены между хребтом Рейкьянес и юго-восточным побережьем Гренландии (63–65° с.ш.) и четыре (скв. 410, 411, 412, 413) – в районе Срединно-Атлантического хребта (37–46° с.ш.). Скважинами были вскрыты базальты и осадочная толща миоцен-плейстоценового возраста.

В главе изложены результаты литолого-фациальных исследований надбазальтовой осадочной толщи (скв. 407, 408, 410, 412) и рассматриваются условия накопления осадков. Кроме того, приведены данные по глинистым минералам, их распределению в вертикальных разрезах скважин, а также дано описание геохимии породообразующих элементов и распределения углеводородных газов в базальтах.

## ЛИТОГОЛО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На той части Северо-Атлантической акватории, которая исследовалась экспедицией "Гломар Челленджер" при 49-м рейсе, осадочной кровлей базальтов служит миоцен-плейстоценовая толща, сложенная в основном однообразными на вид, светлыми, палевыми и почти белыми фораминиферовыми нанноилами. Только в самых северных разрезах толщи (скв. 407, 408) отчетливо выделяется темно- и коричнево-серой окраской серия осадков плейстоценового возраста, а отложения самых нижних горизонтов миоцена характеризуются здесь светло-зеленым цветом (скв. 408). При детальном исследовании в миоцен-плейстоценовой толще можно выявить разнотипные отложения и наметить ее расчленение.

В нашем распоряжении был керновый материал по четырем скважинам (407, 408, 410 и 412). Результаты исследований показали следующее. Карбонатность осадков составляет 35–96% и зависит главным образом от содержания в них раковин фораминифер и скелетных остатков наннопланктона. Нерастворимый остаток илов разнообразен и по гранулометрии, и по минеральному составу. В нем может быть разное количество остатков кремневых организмов, пирокластического материала (в основном осколков стекол), аллотигенного (терригенного) и автохтонного (местных источников размыва) обломочного материала, глинистого вещества (детритного и аутигенного). Количество нерастворимого остатка и его вещественный состав позволили установить здесь литологические типы пород. Закономерная смена этих типов пород по разрезу послужила основанием для расчленения рассматриваемых разрезов осадочной толщи на литологические серии и подсерии (рис. 44).

Кратко остановимся на характеристике осадочной толщи. Все скважины дошли до базальтов. Описание серий и подсерий приведено снизу вверх по разрезу.

### *Скважина 407*

Устье скважины находится на глубине 2472 м, а общая мощность разреза – 458,5 м, из них около 340 м составляют осадочные породы. Разрез осадочной толщи расчленяется на три литологические серии. В нижней серии (III) можно выделить три подсерии, в средней (II) – две, а самая верхняя серия (I) не делится более детально. Возрастная характеристика серий взята нами из бортового журнала "Гломара Челленджера" 49-го рейса. Серия III в основной части относится к среднему миоцену и только ее самые нижние слои (скв. 407, керн 29, 30) датируются ранним миоценом. В серии II нижняя подсерия (IIб) в возрастном отношении связана с поздним миоценом, а верхняя подсерия (IIа) – с плиоценом. Серия I относится к плейстоцену.

**Серия III** (см. рис. 44, керн 18–30, мощность ~117 м). Эта серия пород залегает на базальтовом ложе; к сожалению, в нашем распоряжении не было образцов из их непосредственного контакта.

**Подсерия IIIв** (керн 24–30) – туфогенные, органогенные кремнезем-карбонатные илы с обилием осколков темноцветных вулканических стекол, с аутигенным монтмориллонитом, с обломками местных пород (монтмориллонитизированные туфы и др.); присутствуют кристаллики аутигенного цеолита. Монтмориллонитовый минерал образует изолированные сгустки и часто заполняет камеры раковин фораминифер. Карбонатность этих пород, как правило, относительно не очень высокая (примерно 40%) и обусловлена присутствием раковин фораминифер и остатков наннопланктона. Нерастворимый остаток во фракциях 0,25–0,10 и 0,10–0,01 мм в большом количестве содержит скелетные остатки кремневых губок, диатомей и обломки основных вулканических стекол; часто встречаются осколки кристаллов моноклинного пироксена.

**Подсерия IIIб** (керн 20–23) – известковистые диатомиты (~50% CaCO<sub>3</sub>) с обилием спикул кремневых губок. Присутствуют мелкие осколки вулканических стекол разного состава. Встречен прослой (керн 22, секция 1), богатый кислой витрокластикой. всюду присутствуют агрегатные зерна бледно-зеленого монтмориллонито-

вого минерала. Раковинки фораминифер редки, карбонатность илов зависит главным образом от количества в них кокколитового материала. Основная масса осадков состоит из остатков кремневых организмов.

**Подсерия IIIa** (керн 18–19) – фораминиферовые нанноилы с заметной примесью органогенного кремнезема, осколков вулканических стекол разного состава. Изредка встречаются прослои, даже обогащенные витрокластическим материалом, агрегатами смектита, аутигенным цеолитом. Осадки этой серии в общем характеризуются еще достаточно высоким содержанием нерастворимого остатка (~45%), в гранулометрическом спектре которого наряду с пелитоморфным материалом всегда имеется примесь алевритовых частиц, представленных витрокластикой и органогенной  $\text{SiO}_2$ .

**Серия II** (керн 6–17, мощность 108 м). Осадки серии II расчленяются по литологическим признакам на две подсерии.

**Подсерия IIб** (керн 16–17) – нанноилы с обломками и целыми раковинами фораминифер с примесью алевритового терригенного материала и продуктами размыва местных пород (зеленые монтморишлонитизированные туфы и др.). Алевритовые частицы принадлежат кварцу, полевым шпатам, кремнисто-глинистым агрегатам; в тяжелой фракции преобладают зерна роговой обманки и эпидота; присутствуют также магнетит, циркон, дистен, рутил. Остатки кремневых организмов встречаются редко. Создается впечатление, что осадки подсерии IIб лежат на подстилающих их породах подсерии IIIa со следами размыва.

**Подсерия IIа** (керн 6–15) – светлые, почти белые фораминиферовые нанноилы, лишь в прослоях (керн 10, 11) обогащенные осколками кислых вулканических стекол. Раковины фораминифер имеют разные размеры и неравномерно распределены в тонкозернистой кокколитовой массе, в изобилии содержащей неопределимый раковинный детрит. Эти илы характеризуются высоким содержанием карбоната (до 78%). Нерастворимый остаток (~22%) на 90% состоит из глинистого материала (< 0,01 мм). Алевритовая примесь незначительна. Среди алевритовых частиц имеются кварц, полевые шпаты, эпидот, вулканические стекла; остатки кремнистых организмов встречаются лишь спорадически. Местами наблюдаются текстуры оползания, прослои микробрекчий.

**Серия I** (керн 1–5, мощность ~45 м). Эта серия пород в разрезе скв. 407 не поддается расчленению по литологическим признакам, слагающие ее осадки неравномерно засорены полимиктовым терригенным материалом ледового разноса по океанической акватории. В основном это серые и темно-серые известковистые глины с раковинами фораминифер и со значительной примесью песчаного и алевритового (реже более грубообломочного) терригенного материала. Лишь некоторые прослои (керн 3, секция 1) окрашены более светло и представляют собой фораминиферовые нанноилы, менее глинистые ( $\text{CaCO}_3$  до 70%) и слабее засоренные терригенными частицами. В большинстве же случаев глинистые илы содержат около 35%  $\text{CaCO}_3$  (раковины фораминифер и кокколиты). В основной глинистой массе терригенный материал распределен очень неравномерно, а его состав крайне разнообразен: зерна кварца, полевых шпатов, кислых и основных стекол, пластинки слюд, куски базальта, андезита, метаморфических сланцев, алевролитов, глинисто-углистых сланцев и т.д. Среди тяжелых минералов много зерен моноклинного пироксена, роговой обманки, граната, циркона, присутствуют дистен, рутил. Встречаются обломки спикул кремневых губок, панцири диатомей.

Совершенно очевидно, что осадки, объединенные нами в серию I, накапливались в достаточно глубоководной зоне океана и были сугубо биогенными, но во время их седиментации отторженцы материковых льдов (айсберги) постоянно вносили в эти осадки полимиктовый, терригенный материал.

#### *Скважина 408*

Скв. 408 расположена на глубине 1624 м; длина ее 370 м, из которых ~330 м представляют собой осадочные породы. По литологическим признакам разрез осадочной толщи, пройденный скв. 408, делится на три серии. Верхняя серия (I) вся укладывается в рамки плейстоценового возраста. Средняя серия (II) делится на две подсерии: верхняя подсерия (IIa) охватывает весь плиоцен и частично – поздний мио-

Возраст	Керн	Литология		Серия	Подсерия
Плейстоцен	1, 2	┌	└	I	
	3, 4		└		
	5, 6	┌	└		
	7, 8		└		
	9, 10	┌	└		
	11, 12		└		
	13, 14	┌	└		

Р и с. 44. Схема литологического и фациального строения разрезов осадочной толщи по скв. 407, 408, 410, 412

Условные обозначения см. на рис. 31

Возраст	Керн	Литология		Серия	Подсерия	
Плейстоцен	1, 2	┌	└	I		
	3, 4	┌	└			
	5, 6	┌	└			
	7, 8	┌	└			
	9, 10	┌	└			
Плиоцен	11, 12	┌	└	II		
	13, 14	┌	└			
	15, 16	┌	└			
Мiocен	N <sup>3</sup>	17, 18	┌	└	III	
		19, 20	┌	└		
		21, 22	┌	└		
		23, 24	┌	└		
	N <sup>2</sup>	25, 26	┌	└	IV	
		27, 28	┌	└		
		29, 30	┌	└		
		31, 32	┌	└		
		33, 34	┌	└		
		35, 36	┌	└		

цен, нижняя подсерия (IIб) вся относится к позднему миоцену. Нижняя серия (III) также делится на две подсерии: верхняя подсерия (IIIа) соответствует среднему миоцену, а нижняя (IIIб) датируется средним и ранним миоценом.

**Серия III** (керн 24–36, мощность ~117 м). Подсерия IIIб (керн 31–36) – светлые, зеленовато-серые туфогенные, органогенные фораминиферо-кокколит-спонголитовые илы (~42% CaCO<sub>3</sub>) с обилием осколков вулканического стекла разного состава и аутигенного монтмориллонитового минерала. Много обломков местных пород (зеленых эффузивов и др.). Местами так много обломочного материала, что в осадке проявляется микробрекчиевая текстура. Нерастворимый остаток (~58% от всей породы) состоит в основном из органогенного SiO<sub>2</sub> (остатки скелетов губок) и вулканических стекол. В алевритовой фракции бескарбонатной части осадков присутствуют обломки кристаллов моноклинного пироксена и изредка отмечаются зерна кварца. Почти все камеры раковин фораминифер выполнены бледно-зеленой монтмориллонитовой массой.

Подсерия IIIа (керн 24–30) – светло-серые туфогенные кремнисто-карбонатные (до 53% CaCO<sub>3</sub>) биогенные илы. Карбонатность обусловлена кокколитами и раковинами фораминифер. Нерастворимый остаток в основной части состоит из остатков панцирей диатомей и кремневых губок, осколков вулканического стекла (разного состава) и глинистого материала. Витрокластический материал несортирован в пределах песчано-алевритовых фракций. Много аутигенного монтмориллонитового минерала. Среди алевритовых частиц отмечаются осколки кристаллов пироксена, свежие зерна плагиоклазов; редко попадаются зерна кварца.

**Серия II** (керн 6–23, мощность ~171 м). Подсерия IIб (керн 17–23) – светлые,

Возраст	Керн	Литолягия	Серия	Подсерия
Плейстоцен	1, 2	-----	I	
	3, 4	-----		
	5, 6	-----		
Плиоцен	7, 8	⊥ ⊥	II	а
	9, 10	⊥ ⊥		
	11, 12	⊥ ⊥		
	13, 14	⊥ ⊥		
	15, 16	⊥ ⊥		
	17, 18	⊥ ⊥		
Миоцен	N <sup>3</sup>	19, 20	⊥ ⊥	б
		21, 22	⊥ ⊥	
		23, 24	⊥ ⊥	
		25, 26	⊥ ⊥	
	N <sup>2</sup>	27, 28	⊥ ⊥	а
		29, 30	⊥ ⊥	
		31, 32	⊥ ⊥	
	N <sup>1</sup>	33, 34	⊥ ⊥	б
		35, 36	⊥ ⊥	
			⊥ ⊥	

Возраст	Керн	Литолягия	Серия	Подсерия	
Плейстоцен	1, 2	-----	I		
	3, 4	-----			
	5, 6	-----			
Плиоцен	7, 8	⊥ ⊥	II	а	
	9, 10	⊥ ⊥			
	11, 12	⊥ ⊥			
	13, 14	⊥ ⊥			
	15, 16	⊥ ⊥			
	17, 18	⊥ ⊥			
Миоцен	N <sup>3</sup>	19, 20	⊥ ⊥	б	
		21, 22	⊥ ⊥		
	N <sup>2</sup>	23, 24	⊥ ⊥	III	б
		25, 26	⊥ ⊥		
		27, 28	⊥ ⊥		
	N <sup>1</sup>	29, 30	⊥ ⊥		

почти белые наннофораминиферовые илы с остатками кремневых организмов, с редкими прослоями (керн 18, 22), обогащенными осколками кислых вулканических стекол. Карбонатность илов высокая ( $\text{CaCO}_3 \sim 69\%$ ), нерастворимый остаток ( $\sim 32\%$ ) состоит в основном из пелитоморфной глинистой массы и небольшого количества ( $\sim 5-10\%$ ) алевритового материала. Последний включает частицы кварца и полевого шпата, глинисто-кремнистые агрегаты, остатки кремневых организмов, а в некоторых прослоях отмечаются осколки стекол.

Подсерия IIa (керн 6-16) — светлые, почти белые наннофораминиферовые илы с прослоями (керн 10-12), обогащенными осколками кислых стекол. Остатки кремневых организмов редки; встречаются раковинки фораминифер разных размеров, много раковинного детрита. Карбонатность илов высокая (85-90%). В нерастворимом остатке преобладает пелитоморфный материал ( $< 0,01\text{ мм}$ ); кроме того, в нем спорадически встречаются осколки вулканических стекол, алевритовые частицы кварца и полевых шпатов. Породы подсерии IIa сходны с породами подсерии IIб, но отличаются от последних меньшей примесью биогенного  $\text{SiO}_2$  и вулканического стекла.

Серия I (керн 1-5, мощность  $\sim 45\text{ м}$ ). Глины темно-серые и коричневые, известковистые, с остатками фораминифер, с постоянной и значительной полимиктовой терригенной песчаной и алевритовой примесью. Карбонатность этих илов составляет в среднем 34% и обусловлена главным образом присутствием раковин фораминифер. Только в редких маломощных прослоях (керн 2, секция 5) содержание карбоната доходит до 62% за счет обогащения глины кокколитами и уменьшения роли терригенной примеси. Обломочный материал вполне аналогичен таковому осадков серии I скв. 407. Терригенные зерна принадлежат кварцу, полевым шпатам, вулканическим стеклам, пластинкам слюд, обломкам базальтов, метаморфических и других сланцев и т.д.

Осадочная толща, вскрытая скв. 410, очень однообразна. Она состоит в основном из светлых, палево-желтых и совсем белых органогенных известняков (до 96%  $\text{CaCO}_3$ ) – наннофораминиферовых и фораминифероанновых осадков. Кое-где улавливается небольшая примесь кислой витрокластике. Согласно данным бортового журнала "Гломара Челленджера" 49-го рейса эта толща включает осадки позднего миоцена, раннего плиоцена, нерасчлененного плиоцена и плейстоцена. По литологическим признакам толща кажется почти однородной, однако она может быть (очень условно) расчленена на четыре серии.

Верхняя серия (I) хорошо выделяется тем, что ее нижний возрастной предел точно совпадает с нижней границей плейстоцена. Серия II имеет плиоценовый возраст, серия III относится к позднему миоцену, а серия IV – к раннему миоцену. В цоколе осадочной толщи залегают базальты.

Серия IV (кern 25–36, мощность 108 м). Наннофораминиферовые илы, разных размеров раковины фораминифер и их мелкие осколки неравномерно распределены в тонкозернистой кокколитовой массе. В нижней части этой серии в илах встречаются куски местных пород (монтмориллонитизированных). В подошве (кern 36) этой серии присутствуют куски известняков с микробрекчиевой текстурой.

Серия III (кern 17–24, мощность ~72 м). Эта серия состоит из фораминифероанновых илов. Тонкозернистая кокколитовая масса преобладает над раковинами фораминифер. Карбонатность илов высокая (~78–80%). Нерастворимый остаток состоит в основном из пелитоморфного (<0,01) материала; спорадически встречаются частички кварца, полевых шпатов, спикул кремневых губок и скелеты диатомей. Местами (кern 19) заметна примесь осколков кислых вулканических стекол.

Серия II (кern 11–16, мощность ~54 м). Серия объединяет наннофораминиферовые илы. Местами наблюдается небольшая примесь алевритовых частиц кварца и полевых шпатов; кое-где встречаются остатки кремневых организмов, мелкие обломки косточек рыб. Раковины фораминифер имеют различные размеры и обычно преобладают над кокколитовой массой (в шлифе занимают большую площадь).

Серия I (кern 1–10, мощность ~90 м). Серия сложена наннофораминиферовыми илами с песчано-алевритовой терригенной примесью. Последняя рассеяна в карбонатном илу очень неравномерно, ее количество в общем незначительно. Лишь верхние 9 м разреза (кern 1) сравнительно богаче терригенной примесью, однако и здесь карбонатность осадков остается высокой за счет раковин фораминифер и кокколитовой основной массы. Терригенный материал разнообразен по составу: зерна кварца и полевых шпатов, пластинки слюд, обломки пород, зерна пироксена. В отдельных прослоях осадков этой серии особенно много фораминифер.

### Скважина 412

Осадочная толща, вскрытая скв. 412, имеет сравнительно небольшую мощность (~125 м) и залегают, по-видимому, трансгрессивно на базальтах. Она сложена исключительно плейстоценовыми отложениями и состоит из очень монотонной серии кокколитфораминиферовых илистых осадков, содержащих примесь спикул кремневых губок, скелетные остатки диатомей, осколки кислых вулканических стекол. В основании толщи (кern 14) встречается много кусков зеленой монтмориллонитовой массы, в верхней части (кern 1) обнаружены твердые глинистые кусочки. Интересно отметить, что в отличие от более северных разрезов (скв. 407, 408) здесь плейстоценовые осадки лишены терригенной полимиктовой примеси, связанной с ледовым разносом.

\* \* \*

В итоге литологических исследований разрезов осадочной кровли базальтов, а также на основании данных стратиграфии можно сделать некоторые выводы.

1. Заслуживает внимания закономерное изменение возрастной характеристики разрезов кровли с юга, т.е. от Срединного хребта, на север. В этом направлении посте-

пенно увеличивается возрастной предел осадков, слагающих кровлю. Так, в самом южном разрезе (скв. 412) кровля представлена очень молодыми отложениями – плейстоценовыми, севернее (скв. 410) основание кровли сложено верхнемиоценовыми осадками. Еще севернее (скв. 408 и 407) кровля включает средне- и даже нижнемиоценовые отложения.

2. Миоцен-плейстоценовая толща сложена осадками, которые накапливались в достаточно глубоководных частях океана, где шло осаждение главным образом органогенного материала (преимущественно карбонатного). Мы связываем образование таких осадков с макрофациями глубоководных океанических зон. Однако можно сказать, что в начале седиментационного цикла (в ранне- и среднемиоценовый период) осадконакопление протекало еще в относительно глубоководных условиях по сравнению с более поздним временем (от позднего миоцена до плейстоцена включительно), когда седиментация осуществлялась при больших глубинах.

3. За весь период формирования рассматриваемой толщи, по крайней мере дважды, существенно нарушались условия накопления осадков, причем вне зависимости от глубоководной области седиментации. Вызывались эти нарушения общегеологическими событиями – как региональными, так и планетарными.

Действительно, в раннем и среднем миоцене в прилежащих областях проявлялась активная вулканическая деятельность. В результате в описываемую область седиментации в значительном количестве поступал пепловый материал, который обогащал биогенно-карбонатные осадки витролитокластикой и своей высокой химической активностью определял ход диагенетических процессов. Возникали аутигенные цеолиты и монтмориллонит. Синхронный вулканизм осадочных областей способствовал расцвету в поверхностных водах океана кремневых организмов. Их высокая продуктивность обеспечивала обильное поступление биогенного кремнезема и в глубоководные осадки. Начиная с позднего миоцена накопление осадков шло в относительно спокойный период вулканической деятельности. Образовывались органогенно-карбонатные (наннофораминиферовые) илы, почти лишенные биогенного кремнезема. Лишь изредка усиливались пеплопады и осадки обогащались осколками кислых вулканических стекол.

Второе геологическое событие относится к плейстоцену и было вызвано материковым оледенением северного полушария. По широкой акватории океана айсберги разносили несортированный полимиктовый материал, который мог засорять осадки любой глубоководной зоны.

Интересно отметить, что скв. 410 расположена вблизи южной границы распространения плейстоценовых отложений, богатых терригенным материалом ледового разноса. В разрезе этой скважины только самые верхние горизонты плейстоцена засорены песчано-глинистым материалом. Главную же по мощности часть этой серии составляют наннофораминиферовые илы. Южнее, в разрезе по скв. 412, терригенный материал полностью отсутствует.

### ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДКОВ

Комплекс глинистых минералов в относительно молодых осадках 49-го рейса (от раннего миоцена до плейстоцена включительно) отличается бедностью их ассоциаций и однообразием распределения. Кроме того, в скважинах северного района глинистая фракция осадков сильно обогащена аморфными веществами – либо вулканическими стеклами, либо опаловым веществом кремнистых органических остатков. Тем не менее по некоторым деталям распределения глинистых минералов оказалось возможным расчленить отложения на те же толщи, которые выделяются и по литолого-петрографическим признакам (терригенным минералам, пирокластам, витрокластам и т.п.).

Нами исследовалась в основном глинистая фракция размером  $<0,01$  мм ( $<10$  мкм), поскольку она лучше отражает состав пелитовых частиц, содержащихся в породе. Идентификация отдельных видов слоистых силикатов производилась на основе рентгендифрактограмм, которые снимались на дифрактометре марки "ДРОН-1" на  $\text{CuK}\alpha$ -излучении.

чении при напряжении 35 кВ и 20 мА. Скорость сканирования составляла 2°/мин. Съемка велась для трех состояний образца: природного – воздушно-сухого, насыщенного глицерином и прокаленного при 550°С. Для отличия хлоритовой фазы от каолиновой применялась обработка образцов 100%-ной HCl.

В результате изучения глинистой фракции в кайнозойских и четвертичных отложениях обнаружены монтмориллонит, диоктаэдрические гидрослюды, триоктаэдрические хлориты и смешаннослойный минерал с резким преобладанием набухающих слоев (примерно до 80–90%). Рентгенографически они характеризуются наличием дифракционных максимумов 13–16,4Å для воздушно-сухого препарата, 18,6–19,6Å – для насыщенного глицерином и 9,93–10,0Å – для прокаленного при 550°С с заметной асимметрией со стороны малых углов. Рентген-дифрактограммы каолинита, триоктаэдрического хлорита и монтмориллонита не имеют особых отличий от стандартных минералов. Кроме глинистых минералов и аморфных веществ, в составе глинистой фракции < 0,01 мм встречены цеолит (филлипсит), полевые шпаты и кварц.

#### Распределение глинистых минералов по вертикальным разрезам скважин северного района (между хребтом Рейкьянес и юго-восточным побережьем Гренландии)

Распределения глинистых минералов по скважинам описываются снизу вверх, что более отвечает истории геологического развития региона (рис. 45).

#### *Скважина 408*

В толще нижнего–среднего миоцена (кern 31–34), представленной туфогенными спонголит-фораминиферовыми нанноилами с обломками вулканических стекол, глинистая фракция сложена чистым монтмориллонитом, иногда с филлипситом (табл. 30). Отложения среднего миоцена (кern 24–30) – туфогенные спонголит-фораминиферовые нанноилы, обогащенные темноцветными вулканическими стеклами, имеют тот же монтмориллонитовый состав глинистой фракции (иногда с филлипситом), что и в нижнем миоцене, но с очень значительной примесью аморфных веществ. Последние представлены не только вулканическими стеклами разного состава, но и биогенным кремнеземом.

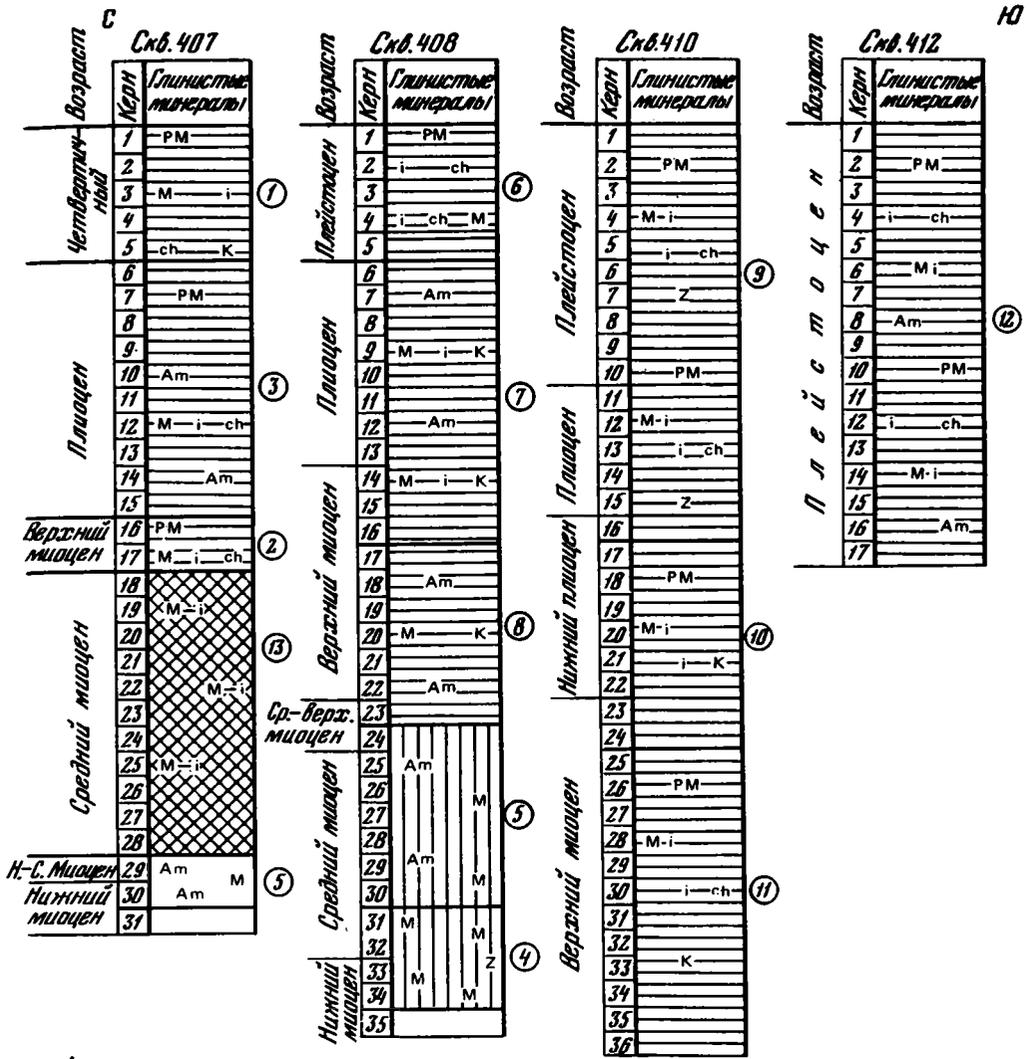
Отложения среднего–верхнего миоцена (кern 14–23) – наннофораминиферовые илы (с остатками кремневых организмов и обломками вулканических стекол) – имеют в глинистой фракции обилие аморфных веществ (преимущественно за счет биогенного опала) с примесью монтмориллонита и каолинита. Лишь в верхнем слое плиоценовой толщи в обр. 13–1–60–62 наряду с монтмориллонитом и каолинитом появляется иллит.

Отложения плиоцена (кern 6–13) представлены фораминиферовыми нанноилами (с примесью алеврита и кислых вулканических стекол); в составе глинистой фракции, помимо аморфных веществ (за счет кислых вулканических стекол), присутствуют примеси монтмориллонита и иллита. Наконец, осадки плейстоцена (кern 2–4) (с фораминиферами и несортированным полимиктовым терригенным материалом ледового разноса) имеют полиминеральный состав глинистой фракции. В нем наряду с аморфными веществами и монтмориллонитом усиливается роль гидрослюд, а иногда и хлорита в сильно варьирующих соотношениях.

#### *Скважина 407*

Отложения нижнего и низов среднего миоцена (кern 29–39), представленные туфогенными спонголит-фораминиферовыми нанноилами (с обилием темных вулканических стекол), характеризуются обилием аморфного стекловатого вещества и примесью аутигенного монтмориллонита (табл. 31).

Отложения среднего миоцена (кern 18–28) – известковистые диатомиты (с обломками вулканических стекол разного состава) и толща фораминиферовых нанноилов



Р и с. 45. Распространение глинистых минералов в скважинах 49-го рейса

Ассоциации: 1 – полиминеральная иллит-монтмориллонитовая с хлоритом и каолинитом; 2 – полиминеральная иллит-монтмориллонитовая с хлоритом; 3 – полиминеральная с аморфным веществом (Am) и примесью монтмориллонита, иллита и хлорита; 4 – монтмориллонитовая с цеолитом (филлипситом); 5 – аморфные вещества с примесью монтмориллонита; 6 – хлорит-иллитовая с монтмориллонитом; 7 – полиминеральная: аморфные вещества с примесью монтмориллонита, иллита и каолинита; 8 – аморфные вещества с примесью монтмориллонита и каолинита; 9 – полиминеральная иллит-смешаннослойная (M-i) с хлоритом; 10 – полиминеральная иллит-смешаннослойная с каолинитом; 11 – полиминеральная иллит-смешаннослойная с хлоритом и каолинитом; 12 – хлорит-иллитовая с примесью смешаннослойного (M-i); 13 – смешаннослойная с сильно набухающим минералом (M-i). Сокращения минералов см. на рис. 7

(кern 18–19) – имеют глинистую фракцию смешаннослойного (M-i) состава, нередко с филлипситом и кварцем.

Отложения верхнего миоцена (кern 16–17) – фораминиферовые наноилы (обогащенные вулканическими стеклами кислого состава) – характеризуются полиминеральным составом глинистой фракции. В нем присутствуют монтмориллонит, смешаннослойный минерал (M-i), иллит и хлорит.

Плиоценовые фораминиферовые наноилы (обогащенные кислыми вулканическими стеклами) (кern 6–15) имеют полиминеральный состав фракции < 0,01 мм. В нем

Т а б л и ц а 30

Данные рентгенографического анализа глинистых минералов в разрезе скв. 408

Возраст	№ обр.	Литологический тип отложений	Глинистые минералы фракция < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов
Плейстоцен	2-5-89-91	Известковистые глины с фораминиферами и несортированным терригенным материалом	Монтмориллонит, примесь полевого шпата и кварца	Полиминеральная хлорит-иллитовая с монтмориллонитом
	3-3-109-111		Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита кварца и полевого шпата	
	4-4-104-106		Монтмориллонит, примесь полевого шпата и кварца	
Плиоцен	5-3-120-122	Фораминиферовые наноилы с примесью кислых вулканических стекол	То же	Полиминеральная (аморфные вещества с примесью монтмориллонита, иллита и каолинита)
	6-1-117-119		Монтмориллонит, иллит, примесь полевого шпата и кварца	
	10-5-30-32		Аморфные вещества, примесь монтмориллонита, иллита, кварца и полевого шпата	
	12-1-60-62		Аморфные вещества, примесь монтмориллонита, иллита, каолинита, полевого шпата и кварца	
Поздний миоцен	17-1-60-61	Наннофораминиферовые илы с остатками кремнистых организмов и кислых вулканических стекол	То же	Аморфные вещества с небольшой примесью монтмориллонита и каолинита
	19-3-60-62		То же	
Средний плиоцен-поздний миоцен	24-3-109-111		Аморфные вещества, небольшая примесь монтмориллонита, филлипсита и кварца	
Средний миоцен	25-1-90-92	Туфогенные спонголит-фораминиферовые илы с обломками темных вулканических стекол	Аморфные вещества, малая примесь монтмориллонита, и полевого шпата	Аморфные вещества с незначительной примесью монтмориллонита
	25-3-103-105		То же	
	26-5-130-132		То же	
	27-5-130-132		То же	
	30-1-60-62		То же	
30-3-60-62	То же			
Нижний миоцен	31-1-60-62	Туфогенные спонголит-фораминиферовые илы с обломками темных монтмориллонитизированных вулканических стекол	Монтмориллонит с примесью аморфного вещества	Монтмориллонит с цеолитом (филлипситом)
	32-3-60-62		Монтмориллонит	
	33-3-60-62		То же	
	34-5-60-62		Филлипсит с примесью монтмориллонита	

Т а б л и ц а 31

Данные рентгенографического анализа глинистых материалов в разрезе скв. 407

Возраст	№ обр.	Литологический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов
Четвертичный	2-1-90-92	Известковые глины с фораминиферами и несортированным терригенным материалом	Монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц и полевой шпат Аморфные вещества, следы монтмориллонита, иллита, каолинита, примесь кварца и полевого шпата Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь полевого шпата	Полиминеральная иллит-монтмориллонитовая с хлоритом и каолинитом
	3-1-86-88			
	5-1-93-95			
Плиоцен	8-3-42-44	Фораминиферовые илы с примесью кислых вулканических стекол	Аморфные вещества, следы монтмориллонита, иллита, хлорита, примесь полевого шпата и филлипсита То же	Полиминеральная с аморфным веществом, с примесью монтмориллонита, иллита и хлорита
	14-1-78-81			
Поздний миоцен	17-1-81-84	Фораминиферовые илы с примесью алевроитового терригенного и туфогенного материала	Смешаннослойный (М-і), иллит, хлорит с примесью полевого шпата и филлипсита	Полиминеральная смешаннослойная с иллитом и хлоритом
Средний миоцен	18-3-82-85	Фораминиферовые нанноилы с остатками кремнистых организмов и вулканического стекла различного состава	Смешаннослойный (М-і) с примесью кварца, полевого шпата и филлипсита Смешаннослойный (М-і) с примесью кварца и полевого шпата	Смешаннослойная (М-і) с филлипситом и кварцем
	19-5-81-84			
	22-1-82-85	Известковистые диатомиты с обилием спикул губок и примесью вулканического стекла	Смешаннослойный (М-і) с примесью кварца и филлипсита	
	28-4-50-52	Туфогенные, органогенно-кремнистые фораминиферовые нанноилы	Смешаннослойный (М-і), следы иллита, хлорита, примесь кварца, полевого шпата и филлипсита	
Ранний миоцен	30-1-122-124	То же	Аморфные вещества, следы монтмориллонита, примесь кварца и полевого шпата	Аморфные вещества с примесью монтмориллонита

отмечаются монтмориллонит, иллит, хлорит, аморфный  $\text{SiO}_2$  и филлипсит. Наконец, в осадках плейстоцена (керна 2–5), представленных известковистыми глинами с фораминиферами и примесью несортированного полимиктового материала ледового разноса, полиминеральный состав глинистой фракции включает монтмориллонит, иллит, хлорит, иногда каолинит или филлипсит.

### Распределение глинистых минералов в разрезах скважин Срединно-Атлантического хребта

#### Скважина 410

Отложения верхнего миоцена (керна 23–36), представленные наннофораминиферовыми илами (с мелкими обломками местных пород, в том числе известняков), имеют полиминеральный состав глинистой фракции. В нем присутствуют сильно набухающий монтмориллонит-иллитовый смешаннослойный минерал (М-и), гидрослюда, примесь хлорита и каолинита (табл. 32).

Отложения нижнего плиоцена (керна 17–22) – фораминиферовые нанноилы (с кислыми стеклами в отдельных прослоях) – имеют практически тот же состав глинистой фракции, что и осадки верхнемиоценовой толщи, но без примеси хлорита.

Отложения плиоцена (керна 11–15), как и осадки плейстоцена (керна 1–10), представленные фораминиферовыми нанноилами, характеризуются сходным полиминеральным составом. В нем преобладают смешаннослойный сильно набухающий минерал (М-и), гидрослюда и хлорит. Смешаннослойный минерал исчезает лишь в самой верхней части плейстоцена, в которой глинистая фракция представлена только хлорит-иллитовой ассоциацией.

#### Скважина 412

Отложения всей серии плейстоцена (керна 1–17), представленные карбонатно-глинистыми породами, имеют весьма однообразный полиминеральный состав глинистой фракции. В нем преобладает иллит, в меньшем количестве присутствуют хлорит и небольшое количество сильно набухающего монтмориллонит-иллитового (М-и) смешаннослойного образования. В нижней части плейстоцена (керна 9–17) особенно заметно обилие аморфного вещества в виде вулканических стекол.

\* \* \*

Таким образом, нижняя часть разрезов скв. 407, 408, от раннего до среднего миоцена включительно, характеризуется монтмориллонитовым и близким к нему смешаннослойным составом глинистой фракции, иногда с филлипситом или с обилием аморфных веществ (чаще всего витрокластического типа). Монтмориллонит здесь, вероятно, аутигенный, развивающийся по основным вулканическим стеклам базальтового состава в подводных условиях океанического дна на месте отложения (in situ).

Верхняя часть разрезов скв. 407, 408, 410 – от нижнего миоцена до плейстоцена включительно – характеризуется полиминеральным составом глинистой фракции. В нем присутствуют монтмориллонит или близкий к нему монтмориллонит-иллитовый (М-и) минерал, диоктаэдрическая гидрослюда, триоктаэдрический хлорит, каолинит и аморфные (главным образом стекловатые) вещества в разных соотношениях.

Вариации глинистых минералов весьма незначительны. В интервале верхнего миоцена–плиоцена осадки скв. 407, 408 северного района обогащены вулканическим стекловатым материалом, тогда как в разновозрастных породах скв. 410 он практически не обнаруживается. В скв. 408, пробуренной на относительном возвышении, в верхнем миоцене–плиоцене заметна примесь каолинита, тогда как в более глубоководной скв. 407 его место занимает хлорит. В осадках скв. 407 Срединно-Атлантического хребта набухающий компонент чаще представлен смешаннослойным монтмориллонит-гидрослюдистым минералом. Наконец, осадки плейстоцена всюду отличаются от ниже лежащих преобладанием гидрослюды, хлоритов, каолинита и других минералов, связанных преимущественно с ледовым разносом.

Таблица 32  
Данные рентгенографического анализа глинистых минералов в разрезе скв. 410

Возраст	№ обр.	Литологический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 0,01 мм	Ассоциация глинистых минералов
Плейстоцен	2-1-70-72	Наннофораминиферовые илы с неравномерно рассеянным терригенным материалом	Иллит, хлорит, примесь кварца, полевого шпата и филлипсита	Полиминеральная иллит-смешаннослойная с хлоритом
	5-3-76-78		Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь хлорита, каолинита, кварца, полевого шпата и филлипсита	
	8-4-84-86		То же	
Плиоцен	11-1-60-62	Наннофораминиферовые илы со спонгулами губок, скелетами диатомовых и остатками рыб	Смешаннослойный (М-1), иллит, небольшая примесь каолинита, кварца, полевого шпата и филлипсита	
	14-3-60-62		То же	
Нижний плиоцен	19-2-60-62	Фораминиферовые нанноилы с примесью вулканического стекла в некоторых прослоях	Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь каолинита, кварца и филлипсита	Полиминеральная иллит-смешаннослойная с каолинитом
Верхний миоцен	25-5-60-62	Наннофораминиферовые илы с обломками известняков и монтмориллонитизированных пород	Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь каолинита, клиноптилолита, следы кварца и филлипсита	Полиминеральная иллит-смешаннослойная с хлоритом и каолинитом
	26-3-40-42		Смешаннослойный (М-1), иллит, небольшая примесь каолинита, кварца и хлорита	
	28-3-60-62		Смешаннослойный (М-1), иллит, малая примесь каолинита, хлорита, кварца и филлипсита	
	30-3-60-62		Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь каолинита, кварца и полевого шпата	
	32-2-59-61		Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь хлорита, каолинита, кварца и полевого шпата	
	35-2-107-110		Смешаннослойный (М-1), иллит, примесь каолинита, хлорита и кварца	

**ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА  
И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ**

В разделе рассмотрены геохимия породообразующих элементов и распределение органических газов в базальтах, поднятых скв. 407, 408, 409, 410, 410А, 411, 412А, 413 во время 49-го рейса бурового судна "Гломар Челленджер". Для этой цели были построены вариационные диаграммы для главных породообразующих элементов и некоторых петрохимических коэффициентов. Практически на всех вариационных диаграммах фигуративные точки сгруппировались в три взаимно перекрывающихся поля. Эти поля отвечают трем районам Срединно-Атлантического хребта, в которых проводилось бурение. Петрохимические различия базальтов, развитых в различных районах Срединно-Атлантического хребта, могут быть объяснены альтернативно: латеральной неоднородностью состава первичного мантийного субстрата, из которого выплавлялись базальты, или различной глубиной генерации магмы. Отсутствие дискретности в распределении главных породообразующих элементов (особенно Al, Mg, Ti) в базальтах каждой из трех выделенных на диаграммах групп свидетельствует о слабой роли кристаллизационной дифференциации. Это предположение не противоречит петрографической характеристике базальтов, среди которых преобладают афировые разности и практически отсутствуют ярко выраженные порфиоровые разности.

Распределение органических газов в базальтах чрезвычайно неоднородно. По составу газы являются углеводородно-водородными. Четкой корреляционной зависимости между содержаниями различных газов и химизмом базальтов не установлено.

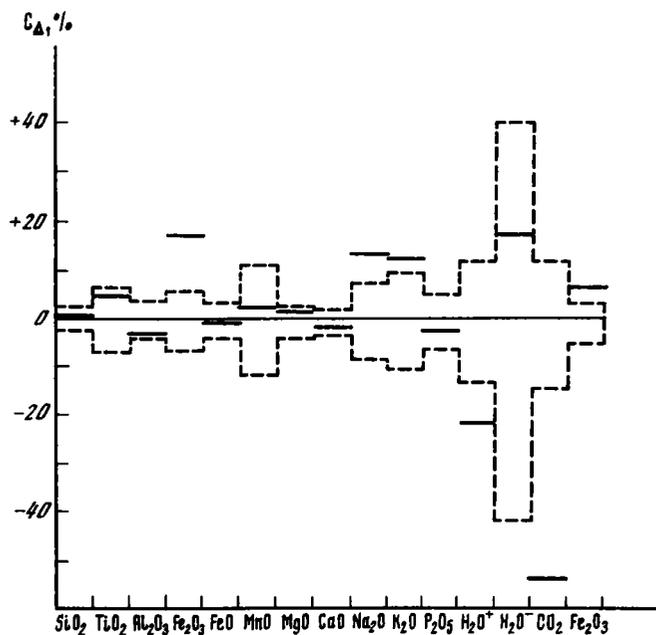
**Методика аналитических исследований**

Химический анализ образцов океанических базальтов выполнялся в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР в соответствии с описанной ранее методикой; суммарная навеска материала для анализа, как правило, составляла 3,5 г. Представленные результаты являются средними из двух параллельных определений, в которых сумма окислов, входящих в состав анализируемого материала, составляла 99,5–100,5%.

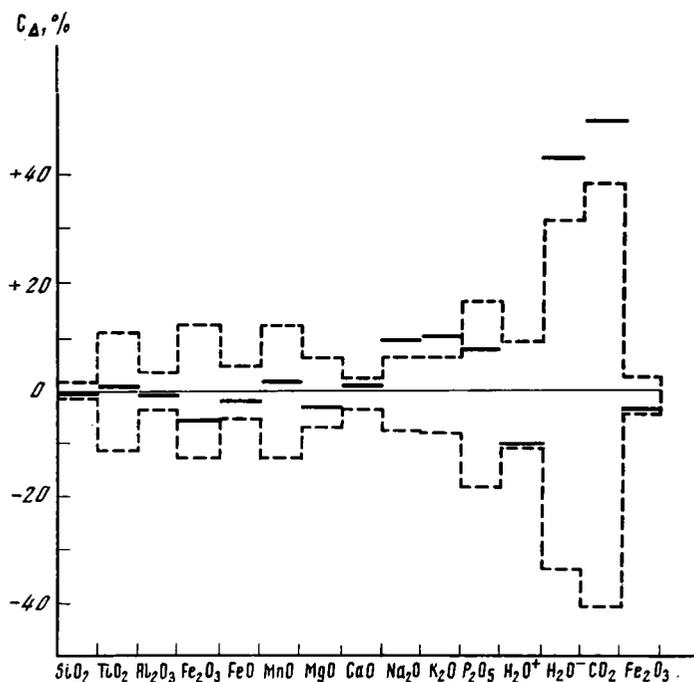
Для оценки воспроизводимости и точности результатов анализа параллельно с анализом образцов океанических базальтов было проанализировано несколько образцов горных пород, рекомендованных Французским центром исследований по петрографии и геохимии [Roubault et al., 1970] и Национальной ассоциацией технических исследований Франции [La Roche, 1973] в качестве межлабораторных стандартных образцов.

Результаты анализа стандартных образцов базальта BR и диорита DR-N, сообщаемые в указанных выше рекомендациях, и данные, полученные в химико-аналитической лаборатории ГИНа, приведены в табл. 33. Сопоставление полученных значений показывает, что наиболее существенные расхождения в результатах химического анализа наблюдаются для оценки содержания  $Fe_2O_3$  и щелочных элементов (базальт BR) или только для щелочных элементов (диорит DR-N). По результатам анализа большинство элементов стандартных образцов находится в удовлетворительном соответствии с рекомендованными значениями и не выходит за границы относительных отклонений ( $C_{\Delta}$ , %) (рис. 46, 47).

Для изучения состава органических газов были получены их вытяжки из малых навесок образцов базальтов (1,25–3,5 г), механически измельчавшихся в стальных камерах, заполненных Ag. Такой метод извлечения газа хорошо зарекомендовал себя в предыдущих исследованиях, однако его возможности несколько ограничены, поскольку небольшие объемы газа, выделяющиеся при измельчении малых навесок пород, многократно разбавляются в объеме камеры ( $25\text{ см}^3$ ), заполненной аргоном. Это приводит к тому, что при хроматографическом анализе низкокипящих газов (в первую очередь  $CO_2$ ) из-за ограниченной чувствительности катарометра не всегда удается определить содержание того или иного компонента, количество которого в изучаемой смеси лежит ниже пороговой чувствительности детектора. Использование



Р и с. 46. Интервалы относительных отклонений  $C_{\Delta}$  для базальта BR. Пунктиром показаны относительные отклонения межлабораторных определений, отрезками сплошной линии – относительные отклонения контрольных анализов, выполненных в химико-аналитической лаборатории ГИНа



Р и с. 47. Интервалы относительных отклонений для диорита DR-N  
Условные обозначения см. на рис. 46

Таблица 33. Химический состав магматических пород из скв. 407, 408, 409, 410, 410А, 411, 412А, 413

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	407							
	35	36	36	37	37	38	39	39
	1	1	3	1	2	2	2	3
	30-33	20-25	95-97	112-117	109-111	15-17	100-105	25-30
SiO <sub>2</sub>	53,91	47,67	47,35	47,15	47,66	47,95	47,78	48,09
TiO <sub>2</sub>	2,88	1,73	1,75	3,07	2,92	2,94	2,85	2,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,59	13,98	13,50	11,78	11,09	12,24	11,57	13,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	7,41	5,95	7,23	6,42	4,89	6,55	3,75
FeO	7,31	5,77	8,14	9,13	10,31	10,23	10,30	9,94
MnO	0,15	0,14	0,17	0,20	0,23	0,24	0,25	0,18
MgO	4,04	8,02	7,53	6,85	6,72	6,53	6,53	5,92
CaO	7,57	10,58	11,70	10,32	10,28	10,00	9,88	11,12
Na <sub>2</sub> O	3,49	2,70	2,41	2,61	2,61	2,61	2,61	2,56
K <sub>2</sub> O	0,99	0,31	0,20	0,34	0,41	0,54	0,61	0,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,63	0,80	0,35	0,43	0,68	0,58	0,79	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,49	0,97	0,73	0,86	0,59	0,56	0,42	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,14	0,13	0,26	0,26	0,30	0,29	0,26
CO <sub>2</sub>	-	0,20	-	0,30	0,10	-	0,15	-
Сумма	100,48	100,42	99,91	100,53	100,28	99,61	100,58	100,30
t	3,51	6,52	6,34	2,99	2,9	3,28	3,14	4,09
y	1268	1756	1890	1670	1660	1630	1610	1760
x	17,64	1886	1834	1640	1640	1690	1600	1800
A	22,12	12,86	11,04	11,06	11,7	13,0	12,4	13,3
F	57,93	53,00	57,10	61,2	62,4	60,1	62,5	60,2
M	19,95	34,27	31,86	26,3	26,0	26,9	25,1	26,5

Примечание. Индексы А, F, M пересчитаны на 100%.

Таблица 33 (продолжение)

Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25
	408							
	36	37	37	37	38	38	38	7
	5	1	2	3	1	2	3	6
	34-37	74-77	89-91	33-35	66-68	38-40	95-97	135-140
SiO <sub>2</sub>	47,24	48,61	46,54	47,05	45,93	45,81	45,90	48,61
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,44	2,03	1,82	2,41	2,16	2,24	1,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	14,01	15,21	15,61	13,67	13,90	15,32	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	3,11	5,36	4,03	5,88	6,68	4,77	5,11
FeO	4,71	7,05	6,45	6,87	7,83	7,06	6,79	8,13
MnO	0,13	0,11	0,09	0,16	0,18	0,21	0,19	0,17
MgO	7,30	8,37	7,68	7,69	8,92	8,59	8,46	7,67
CaO	11,96	11,60	9,77	11,36	8,16	9,12	9,68	10,86
Na <sub>2</sub> O	2,49	2,35	2,70	2,49	2,70	2,41	2,51	2,41
K <sub>2</sub> O	0,48	0,26	0,41	0,20	0,41	0,24	0,24	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,12	0,90	1,48	1,31	1,62	1,57	1,71	0,67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,62	1,02	2,03	1,45	1,64	2,02	1,57	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,11	0,23	0,18	0,29	0,24	0,24	0,11
CO <sub>2</sub>	0,05	-	-	0,10	-	-	-	-
Сумма	100,12	99,84	100,03	100,32	99,64	100,01	99,62	100,13
t	8,03	8,13	6,16	7,2	4,56	5,32	5,71	7,81
y	1920	1930	1720	1900	1580	1660	1750	1830
x	1860	2080	1680	1830	1580	1740	1770	1950
A	14,4	12,4	14,1	12,9	12,4	10,9	12,3	11,2
F	50,0	47,4	51,1	50,3	52,1	53,7	49,9	55,5
M	35,6	40,2	34,8	36,8	35,5	35,4	37,8	33,3

9	10	11	12	13	14	15	16	17
407						408		
40	42	44	45	46	47	36	36	36
1	2	1	1	2	3	1	2	3
70-75	35-40	60-65	55-60	0-5	77-80	121-124	83-85	7-10
48,07	48,37	46,27	45,88	46,25	47,20	45,85	47,08	46,76
3,04	2,66	2,12	2,32	1,86	1,87	1,71	1,53	1,52
12,25	13,88	14,96	12,04	14,58	14,04	14,07	15,07	14,89
5,71	4,89	6,16	9,20	6,99	4,59	7,60	7,06	6,01
10,37	8,72	6,69	6,21	6,49	7,93	5,29	4,85	4,90
0,24	0,21	0,18	0,20	0,17	0,17	0,15	0,11	0,14
6,25	5,89	6,24	7,41	7,17	8,22	7,78	7,32	7,03
9,90	11,09	12,12	10,52	11,43	11,18	11,28	12,58	12,55
2,41	2,42	2,49	2,70	2,28	2,28	2,51	2,42	2,35
0,58	0,46	0,28	0,61	0,28	0,15	0,58	0,41	0,48
0,53	0,49	0,91	1,20	1,25	1,19	0,84	1,17	1,26
0,47	0,69	1,23	1,58	1,09	1,36	1,54	1,77	1,70
0,29	0,27	0,27	0,25	0,19	0,19	0,17	0,14	0,13
0,25	-	-	0,20	-	-	0,45	-	-
100,46	100,04	99,92	100,32	100,03	100,37	99,83	99,51	99,72
3,2	4,32	5,9	4,08	6,61	6,31	6,74	8,3	8,22
1610	1650	1840	1720	1860	1870	1850	1990	1970
1700	1840	1750	1590	1850	1970	1690	1890	1890
12,4	13,2	13,1	13,1	11,3	10,7	13,4	14,5	14,1
62,2	59,9	57,5	57,5	56,6	53,3	52,6	48,2	51,7
25,4	26,9	29,4	29,4	32,1	36,0	34,0	37,3	34,2

26	27	28	29	30	31	32	33	34
409								
9	10	10	11	12	15	17	18	20
2	1	4	3	1	2	1	1	1
95-100	50-55	95-100	70-75	120-125	80-85	130-135	90-95	10-15
49,99	49,21	49,17	49,19	48,86	47,17	47,37	47,15	47,11
1,45	1,32	1,31	1,23	1,19	1,53	1,57	1,65	2,07
14,23	15,30	14,54	14,37	14,87	13,99	15,04	14,38	13,02
3,51	1,90	2,95	2,73	3,99	5,21	2,75	4,85	6,39
8,01	8,53	8,46	8,61	7,77	7,55	8,61	8,15	8,12
0,20	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,21
7,49	7,94	8,08	8,37	7,92	7,12	8,43	7,89	7,97
11,08	12,27	11,85	12,14	12,74	12,49	11,98	11,85	10,74
2,51	2,55	2,31	2,39	2,39	2,55	2,46	2,31	2,32
0,37	0,14	0,16	0,20	0,20	0,43	0,20	0,33	0,24
0,44	0,52	0,43	0,43	0,39	0,61	0,24	0,59	0,61
0,22	0,32	0,52	0,42	0,36	0,64	0,56	0,70	0,74
0,14	0,10	0,09	0,09	0,08	0,18	0,18	0,14	0,19
-	-	-	-	-	0,45	-	-	-
99,64	100,27	100,04	100,34	100,34	100,11	99,58	100,18	99,73
8,07	9,7	9,31	9,79	10,5	7,48	8,01	7,32	5,17
1830	2010	1940	2000	2050	1950	1982	1928	1800
2040	2060	2100	2060	2070	1780	1900	1870	1850
13,3	12,9	11,4	11,8	12,2	13,3	11,0	11,4	10,5
51,9	49,0	51,2	50,3	50,7	54,8	50,0	54,4	56,7
34,8	38,1	37,4	37,9	37,1	31,9	39,0	34,2	32,8

Таблица 33 (продолжение)

Компонент	35	36	37	38	39	40	41	42	
	409								
	21	24	24	25	25	28	31	31	
	3	2	3	2	4	1	1	2	
	120-125	130-135	145-150	60-65	40-45	120-125	70-75	45-48	
SiO <sub>2</sub>	47,83	48,82	48,16	47,87	47,27	47,34	47,56	47,73	
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,44	1,69	2,12	1,70	1,62	1,58	1,61	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	14,41	14,01	13,79	13,59	13,91	14,07	14,43	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,39	4,15	3,50	4,98	6,33	5,90	5,34	4,82	
FeO	8,38	8,38	9,20	9,32	7,27	7,16	7,38	7,17	
MnO	0,17	0,20	0,17	0,21	0,20	0,18	0,18	0,24	
MgO	7,82	7,17	7,81	6,49	6,94	7,84	7,06	6,82	
CaO	11,98	12,47	11,59	12,00	12,02	11,20	12,08	12,00	
Na <sub>2</sub> O	2,43	2,43	2,43	2,62	2,52	2,33	2,48	2,46	
K <sub>2</sub> O	0,31	0,27	0,22	0,39	0,39	0,46	0,35	0,37	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,72	0,32	0,66	0,26	0,66	0,71	0,68	0,58	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,62	0,16	0,48	0,39	0,94	1,34	0,97	1,16	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,18	0,16	0,25	0,18	0,13	0,17	0,16	
CO <sub>2</sub>	-	-	0,10	-	0,40	0,05	0,25	-	
Сумма	100,03	100,40	100,18	100,68	100,41	100,17	100,15	99,55	
t	7,77	8,33	6,86	5,27	6,51	7,15	7,34	7,75	
y	1940	1970	1880	1870	1890	1870	1890	1900	
x	1900	1970	1910	1760	1800	1860	1870	1900	
A	12,2	12,3	11,6	12,9	12,8	12,1	12,8	13,4	
F	52,1	55,0	54,1	59,2	56,8	54,0	55,3	54,5	
M	35,7	32,7	34,3	27,9	30,4	53,9	31,9	32,1	

Таблица 33 (продолжение)

Компонент	52	53	54	55	56	57	58	59	
	410A					411			
	4	4	5	5	6	1	1	2	
	2	4	3	4	2	1	1	1	
	75-80	55-60	85-90	25-30	115-120	7-10	70-75	60-65	
SiO <sub>2</sub>	47,88	46,53	47,48	47,79	45,94	47,63	48,15	47,85	
TiO <sub>2</sub>	1,44	1,40	1,44	1,36	1,44	0,85	0,84	0,85	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,86	15,23	16,40	16,26	15,04	15,11	14,71	14,63	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	4,23	3,77	4,08	5,37	3,40	2,43	2,98	
FeO	4,30	4,28	4,71	4,45	4,74	6,65	7,82	7,63	
MnO	0,11	0,11	0,17	0,17	0,15	0,17	0,15	0,17	
MgO	7,88	7,77	7,74	8,03	7,52	10,49	11,70	11,61	
CaO	10,95	12,39	11,56	11,71	12,92	12,39	12,10	12,11	
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,00	3,00	2,90	3,00	1,98	1,98	1,98	
K <sub>2</sub> O	0,51	0,49	0,65	0,78	0,86	0,27	0,17	0,17	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,29	1,63	1,05	0,74	1,16	0,54	0,35	0,25	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,28	2,21	1,74	0,43	0,74	0,46	0,10	0,16	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,27	0,26	0,24	0,22	0,09	0,09	0,11	
CO <sub>2</sub>	0,05	-	-	0,30	0,82	-	-	-	
Сумма	100,35	99,54	99,97	100,24	99,92	100,03	100,59	100,50	
t	8,96	8,71	8,75	9,85	8,33	15,4	15,1	14,9	
y	1870	1990	1930	1970	2050	2130	2170	2150	
x	1740	1700	1710	1770	1510	2160	2190	2170	
A	17,7	18,00	18,7	18,5	18,4	10,0	9,0	8,9	
F	42,5	41,7	41,5	40,8	45,6	43,8	41,8	42,7	
M	39,8	40,3	39,8	40,7	36,0	46,2	49,2	48,4	

43	44	45	46	47	48	49	51	52
409		410				410A		
32	37	38	39	39	41	2	2	3
1	1	1	3	6	2	1	4	3
85-88	85-90	86-91	119-124	28-33	54-59	39-44	25-30	25-30
48,57	50,48	48,29	49,57	51,33	51,36	49,86	49,19	47,10
1,57	1,45	1,36	1,11	1,02	1,02	1,40	1,36	1,40
13,50	15,77	17,27	17,31	18,01	16,60	16,00	15,91	15,77
4,91	2,15	3,26	5,97	4,52	3,12	3,93	3,87	4,27
8,06	6,18	5,01	3,06	2,34	3,58	5,52	4,94	4,11
0,20	0,16	0,17	0,16	0,11	0,16	0,17	0,16	0,11
6,95	7,15	7,22	3,97	3,36	5,47	7,05	7,50	8,59
11,58	11,22	11,69	10,73	10,37	10,10	11,09	11,33	11,33
2,25	2,88	2,97	3,93	4,19	3,93	2,88	2,70	2,90
0,37	0,83	0,81	1,73	2,41	1,99	0,81	0,68	0,54
0,57	0,79	0,58	0,97	0,91	1,16	0,62	1,01	0,93
0,95	0,48	0,88	0,85	0,90	0,84	0,90	1,22	2,25
0,14	0,22	0,34	0,42	0,29	0,26	0,20	0,20	0,25
-	-	0,15	-	-	-	0,10	0,15	-
99,62	99,76	100,40	99,78	99,96	99,59	100,53	100,22	99,55
7,2	8,9	10,6	12,1	13,5	12,5	9,36	9,71	9,21
1830	1870	1940	1690	1610	1680	1830	1900	1930
2010	1890	1730	1260	1220	1380	1840	1900	1750
11,9	19,5	19,9	31,5	40,2	33,3	18,5	17,5	17,1
56,7	42,7	41,8	46,6	39,1	35,9	45,8	43,6	39,9
31,4	37,8	38,3	21,9	20,7	30,8	35,7	38,9	43,0

60	61	62	63	64	65	66	67	68
411			412A					
3	3	4	1	2	3	3	3	5
1	1	1	1	1	1	1	3	1
37-41	143-145	84-88	16-20	71-75	47-50	45-50	42-45	35-40
47,86	49,76	49,81	49,79	49,19	49,95	49,70	49,11	49,77
0,85	1,10	1,02	1,19	0,98	1,02	0,93	1,40	1,02
15,43	16,70	16,98	14,12	15,92	14,66	14,30	14,07	14,45
2,15	3,16	2,71	2,62	3,43	2,50	1,93	3,20	2,97
7,48	6,41	6,21	7,97	6,17	7,79	7,66	8,56	8,31
0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,17	0,15	0,20	0,17
11,38	6,32	6,41	8,08	7,47	8,10	10,38	7,11	8,28
12,04	13,26	13,29	12,44	12,75	12,37	11,98	12,24	12,26
1,98	2,34	2,25	2,34	2,31	2,31	2,15	2,39	2,39
0,20	0,41	0,37	0,29	0,28	0,28	0,27	0,27	0,27
0,63	0,39	0,36	0,36	0,38	0,43	0,25	0,45	0,31
0,24	0,10	0,12	0,24	0,52	0,32	0,30	0,40	0,34
0,11	0,16	0,11	0,07	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10
-	-	-	-	0,60	-	-	-	-
100,41	100,27	99,79	99,57	100,19	100,10	100,10	99,51	100,64
15,9	13,1	14,4	9,92	13,9	12,2	13,1	8,36	11,9
2140	2060	2060	2010	2030	2000	2060	1940	2000
2180	2120	2220	2140	2140	2160	2240	2060	2120
9,5	14,9	14,9	12,5	13,6	12,6	10,9	12,5	12,1
41,0	50,3	48,9	49,0	48,0	48,3	42,3	53,8	50,0
49,5	34,8	36,2	38,5	38,4	39,1	46,8	33,7	37,9

Таблица 33 (окончание)

Компонент	69	70	71	72	73	74	75	76
	412A							
	6	7	8	9	11	11	13	13
	1	2	1	1	2	3	1	2
	85-90	130-135	90-95	130-135	140-145	3-5	97-100	30-35
SiO <sub>2</sub>	49,70	50,45	49,82	50,51	49,70	50,06	50,31	50,34
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,99	0,98	1,10	0,89	0,94	1,10	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	14,69	14,69	15,19	15,14	15,83	15,06	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	3,02	1,87	1,48	1,89	1,96	1,78	1,33
FeO	7,04	6,98	8,21	8,10	7,40	6,87	8,29	8,69
MnO	0,18	0,17	0,16	0,17	0,15	0,14	0,81	0,18
MgO	7,27	7,46	8,56	7,84	8,91	8,64	7,83	7,83
CaO	12,79	12,95	12,50	12,39	12,86	12,86	12,25	12,25
Na <sub>2</sub> O	2,25	2,31	2,15	2,33	2,23	2,33	2,40	2,25
K <sub>2</sub> O	0,56	0,33	0,27	0,26	0,20	0,26	0,22	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,25	0,15	0,45	0,30	0,24	0,28	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,24	0,50	0,24	0,30	0,36	0,36	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,10	0,10	0,10	0,08	0,07	0,10	0,10
CO <sub>2</sub>	0,05	0,10	-	-	-	-	-	-
С у м м а	110,31	100,04	99,90	100,16	100,05	100,56	100,16	100,19
t	11,5	12,5	12,8	11,7	14,5	14,4	11,51	11,62
y	2010	2030	2050	1990	2110	2110	1990	1996
x	2120	2190	2230	2210	2230	2210	2150	2238
A	13,8	13,3	11,6	13,1	11,9	13,0	12,9	12,5
F	50,5	49,0	47,3	47,6	44,6	43,4	48,6	48,8
M	35,7	37,7	41,1	39,3	43,5	43,6	38,5	38,7

высокочувствительных пламенно-ионизационных детекторов для анализа углеводородов полностью снимает это ограничение.

Второе ограничение использованного метода обусловлено несколько более низкой газоотдачей измельченных пород по сравнению с газоотдачей при измельчении последних в условиях вакуума. Поэтому приводимые ниже данные о химическом составе и количестве газов в изученных образцах необходимо считать в первую очередь их качественной характеристикой. Газы анализировались хроматографически. Группа низкокипящих газов (H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>) определялась на стандартном хроматографе ЛХМ-8Д, оборудованном катарометром. Для определения углеводородных газов до C<sub>5</sub> включительно, в том числе изомеров C<sub>4</sub>-C<sub>5</sub> и олефинов C<sub>2</sub>-C<sub>4</sub>, использован хроматограф типа "Геохимик" с детектором ионизации в пламени водорода.

### Обсуждение результатов

#### *Петрохимия базальтов*

Петрографическое изучение базальтов показало, что среди них преобладают афировые разности, которые образуют, как правило, серию потоков, перекрывающих друг друга. Среди небольшого количества порфировых базальтов наиболее распространены оливин-плагноклазовые микропорфировые разности. Значительно реже встречаются плагноклазовые порфировые базальты.

Все разновидности базальтов были проанализированы в химико-аналитической лаборатории ГИНа. Всего было выполнено 85 полных силикатных анализов (см. табл. 33). Выделенные структурные разновидности базальтов мало чем отличаются друг от друга по химическому составу. Значительно большие различия в химизме выявлены между базальтами, развитыми в разных частях Срединно-Атлантического хребта. Именно поэтому все анализы были сгруппированы в три массива по территориальному признаку.

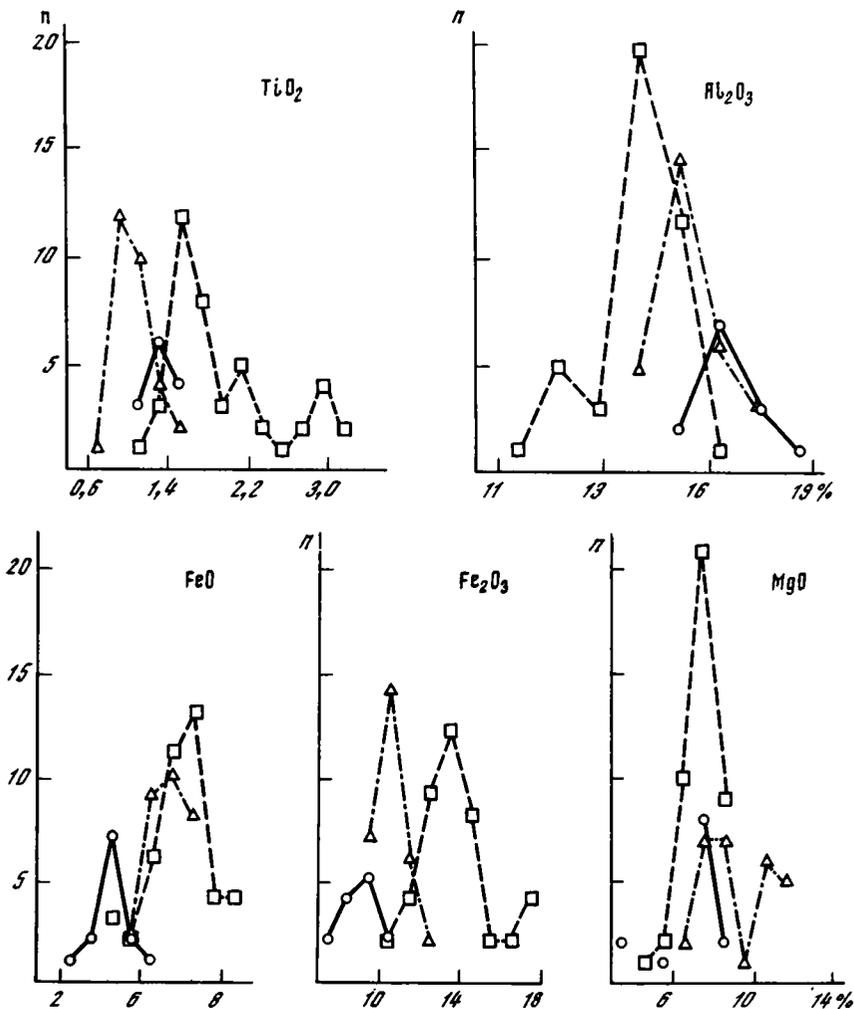
77	78	79	80	81	82	83	84	85
413								
14	14	1	1	2	2	3	4	5
2	5	2	2	1	1	1	1	1
107-112	3-7	75-80	113-118	25-28	72-75	70-75	56-60	55-60
50,31	49,95	46,96	47,99	47,20	47,20	48,75	46,97	47,74
1,02	0,93	1,40	1,40	1,44	1,44	1,40	0,72	0,93
15,60	15,72	14,75	14,15	14,77	15,16	15,70	16,59	16,16
1,37	1,50	2,66	3,45	1,99	2,02	0,18	3,85	4,29
8,31	7,14	6,56	5,54	6,96	7,43	8,01	6,47	5,87
0,17	0,15	0,16	0,11	0,14	0,16	0,16	0,16	0,18
8,24	8,48	10,85	10,87	11,06	10,73	10,15	10,27	0,09
11,96	13,37	12,38	11,64	12,07	11,74	11,78	10,99	11,57
2,33	2,18	2,31	2,25	2,33	2,33	2,33	2,40	2,48
0,26	0,20	0,41	0,48	0,44	0,57	0,68	0,22	0,28
0,28	0,20	0,19	0,82	0,44	0,69	0,58	0,29	0,60
0,22	0,40	0,70	1,48	0,91	0,73	0,14	1,19	1,09
0,07	0,07	0,23	0,20	0,18	0,19	0,23	0,04	0,80
100,14	100,34	99,56	100,38	100,02	100,39	100,18	100,13	100,36
13,1	16,3	8,86	8,5	8,64	8,91	9,55	19,7	14,7
1983	2150	2140	2054	2118	2080	2062	1944	2000
2206	2270	1940	2060	1966	1930	2038	1930	1990
12,7	12,3	12,1	12,3	12,3	12,7	14,1	11,5	12,3
46,8	43,8	39,8	38,9	38,7	40,4	38,3	43,5	45,0
40,5	43,9	48,1	48,8	49,0	46,9	47,6	45,0	42,2

В первый массив вошли анализы хребта Рейкьянес на  $62^\circ$  с.ш. (скв. 407, 408, 409), во второй массив – Срединно-Атлантического хребта на  $45^\circ$  с.ш. (скв. 410, 410А) и в третий массив – Срединно-Атлантического хребта на  $36^\circ$  с.ш. (скв. 411, 412А, 413). На всех вариационных петрохимических диаграммах эти три массива показаны различными знаками.

Гистограммы распределения содержаний главных породообразующих элементов вскрывают одну существенную особенность химизма рассматриваемых базальтов, а именно практически для каждого элемента характерны различные модальные значения в каждой из рассматриваемых групп. Для некоторых элементов в базальтах хребта Рейкьянес характерно двумодальное (Al, Ca) и даже трехмодальное (Ti) распределение содержаний (рис. 48). Эта особенность химизма, по-видимому, может интерпретироваться различием в составе первичных базальтовых расплавов, возникших в разных частях Срединно-Атлантического хребта.

На двухкомпонентной вариационной диаграмме  $Al_2O_3$ – $TiO_2$  фигуративные точки сгруппировались в три поля, которые свидетельствуют о достаточно четко выраженной обратной линейной корреляционной зависимости этих двух компонентов (рис. 49). Первое поле описывает соотношение  $Al_2O_3$  в базальтах хребта Рейкьянес. Из этой диаграммы видно, что с уменьшением возраста базальтов несколько возрастает концентрация  $Al_2O_3$  и в значительной мере уменьшаются содержания  $TiO_2$ . В базальтах скв. 409 соотношения этих двух элементов становятся такими же, как в абиссальных толеитах, и близкими к соотношению в базальтах из остальных скважин 49-го рейса (см. рис. 49). Базальты скв. 407 характеризуются аномально высокими содержаниями  $TiO_2$  и низкими концентрациями  $Al_2O_3$ .

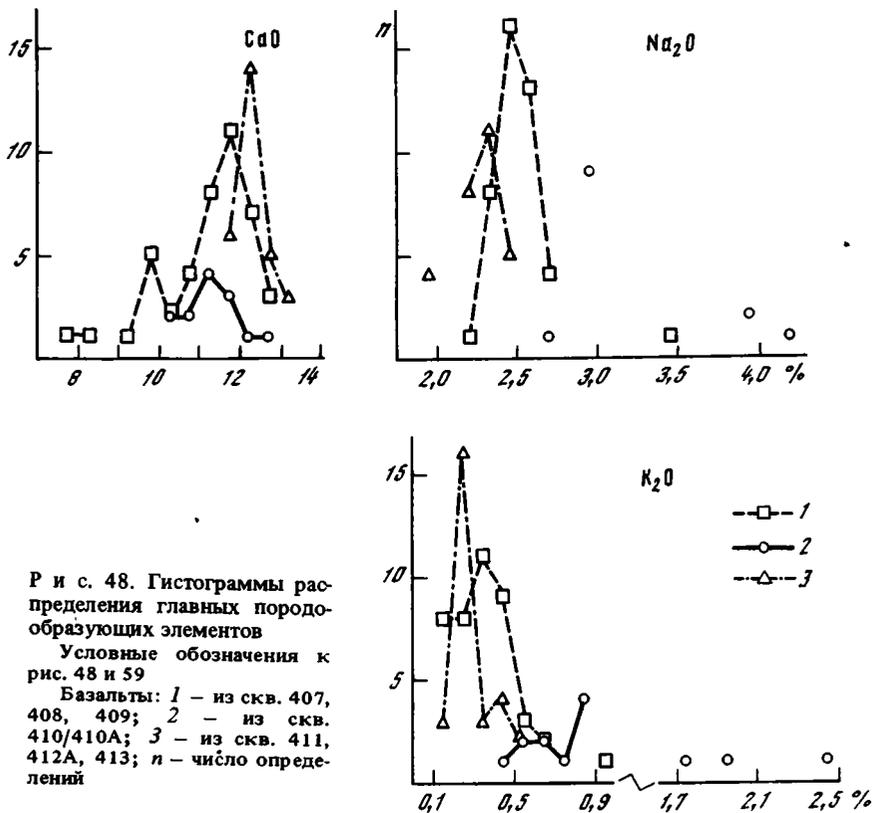
На вариационных диаграммах  $Al_2O_3$ – $MgO$ ,  $Al_2O_3$ – $CaO$  и  $CaO$ – $MgO$  видно, что поля фигуративных точек базальтов различных частей Срединно-Атлантического хребта частично перекрывают друг друга (рис. 50–52). По этим компонентам базальты скв. 407 (наиболее древние из рассматриваемых пород) максимально отличаются



от базальтов других скважин. Базальты скв. 409 (самые молодые в хребте Рейкьянес из поднятых во время 49-го рейса) наиболее близки к абиссальным толеитам.

Неожиданным оказалось распределение содержаний  $K_2O$ . Прежде всего обращает на себя внимание чрезвычайно широкий интервал его концентраций (0,14–2,41 вес.%), причем наиболее высокие содержания  $K_2O$  характерны лишь для скв. 410. На вариационной диаграмме  $K_2O-TiO_2$  видно, что для базальтов, развитых в различных районах Срединно-Атлантического хребта, характерны различные корреляционные соотношения между этими двумя компонентами (рис. 53). Слабая прямая корреляционная зависимость между  $K_2O$  и  $TiO_2$  свойственна базальтам хребта Рейкьянес, более сильная — базальтам Срединно-Атлантического хребта на  $36^\circ$  с.ш. Базальты Срединно-Атлантического хребта на  $45^\circ$  с.ш. характеризуются слабой обратной корреляционной зависимостью между  $K_2O$  и  $TiO_2$ . На этой диаграмме, как и на рассмотренных выше, поля фигуративных точек частично перекрывают друг друга в области диаграммы, характеризующей соотношение этих элементов, свойственное абиссальным толеитам. Наиболее близки к ним базальты скв. 409 хребта Рейкьянес, а наиболее отличаются от них базальты скв. 407 и 410.

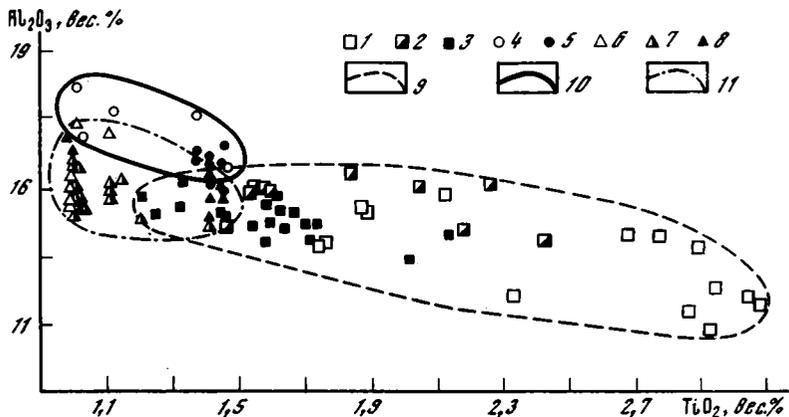
Вариационная диаграмма  $TiO_2-F/M$  (F — суммарное содержание железа, пересчитанное на FeO, M — MgO) показывает, что для базальтов Срединно-Атлантического хребта характерна сильная прямая корреляционная зависимость между содержаниями  $TiO_2$



и отношением F/M (рис. 54). Соотношения рассматриваемых компонентов в базальтах скв. 409, 410А и 412А, такие же, как в абиссальных толеитах. Базальты скв. 407 и частично скв. 408 резко отличаются по этой характеристике от абиссальных толеитов.

Коэффициент Готтини (*t*) и  $TiO_2$  связаны между собой параболической зависимостью (рис. 55). Базальты из всех скважин, за исключением скв. 407, занимают на диаграмме Готтини положение, характерное для абиссальных толеитов.

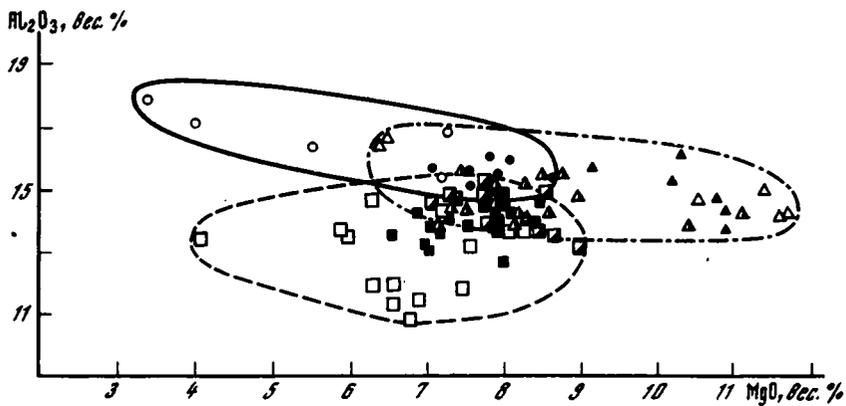
На вариационной диаграмме Мяисиро  $Na_2O/K_2O - (Na_2O + K_2O)$  фигуративные точ-



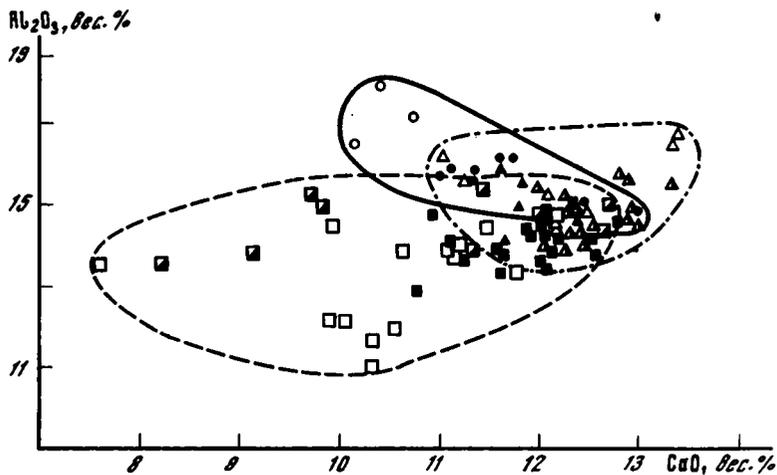
Р и с. 49. Вариационная диаграмма  $Al_2O_3 - TiO_2$

Условные обозначения к рис. 49–58

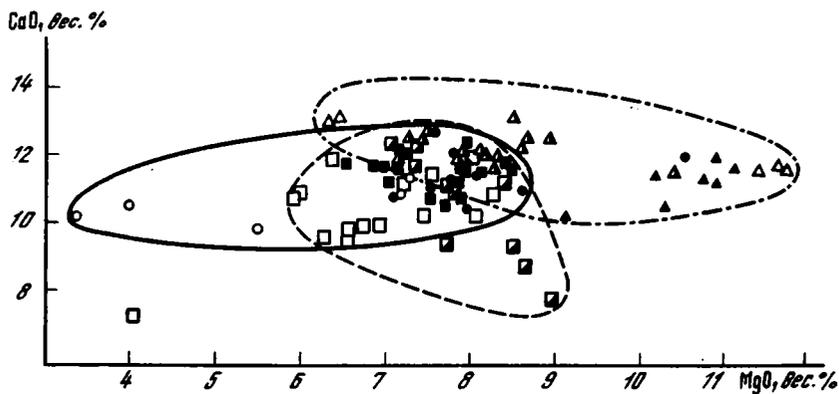
Скважины: 1 — 407, 2 — 408, 3 — 409, 4 — 410, 5 — 410А, 6 — 411, 7 — 412А, 8 — 413; районы: 9 — хребт Рейкьянес, 10 — Срединно-Атлантический хребт на  $45^\circ$  с.ш., 11 — Срединно-Атлантический хребт на  $36^\circ$  с.ш.



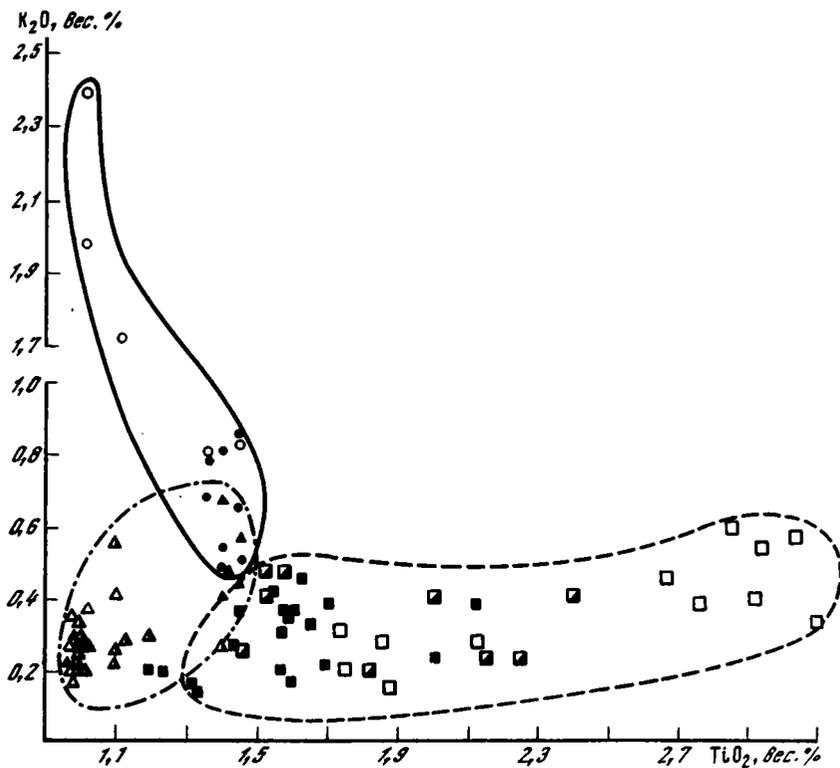
Р и с. 50. Вариационная диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO  
Условные обозначения см. на рис. 49



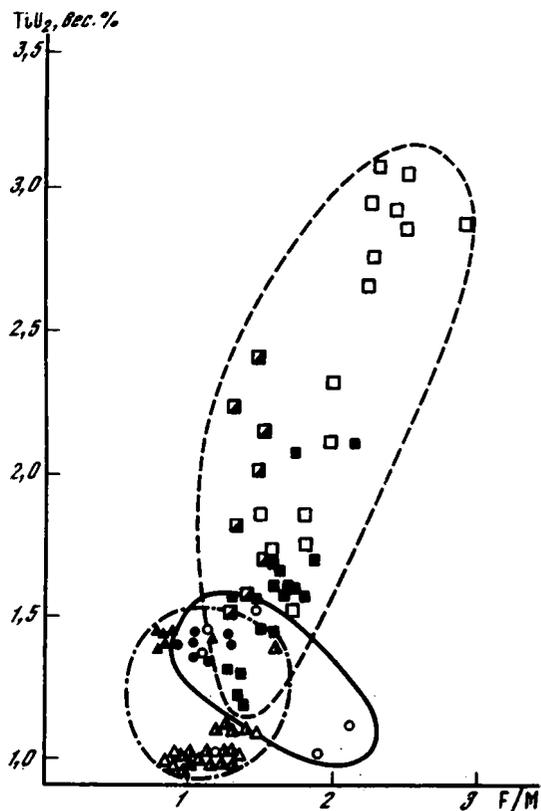
Р и с. 51. Вариационная диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – CaO  
Условные обозначения см. на рис. 49



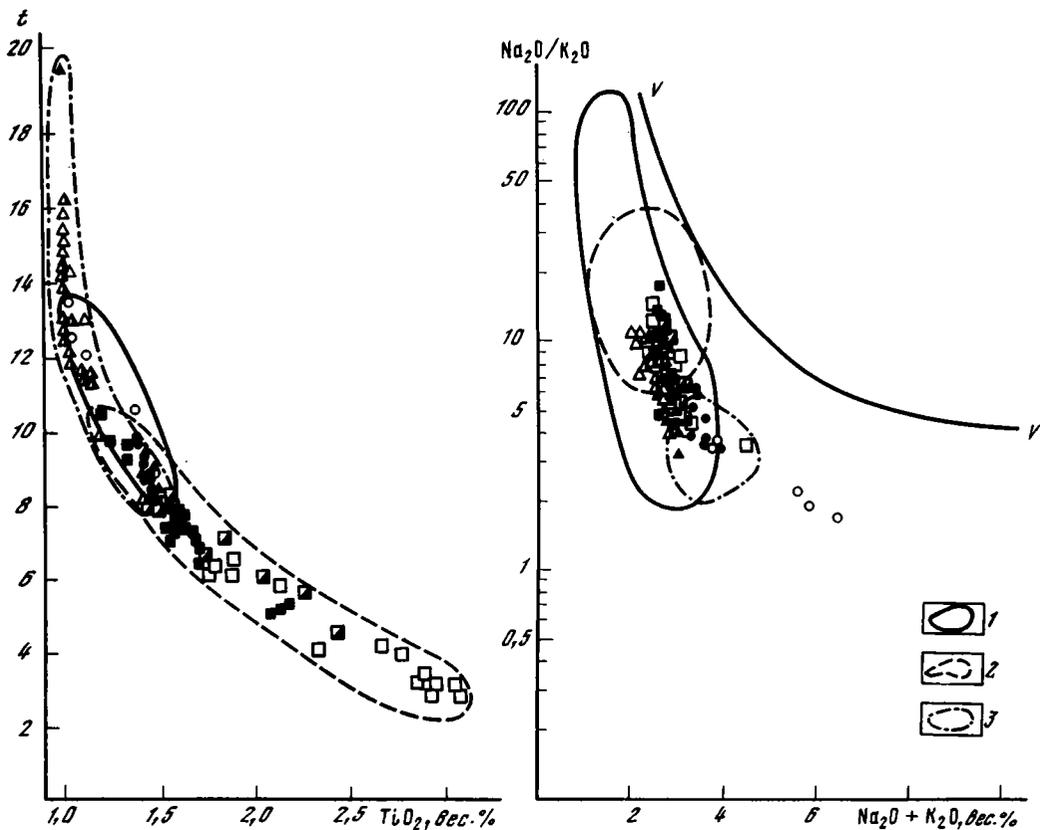
Р и с. 52. Вариационная диаграмма CaO – MgO  
Условные обозначения см. на рис. 49



Р и с. 53. Вариационная диаграмма  $K_2O - TiO_2$   
Условные обозначения см. на рис. 49



Р и с. 54. Вариационная диаграмма  $TiO_2 - F/M$   
Условные обозначения см. на рис. 49  
F — сумма железа, пересчитанная на  $FeO$ ; M —  $MgO$



Р и с. 55. Вариационная диаграмма А. Готтини;  $t = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$   
Условные обозначения см. на рис. 49

Р и с. 56. Вариационная диаграмма А. Миясиро

$V-V$  — линия, отделяющая свежие породы от пород, измененных эпимагматическими процессами. Поля: 1 — исландских толеитов; 2 — абиссальных толеитов; 3 — щелочных пород атлантических островов. Остальные условные обозначения см. на рис. 49

ки базальтов Срединно-Атлантического хребта расположены очень плотно. Они почти целиком лежат в поле исландских толеитов. При этом часть из них попадает в поле абиссальных толеитов, а часть — в поле щелочных базальтов островов Атлантического океана. Щелочная тенденция свойственна преимущественно базальтам из скв. 410/410А (рис. 56). Следует обратить внимание на то, что на этой диаграмме все изученные базальты лежат ниже граничной линии  $V-V$ , отделяющей свежие породы от измененных эпимагматическими процессами.

Принято считать, что базальты срединно-океанических хребтов относятся к серии абиссальных толеитов. Однако базальты, поднятые в 49-м рейсе "Гломера Челленджера", по классификации Х. Куно, можно подразделить на три серии. Большая часть из них (скв. 408, 409, 411, 412/412А) на трехкомпонентной диаграмме АФМ попадает в поле высокоглиноземистой серии, базальты скв. 407 — в поле толеитовой серии. Эти две серии образуют единый эволюционный ряд, характеризующийся Феннеровским трендом дифференциации. Базальты из скв. 410/410А относятся к щелочной оливин-базальтовой серии и характеризуют Боуэновским трендом дифференциации (рис. 57).

К близким выводам можно прийти, рассматривая диаграмму Х. де Ля Роша и Ж. Латерье. На этой диаграмме, являющейся химической модификацией нормативного тетраэдра Йодера и Тилли [Yoder, Tilly, 1962], базальты Срединно-Атлантического хребта также попадают в три поля, отвечающие разным сериям: толеитовой, высокогли-

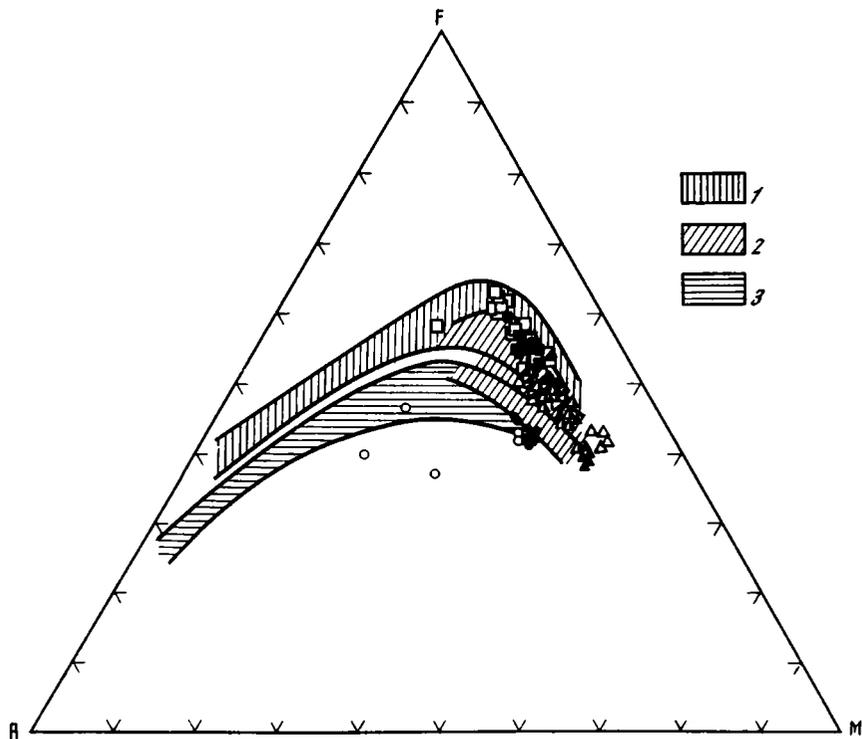


Рис. 57. Трёхкомпонентная диаграмма AFM

A = (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), F = (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO, пересчитанные на FeO), M – MgO

Поля серий: 1 – толеитовой, 2 – высокоглиноземистой, 3 – щелочной оливин-базальтовой

Остальные условные обозначения см. на рис. 49

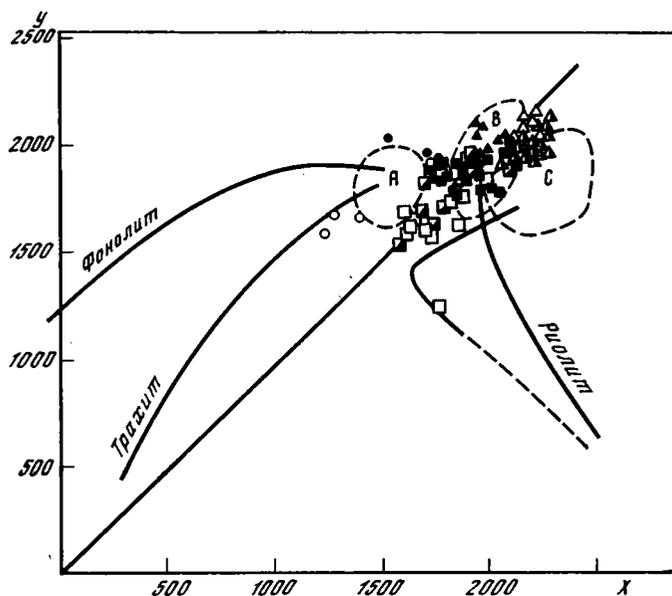


Рис. 58. Вариационная диаграмма. X. де Ля Роша и Ж. Латерье

$X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $Y = 6Ca + 2Mg + Al$

Элементы приведены в атомных количествах. Поля серий: A – щелочной оливин-базальтовой, B – высокоглиноземистой, C – толеитовой

Остальные условные обозначения см. на рис. 49

Таблица 34

Средний химический состав базальтов Срединно-Атлантического хребта, Исландии и эффузивных пород Луны (вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,71	48,67	49,05	47,72	47,10	47,33
TiO <sub>2</sub>	1,93	1,32	1,06	2,96	3,17	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	16,26	15,17	11,78	12,80	15,09
FeO	12,33	8,06	9,47	16,15	17,40	11,18
MnO	0,18	0,14	0,18	0,23	0,24	0,20
MgO	7,35	6,86	9,01	6,55	6,80	6,89
CaO	11,17	11,33	12,33	10,76	11,40	11,19
Na <sub>2</sub> O	2,49	3,17	2,26	2,60	0,64	2,61
K <sub>2</sub> O	0,35	1,01	0,31	0,49	0,07	0,57
FeO/MgO	1,68	1,18	1,05	2,46	2,56	1,62
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	7,10	3,14	7,30	5,30	9,10	4,58

Примечание: 1 — базальты из скв. 407, 408 и 409 (43 анализа); 2 — базальты из скв. 410 и 410А (13 анализов); 3 — базальты из скв. 411, 412А и 413 (29 анализов); 4 — высокотитанистые базальты из скв. 407 (5 анализов); 5 — плагиоклазовые базальты Луны [Вуд, 1975]; 6 — базальты Исландии (17 анализов).

ноземистой и щелочной оливин-базальтовой. Большая часть изученных базальтов по составу ближе всего к высокоглиноземистой серии. При этом породы из скв. 407 обнаруживают слабо проявленную тенденцию к риолитовому типу дифференциации, а базальты скв. 410 — к трахитовому типу (рис. 58).

Таким образом, петрохимические диаграммы показывают, что базальты Срединно-Атлантического хребта слабо дифференцированы по SiO<sub>2</sub> и разделяются на три серии. Достаточно определенно можно говорить о том, что в Срединно-Атлантическом хребте существует латеральная петрохимическая специализация пород, которая проявлена в геохимической неоднородности базальтов различного возраста, излившихся в разных частях Срединно-Атлантического хребта. По большинству элементов (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO) максимальные различия установлены между базальтами Срединно-Атлантического хребта и хребта Рейкьянес. Особенно выделяются по составу породы скв. 407 и частично скв. 408. Как уже отмечалось, базальты скв. 410 резко отличаются от пород остальных скважин экстремально высоким содержанием K<sub>2</sub>O.

В табл. 34 приведены средние химические составы базальтов, развитых в различных районах Срединно-Атлантического хребта. Из этой таблицы видно, что базальты хребта Рейкьянес достаточно сильно отличаются от пород других районов Срединно-Атлантического хребта. Наиболее древние базальты хребта Рейкьянес (скв. 407) по составу близки к эффузивам Исландии, в то время как молодые базальты (скв. 409) аналогичны типичным абиссальным толетам. Все базальты характеризуются аномально низкой величиной отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O по сравнению с типичными абиссальными толетами, в которых величина этого отношения достигает 12–17. Обращает на себя внимание еще один геохимический феномен. Часть базальтов скв. 407 характеризуется высокими концентрациями TiO<sub>2</sub>, близкими к содержаниям этого элемента в щелочных базальтах глыбовых и сводовых поднятий океанических областей [Золотарев, 1979]. Однако в отличие от последних высокотитанистые базальты хребта Рейкьянес содержат низкие концентрации щелочных элементов, особенно K<sub>2</sub>O. По этой характеристике они близки к средним составам базальтов о-ва Исландия. По всем элементам, за исключением Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, высокотитанистые базальты хребта Рейкьянес поразительно сходны с плагиоклазовыми базальтами Луны (см. табл. 34). Низкие концентрации щелочных элементов в последних можно объяснить спецификой магматических извержений на Луне. В условиях вакуума легкоподвижные щелочные элементы, по-видимому, удаляются из расплава в процессе его излияния.

Изучение базальтов показало, что в северной части Атлантического океана (хребет Рейкьянес) существует возрастная геохимическая специализация эффузивных пород. По-видимому, вначале образование базальтов (скв. 407) связано с выплавлением первичного расплава из слабо дифференцированной части верхней мантии, которая характеризуется повышенными концентрациями Ti и Fe и близка по своему составу к недифференцированной мантии Луны. Позднее выплавление базальтов (остальные скважины 49-го рейса) происходило из более дифференцированной мантии, обедненной Ti и Fe.

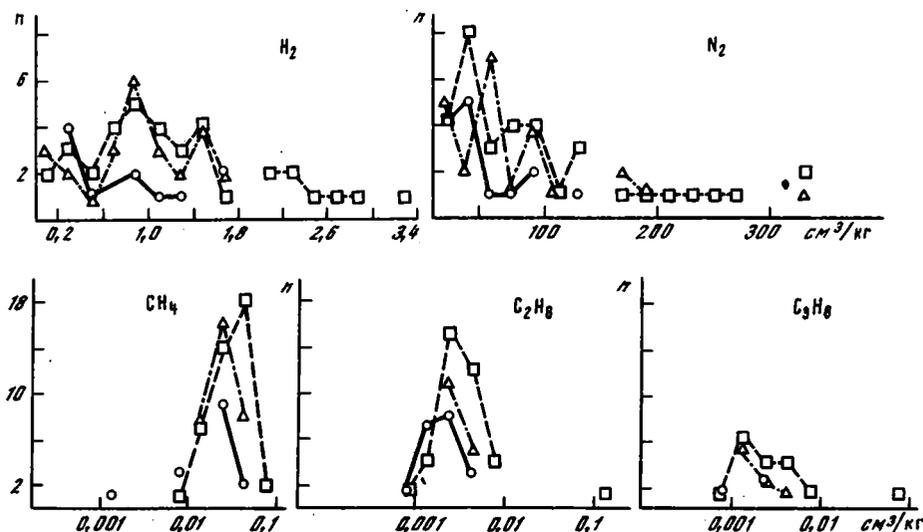
Правомерно также и другое объяснение установленной геохимической специализации изученных базальтов – это различная глубина генерации первичных расплавов. При этом определяющую роль также играет разница в степени дифференцированности мантийного вещества, слагающего разные глубинные уровни астеносферы.

### Распределение органических газов в базальтах

Всего изучено 85 вытяжек природных газов. По химическому составу анализированные газы представляют собой смеси  $N_2$ ,  $H_2$  и углеводородов до  $C_4$  включительно (табл. 35). По принятой классификации их можно отнести к группе азотных газов. Однако последнее не кажется строго обоснованным, так как выбранный метод обработки образцов пород не исключает контаминации полученных газов воздушным азотом. Это тем более вероятно, что практически все анализированные вытяжки газов содержали в тех или иных количествах свободный  $O_2$ . Если исключить из рассмотрения группу "воздушных" газов ( $O_2$  и  $N_2$ ), то по химическому составу газы, содержащиеся в базальтах, являются углеводородно-водородными. Содержание  $CO_2$  в анализируемых вытяжках газов, как правило, ниже чувствительности катарометра (0,05%).  $CO_2$  обнаружена в составе газов только одного образца.

Углеводороды, включающие весь ряд компонентов до  $C_5$ , обнаружены лишь в пяти образцах базальтов. Систематически в составе изученных газов представлены только  $CH_4$  и  $C_2H_6$  – термодинамически наиболее устойчивые углеводороды ряда алканов.

Общее среднее содержание газов в изученных базальтах (если исключить из рассмотрения  $N_2$ ) невелико и составляет около 1,0–1,2  $см^3/кг$ . В их состав входят:  $H_2$  (1,0–1,2  $см^3/кг$ );  $CH_4$  (0,025  $см^3/кг$ );  $C_2H_6$  (0,0025  $см^3/кг$ );  $C_3H_8$  (0,0012  $см^3/кг$ ).



Р и с. 59. Гистограмма распределения газов  
Условные обозначения см. на рис. 48

Таблица 35

Химический состав газов в базальтах из скв. 407, 408, 409, 410/410А, 411, 412А, 413

№ обр.	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
407-35-1-30-33	-	-	-	$\frac{77,77}{0,03}$	$\frac{11,11}{0,0043}$	-	$\frac{11,11}{0,0043}$	-	-	-
407-36-1-20-25	$\frac{2,436}{0,937}$	$\frac{97,43}{35,50}$	-	$\frac{0,114}{0,044}$	$\frac{0,011}{0,004}$	-	$\frac{0,006}{0,0016}$	-	-	-
407-36-3-95-97	$\frac{98,54}{1,098}$	-	-	$\frac{1,36}{0,015}$	$\frac{0,102}{0,001}$	-	-	-	-	-
407-31-1-112-117	$\frac{2,199}{1,125}$	$\frac{97,77}{46,77}$	-	$\frac{0,048}{0,011}$	$\frac{0,006}{0,003}$	-	$\frac{0,003}{0,0015}$	-	-	-
407-37-2-109-111	-	$\frac{94,99}{88,89}$	-	$\frac{5,009}{0,009}$	-	-	-	-	-	-
407-38-2-15-17	$\frac{0,148}{0,139}$	$\frac{99,22}{21,29}$	-	$\frac{0,103}{0,022}$	$\frac{0,0013}{0,0028}$	-	$\frac{0,0013}{0,0028}$	-	-	-
407-39-2-100-105	$\frac{0,53}{1,438}$	$\frac{99,41}{277,25}$	-	$\frac{0,009}{0,023}$	$\frac{0,001}{0,0025}$	-	-	-	-	-
407-40-1-70-75	$\frac{3,38}{0,641}$	$\frac{96,44}{14,74}$	-	$\frac{0,12}{0,025}$	$\frac{0,014}{0,0039}$	-	-	-	-	-
407-42-2-35-40	$\frac{1,011}{1,212}$	$\frac{98,80}{119,0}$	-	$\frac{0,0234}{0,028}$	$\frac{0,0039}{0,0047}$	$\frac{0,0026}{0,0031}$	$\frac{0,0039}{0,0047}$	-	$\frac{0,0013}{0,0015}$	$\frac{0,0039}{0,0047}$
407-44-1-60-65	$\frac{0,689}{0,895}$	$\frac{99,25}{129,0}$	-	$\frac{0,0173}{0,022}$	$\frac{0,0017}{0,0021}$	-	-	-	-	-
407-45-1-55-60	$\frac{1,025}{2,16}$	$\frac{98,95}{208,3}$	-	$\frac{0,0165}{0,0348}$	$\frac{0,0016}{0,0075}$	-	-	-	-	-
407-45-2-0-5	$\frac{97,90}{0,99}$	-	-	$\frac{1,855}{0,0188}$	$\frac{0,145}{0,00145}$	-	$\frac{0,144}{0,00144}$	-	-	-

407-47-3-77-80	$\frac{0,576}{0,395}$	$\frac{99,40}{68,50}$	-	$\frac{0,05}{0,0342}$	$\frac{0,0057}{0,0039}$	-	$\frac{0,0025}{0,0017}$	-	$\frac{0,0036}{0,0026}$	$\frac{0,0029}{0,002}$
408-36-2-83-85	$\frac{2,24}{3,14}$	$\frac{97,60}{137,0}$	-	$\frac{0,033}{0,0464}$	$\frac{0,018}{0,0025}$	-	-	-	-	-
408-36-3-7-10	$\frac{2,2}{0,785}$	$\frac{97,40}{35,70}$	-	$\frac{0,129}{0,472}$	$\frac{0,0312}{0,114}$	$\frac{0,156}{0,057}$	$\frac{0,0234}{0,0856}$	$\frac{0,0195}{0,0715}$	$\frac{0,0078}{0,028}$	$\frac{0,0156}{0,057}$
408-36-5-34-37	Следы	$\frac{99,99}{264,0}$	-	$\frac{0,0058}{0,0154}$	$\frac{0,0108}{0,0029}$	-	-	-	-	-
408-37-1-74-77	$\frac{0,481}{2,188}$	$\frac{99,51}{452,08}$	-	$\frac{0,011}{0,050}$	$\frac{0,0014}{0,0063}$	-	-	-	-	-
408-37-2-89-91	$\frac{0,967}{2,232}$	$\frac{99,01}{228,57}$	-	$\frac{0,020}{0,0464}$	$\frac{0,0015}{0,0036}$	-	-	-	-	-
408-37-3-33-35	$\frac{5,92}{2,417}$	$\frac{93,96}{38,33}$	-	$\frac{0,098}{0,040}$	$\frac{0,0123}{0,005}$	-	$\frac{0,0053}{0,0022}$	-	-	-
408-38-1-66-68	$\frac{1,695}{0,375}$	$\frac{97,95}{21,67}$	-	$\frac{0,354}{0,078}$	$\frac{0,0049}{0,0011}$	-	-	-	-	-
408-38-2-38-40	$\frac{0,988}{0,298}$	$\frac{98,845}{29,762}$	-	$\frac{0,1304}{0,0393}$	$\frac{0,0158}{0,0048}$	$\frac{0,0079}{0,0024}$	$\frac{0,0118}{0,0036}$	-	-	-
408-38-3-95-97	$\frac{3,740}{1,544}$	$\frac{96,174}{39,706}$	-	$\frac{0,0784}{0,0324}$	$\frac{0,0071}{0,0029}$	-	-	-	-	-
409-7-6-135-140	$\frac{3,996}{1,157}$	$\frac{95,913}{27,78}$	-	$\frac{0,0799}{0,023}$	$\frac{0,0064}{0,0019}$	-	$\frac{0,0042}{0,0012}$	-	-	-
409-9-2-95-100	$\frac{0,369}{0,658}$	$\frac{99,61}{177,63}$	-	$\frac{0,0192}{0,0342}$	$\frac{0,0015}{0,0026}$	-	-	-	-	-
409-10-1-50-55	$\frac{10,592}{2,375}$	$\frac{88,196}{20,00}$	-	$\frac{0,1895}{0,0425}$	$\frac{0,0167}{0,0038}$	-	$\frac{0,0056}{0,0013}$	-	-	-
409-10-4-95-100	$\frac{1,419}{2,813}$	$\frac{98,556}{195,31}$	-	$\frac{0,0228}{0,0453}$	$\frac{0,0016}{0,0031}$	-	-	-	-	-

Таблица 35 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
409-11-3-70-75	<u>1,848</u> 0,833	<u>98,102</u> 44,23	-	<u>0,0426</u> 0,0192	<u>0,0057</u> 0,0026	-	<u>0,0018</u> 0,0008	-	-	-
409-12-1-120-125	Следы	<u>99,936</u> 80,00	-	<u>0,0499</u> 0,040	<u>0,0014</u> 0,0011	-	-	-	-	-
409-15-2-80-85	<u>2,191</u> 1,204	<u>97,758</u> 53,70	-	<u>0,0472</u> 0,0259	<u>0,0034</u> 0,0018	-	-	-	-	-
409-17-1-130-135	<u>96,154</u> 0,408	-	-	<u>3,846</u> 0,016	-	-	-	-	-	-
409-18-1-90-95	<u>0,0803</u> 0,075	<u>98,898</u> 93,33	-	<u>0,0196</u> 0,0183	<u>0,0017</u> 0,0017	-	-	-	-	-
409-20-1-10-15	<u>0,395</u> 0,492	<u>99,765</u> 124,24	-	<u>0,0146</u> 0,0181	<u>0,0012</u> 0,0015	-	-	-	-	-
409-21-3-120-125	<u>0,394</u> 1,513	<u>99,596</u> 382,89	-	<u>0,0096</u> 0,0368	<u>0,0004</u> 0,0017	-	-	-	-	-
409-24-2-130-135	<u>1,104</u> 1,05	<u>98,845</u> 94,00	-	<u>0,0452</u> 0,043	<u>0,0042</u> 0,004	-	<u>0,0019</u> 0,0018	-	-	-
409-24-3-145-150	<u>2,055</u> 1,313	<u>97,847</u> 62,50	-	<u>0,088</u> 0,0563	<u>0,0078</u> 0,0050	-	<u>0,0036</u> 0,0016	-	-	-
409-25-2-60-65	-	<u>99,867</u> 3,503	-	<u>0,133</u> 0,056	-	-	-	-	-	-
409-28-1-120-125	<u>99,97</u> 1,600	-	-	<u>0,0199</u> 0,032	<u>0,0049</u> 0,008	-	<u>0,0037</u> 0,006	-	-	-
409-31-2-45-48	-	<u>99,976</u> 77,38	-	<u>0,019</u> 0,0155	<u>0,0034</u> 0,0024	-	-	-	-	-
409-32-1-85-98	<u>1,937</u> 1,70	<u>98,004</u> 86,00	-	<u>0,046</u> 0,041	<u>0,0076</u> 0,0067	<u>0,0022</u> 0,0020	<u>0,0044</u> 0,0040	<u>0,0011</u> 0,0010	<u>0,0014</u> 0,0013	<u>0,0013</u> 0,0012

410-37-1-85-90	<u>10,419</u> 0,35	<u>89,312</u> 3,0	-	<u>0,238</u> 0,008	<u>0,029</u> 0,001	-	-	-	-
410-38-1-86-91	<u>1,019</u> 0,365	<u>98,97</u> 35,42	-	<u>0,0034</u> 0,0013	<u>0,0058</u> 0,002	-	-	-	-
410-39-3-119-124	<u>38,09</u> 1,042	<u>66,080</u> 2,089	-	<u>0,858</u> 0,0271	<u>0,066</u> 0,0021	-	-	-	-
410-39-6-28-33	<u>3,48</u> 1,25	<u>96,367</u> 34,62	-	<u>0,128</u> 0,0462	<u>0,0107</u> 0,0038	<u>0,0064</u> 0,0023	<u>0,0069</u> 0,0025	-	-
410-41-2-54-59	-	<u>99,989</u> 81,13	-	<u>0,011</u> 0,0086	-	-	-	-	-
410A-2-1-39-44	<u>1,328</u> 1,666	<u>98,648</u> 123,8	-	<u>0,0227</u> 0,0286	<u>0,0013</u> 0,0017	-	-	-	-
410A-2-4-25-30	<u>0,338</u> 0,337	<u>99,62</u> 99,66	-	<u>0,0354</u> 0,0355	<u>0,0080</u> 0,0051	-	-	-	-
410A-3-3-25-30	<u>12,065</u> 1,65	<u>87,745</u> 12,00	-	<u>0,175</u> 0,024	<u>0,0146</u> 0,002	-	-	-	-
410A-4-2-75-80	Следы	<u>99,97</u> 27,14	-	<u>0,03</u> 0,0093	-	-	-	-	-
410A-4-4-55-60	"	<u>82,80</u> 52,50	<u>17,15</u> 10,87	<u>0,0414</u> 0,0262	<u>0,0059</u> 0,0037	-	-	-	-
410A-5-3-85-90	<u>1,254</u> 0,945	<u>98,72</u> 74,39	-	<u>0,0226</u> 0,017	<u>0,0032</u> 0,0024	-	-	-	-
410A-5-4-25-30	<u>2,173</u> 0,833	<u>97,776</u> 37,50	-	<u>0,0434</u> 0,0167	<u>0,0072</u> 0,0028	-	-	-	-
410A-6-2-115-120	<u>5,49</u> 0,313	<u>94,119</u> 5,35	-	<u>0,313</u> 0,0178	<u>0,047</u> 0,0027	-	<u>0,0298</u> 0,0017	-	-
411-1-1-7-10	<u>1,107</u> 1,666	<u>98,873</u> 148,80	-	<u>0,0197</u> 0,0298	-	-	-	-	-
411-1-1-70-75	<u>2,065</u> 1,250	<u>97,907</u> 59,25	-	<u>0,0260</u> 0,0157	<u>0,0021</u> 0,0013	-	-	-	-

Таблица 35 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
411-2-1-60-65	$\frac{0,887}{0,151}$	$\frac{99,099}{168,75}$	-	$\frac{0,0135}{0,0229}$	$\frac{0,0009}{0,0015}$	-	-	-	-	-
411-3-1-37-41	$\frac{3,053}{0,58}$	$\frac{96,866}{46,00}$	-	$\frac{0,0505}{0,024}$	$\frac{0,0029}{0,0014}$	-	-	-	-	-
411-3-1-143-145	$\frac{0,38}{0,859}$	$\frac{99,605}{225,0}$	-	$\frac{0,0131}{0,0297}$	$\frac{0,0009}{0,0022}$	-	-	-	-	-
411-4-1-84-88	$\frac{1,73}{0,807}$	$\frac{98,22}{45,83}$	-	$\frac{0,037}{0,0171}$	$\frac{0,0044}{0,0021}$	$\frac{0,0013}{0,0006}$	$\frac{0,0028}{0,0013}$	$\frac{0,0015}{0,0007}$	-	-
412A-1-1-16-20	$\frac{91,32}{0,208}$	-	-	$\frac{7,305}{0,0017}$	$\frac{1,369}{0,0031}$	-	-	-	-	-
412A-2-1-71-75	$\frac{0,853}{1,285}$	$\frac{99,133}{149,30}$	-	$\frac{0,0115}{0,024}$	$\frac{0,0013}{0,0021}$	-	-	-	-	-
412A-3-1-47-50	$\frac{2,952}{1,521}$	$\frac{96,983}{50,00}$	-	$\frac{0,0611}{0,0315}$	$\frac{0,0042}{0,0022}$	-	-	-	-	-
412A-3-2-45-50	$\frac{97,50}{1,547}$	-	-	$\frac{2,175}{0,0345}$	$\frac{0,225}{0,0036}$	-	$\frac{0,0975}{0,0015}$	-	-	-
412A-3-3-42-45	$\frac{0,949}{0,921}$	$\frac{99,031}{96,05}$	-	$\frac{0,0189}{0,0184}$	$\frac{0,0027}{0,0026}$	-	-	-	-	-
412A-5-1-35-40	$\frac{0,96}{0,955}$	$\frac{99,01}{98,52}$	-	$\frac{0,0026}{0,0257}$	$\frac{0,0022}{0,0022}$	-	$\frac{0,0002}{0,0024}$	-	-	-
412A-6-1-85-90	$\frac{2,001}{0,363}$	$\frac{97,862}{17,74}$	-	$\frac{0,116}{0,0209}$	$\frac{0,0151}{0,0027}$	-	$\frac{0,0058}{0,00109}$	-	-	-
412A-7-2-130-135	$\frac{1,797}{1,16}$	$\frac{98,166}{63,39}$	-	$\frac{0,0345}{0,0223}$	$\frac{0,0017}{0,0012}$	-	-	-	-	-
412A-8-1-90-95	$\frac{98,159}{1,176}$	-	-	$\frac{1,718}{0,0205}$	$\frac{0,122}{0,0015}$	-	-	-	-	-

412A-9-1-130-135	$\frac{11,847}{1,688}$	$\frac{87,758}{12,50}$	-	$\frac{0,307}{0,0438}$	$\frac{0,0351}{0,005}$	-	$\frac{0,0263}{0,0037}$	$\frac{0,0087}{0,00125}$	$\frac{0,0174}{0,0025}$	-
412A-11-2-140-145	$\frac{1,706}{0,801}$	$\frac{98,264}{46,15}$	-	$\frac{0,030}{0,0141}$	-	-	-	-	-	-
412A-11-3-3-5	$\frac{6,426}{1,031}$	$\frac{93,469}{15,00}$	-	$\frac{0,0973}{0,0156}$	$\frac{0,0077}{0,0013}$	-	-	-	-	-
412A-13-1-97-100	$\frac{2,095}{0,662}$	$\frac{97,79}{29,66}$	-	$\frac{0,093}{0,0294}$	$\frac{0,0093}{0,0029}$	$\frac{0,0046}{0,0015}$	$\frac{0,0093}{0,0029}$	-	-	-
412A-13-2-30-35	$\frac{5,53}{2,656}$	$\frac{94,36}{45,31}$	-	$\frac{0,0976}{0,0469}$	$\frac{0,0098}{0,0047}$	-	-	-	-	-
412A-14-2-107-112	Следы	$\frac{99,996}{444,19}$	-	$\frac{0,004}{0,016}$	-	-	-	-	-	-
412A-14-5-3-7	$\frac{0,748}{0,724}$	$\frac{99,217}{101,71}$	-	$\frac{0,0299}{0,0289}$	$\frac{0,0040}{0,0039}$	-	$\frac{0,0013}{0,0013}$	-	-	-
413-1-2-75-80	$\frac{4,106}{1,50}$	$\frac{95,809}{35,00}$	-	$\frac{0,0718}{0,0263}$	$\frac{0,0047}{0,0018}$	$\frac{0,0034}{0,0013}$	$\frac{0,0047}{0,0016}$	-	-	-
413-1-2-113-118	$\frac{0,826}{0,156}$	$\frac{99,119}{18,75}$	-	$\frac{0,055}{0,0104}$	-	-	-	-	-	-
43-2-1-25-28	$\frac{0,144}{0,135}$	$\frac{99,816}{93,75}$	-	$\frac{0,0354}{0,033}$	$\frac{0,0044}{0,0042}$	-	-	-	-	-
413-2-1-72-75	$\frac{1,738}{1,513}$	$\frac{98,218}{85,52}$	-	$\frac{0,0423}{0,0386}$	$\frac{0,0021}{0,0018}$	-	-	-	-	-
413-3-1-70-75	$\frac{4,756}{0,641}$	$\frac{95,129}{12,82}$	-	$\frac{0,105}{0,0141}$	$\frac{0,0025}{0,0013}$	-	-	-	-	-
413-4-1-56-60	$\frac{1,768}{0,804}$	$\frac{98,197}{44,64}$	-	$\frac{0,035}{0,0161}$	-	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. В графах химического состава газов: в числителе — % содержания газа, в знаменателе — содержание газа в см<sup>3</sup>/кг. Прочерк — содержание газа в породе ниже порога чувствительности метода.

Таблица 36

Средний химический состав газов в базальтах из скв. 407, 408, 409, 410, 410А, 411, 412А, 413

№ скв.	Число образцов	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>
407, 408, 409	39	$\frac{1,222 (95,62)}{0,994}$	$\frac{98,84}{87,56}$	— —	$\frac{0,045 (3,84)}{0,040}$	$\frac{0,0061 (0,53)}{0,0055}$
410, 410А	13	$\frac{1,131 (95,84)}{0,812}$	$\frac{98,38}{48,49}$	— 10,87 (1)	$\frac{0,045 (3,81)}{0,022}$	$\frac{0,005 (0,35)}{0,0025}$
411, 412А, 413	28	$\frac{0,498 (93,96)}{0,422}$	$\frac{99,47}{84,26}$	— —	$\frac{0,027 (5,09)}{0,023}$	$\frac{0,005 (0,95)}{0,0014}$

Примечание. В числителе — химический состав газов в %, в скобках — без азота, в знаменателе — содержание газа в см<sup>3</sup>/кг, в скобках — число образцов, по которому рассчитано среднее содержание соответствующего компонента.

Таблица 36 (окончание)

№ скв.	Число образцов	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>
407, 408, 409	39	$\frac{-}{0,0161 (4)}$	$\frac{-}{0,0074 (17)}$	$\frac{-}{0,0363 (2)}$	$\frac{-}{0,003 (4)}$	$\frac{-}{0,0162 (4)}$
410, 410А	13	$\frac{-}{0,0023 (1)}$	$\frac{-}{0,0019 (3)}$	$\frac{-}{-}$	$\frac{-}{-}$	$\frac{-}{-}$
411, 412А, 413	28	$\frac{-}{0,0011 (3)}$	$\frac{-}{0,0014 (8)}$	$\frac{-}{0,0004 (2)}$	$\frac{-}{0,0019 (2)}$	$\frac{-}{0,0012 (1)}$

Однако разброс содержаний этих газов составляет существенную величину (см<sup>3</sup>/кг): H<sub>2</sub> — 0,1–3,3; CH<sub>4</sub> — 0,007–0,08; C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> — 0,0008–0,008; C<sub>3</sub>H<sub>8</sub> — 0,0006–0,008. Наиболее широк интервал вариаций содержаний всех индивидуальных газов в образцах их скв. 407, 408, 409. Несколько уже он в образцах из скв. 411, 412А и 413 и наиболее узок — в базальтах скв. 410/410А. Соответственно аналогично изменяются средние содержания всех индивидуальных газов, за исключением водорода (табл. 36).

Гистограммы распределения содержаний газов, построенные по региональному признаку, показывают, что изменений в составе или концентрациях газов в зависимости от химизма базальтов не наблюдается (рис. 59). По составу и содержаниям в пробах изученные газы близки газам базальтов Курильской островной дуги, островов юго-западного сектора Тихого океана, Исландии и Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, химический состав газов, содержащихся в базальтах, не зависит от химического состава первичного расплава. По-видимому, газонасыщенность базальтов зависит лишь от формы проявления вулканизма (эффузивный аэральный, эффузивный подводный, интрузивный) и степени эпимагматических изменений пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С.* Границы распространения плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене. — *Океанология*, 1974, т. 14, № 5, с. 112–117.
- Варенцов И.М.* Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах. — В кн.: *Минеральные месторождения*. М.: Наука, 1976, с. 79–96. (Международ. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Варенцов И.М., Блажчишин А.И.* Железо-марганцевые конкреции. — В кн.: *Геология Балтийского моря*. Вильнюс: Моклас, 1976, с. 307–348.
- Варенцов И.М., Степанец М.И.* Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 679–682.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555–572.
- Вуд Дж.А.* Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры/Пер. с англ. М.А. Назарова. М.: Наука, 1975, с. 29–45.
- Герасимов И.П.* Физико-географический атлас Мира. М.: Наука, 1974, с. 5–37.
- Горбунова З.Н.* Пальгорскиты в осадках из кернов глубоководного бурения в Тихом океане. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2, с. 430–432.
- Градусов Б.П.* Генезис пальгорскита в континентальных и океанических отложениях. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 418–421.
- Градусов Б.П.* Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1975, с. 1–125.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Балашов Ф.А.* Петрохимические и геохимические критерии дифференциации верхней мантии океанов. — В кн.: *Тр. Междунар. геохим. конгр. "Магматические процессы"*. М.: Наука, 1972, с. 366–381.
- Дриц В.А., Сахаров Б.П.* Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976, с. 1–255. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Дромашко С.Г.* Сравнительная характеристика пальгорскита, талька и пиррофиллита. — *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва*, 1953, № 7, с. 191–212.
- Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — *Геотектоника*, 1979, № 1, с. 22–35.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Типы гидрослюд осадочных пород и их генетическое значение. — В кн.: *Эпигенез и его минеральные индикаторы*. М.: Наука, 1971, с. 71–95. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А.* О триоктаэдрических слодах в осадочных породах. — *Тр. Междунар. конф. по минералогии глин в Стокгольме*; 1963, т. 2, с. 147–171.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* О дифференциации базальтов и андезитов. — *Изв. Геол. ком.*, 1925, № 4, с. 11–122.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Михеев В.И.* Рентгенографический определитель минералов. — Л.: Недра, 1957, с. 759–761.
- Ритеев М.А.* Минералогия и генезис пальгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. — *Литология и полез. ископаемые*, 1963, № 1, с. 58–72.
- Ритеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964, с. 1–287. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 112).
- Ритеев М.А.* Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах. — *Литология и полез. ископаемые*, 1979, № 5.
- Ритеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И.* Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — *Литология и полез. ископаемые*, 1966, № 3.
- Ритеев М.А., Градусов Б.П.* Структурные преобразования андезито-трахитовых туфов Асканы в зоне гидротермального сульфидного оруденения. — *Литология и полез. ископаемые*, 1970, № 1, с. 43–51.
- Рудник Г.Б.* Магматические и метаморфические породы впадины Хесса. — В кн.: *Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана*. М.: Наука, 1976, с. 116–125.
- Сахаров Б.А., Хлыбов В.П.* Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита. — *Литология и полез. ископаемые*, 1972, № 1, с. 171–174.

- Свальнов В.Н.* Новообразованный палыгорскит в осадках станции 4599 (Индийский океан). — *Океанология*, 1974, т. 14, вып. 1, с. 138–141.
- Сердюченко Д.П.* О сепиолитах, палыгорскитах и "аттапулгитах". — *Минерал. сб.* Львов. геол. о-ва, 1955, № 9, с. 156–171.
- Страхов Н.М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 372 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1. 212 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современно-го океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 292).
- Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 389 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 197).
- Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 198).
- Тимофеев П.П.* Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса. — *Литология и полез. ископаемые*, 1972, № 6, с. 14–25.
- Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.
- Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А.* и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и пост-седиментационного изменения. — В кн.: *Кристаллохимия минералов и геологические проблемы*. М.: Наука, 1975, с. 74–81.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geochem. Techn. Rep.* 8.: Yale Univ. Dep. Geol., 1964, p. 1–86.
- Bishop J.L., Clancy J.J., Booth J.S.* Magnesium removal in reducing marine sediments by cation exchange. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 5, p. 559–567.
- Bolli H.M., Ryan W.B.F., McKnight B.K.* et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. print. off., 1978, vol. 40, p. 1079.
- Bonatti E., Joensuu O.* Palygorskite from the deep sea. — *Amer. Miner.*, 1968, vol. 53, p. 975–983.
- Bonatti E., Joensuu O.* Palygorskite from the deep sea: A reply. — *Ibid.*, 1969, vol. 54, p. 568.
- Boström K.* The origin and fate of ferromanganous active ridge sediments. — *Stockholm Contribs Geol.*, 1973, bd. 27, N 2, s. 149–243.
- Boström K., Farquharson B., Eyl W.* Submarine hot springs as a source of active ridge sediments. — *Chem. Geol.*, 1971, vol. 10, p. 189–203.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S.* Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in pelagic sediments. — *Ibid.*, 1973, vol. 11, p. 123–148.
- Boström K., Joensuu O., Valdes S., Riera M.* Geochemical history of South Atlantic Ocean sediments since Late Cretaceous. — *Mar. Geol.*, 1972, vol. 12, N 2, p. 85–121.
- Brindley G.W.* X-ray and electron diffraction data for sepiolite. — *Amer. Miner.*, 1959, vol. 44, N 5/6, p. 653.
- Brindley G.W., Mering J.* Diffractions by random layers. — *Nature*, 1951, vol. 161, p. 774.
- Bruty D., Chester R., Aston S.R.* Trace elements in ancient Atlantic Deep-Sea sediments. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 245, p. 73–74.
- Caillere S., Henin S.* The sepiolite minerals: The differential thermal investigation of clays/ Ed. R.C. Mackenzie. P., 1957.
- Chambers G.P.* Some industrial applications of the clay minerals sepiolite. — *Silicat. ind.*, 1959, vol. 24, N 4, p. 143–159.
- Couture R., Miller R., Gieskes J.* Interstitial waters and mineralogical studies, Leg 41. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash: US Gov. print. off., 1977, vol. 41, p. 907–914.
- Dean W.E., Gardner J.V., Jansa L.F.* et al. Cyclic sedimentation along the continental margin of North-West Africa. — *Ibid.*, p. 965–990.
- Dean W.E., Schreiber B.C.* Authigenic barite, Leg 41: Deep-Sea Drilling Project. — *Ibid.*, p. 915–931.
- Delany A.C., Delany A.D., Parkin D.W.* et al. Airborne dust collected of Barbados. — *Geochim. et cosmochim. acta*, vol. 31, p. 885–909.
- Elouard P.* Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de la vallée du Sénégal: Thèse Sci., 1959. 372 p.
- El Wakeel S.K., Riley J.P.* Chemical and mineralogical studies of Deep-Sea sediments. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, vol. 25, p. 110–146.
- Gardner J.V., Dean W.E., Jansa L.* Sediments recovered from the North-West African Continental margin. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 41, p. 1121–1134.
- Gaudette H.E., Eades J.S., Grim R.E.* The nature of illite: Clays and clay minerals. — In: *Proc. 13th Nat. Conf. N.Y.*: Pergamon press, 1966, p. 33–49.
- Goldberg E.D., Griffin I.I.* Sedimentation rates and mineralogy in geophysical Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 20.
- Goldberg E.D., Griffin I.I.* The sediments of the northern Indian ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1970, vol. 17, p. 513–537.
- Gottini V.* Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. — *Bull. vulcanol.*, 1970, vol. 33, N 3, p. 818–827.
- Griffin J.J., Windom H.L., Goldberg G.E.* The distribution of clay minerals in the World Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, vol. 15, p. 433–459.
- Hartmann M., Lange H., Seibold E., Walder E.* Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman ä geologisch-hydrologischer Rahmen und erste sedimentologische Ergebnisse "Meteor". — *Forschungsergebnisse*, 1971, C(4), 1.

- Hathaway J.C., Sachs P.L.* Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge. — *Amer. mineralogist*, 1965, vol. 50, p. 852.
- Heezen B.C., Nesteroff W.D., Oberlin A., Sabatier G.* Découverte d'attapulgitite dans les sédiments profonds du golf d'Aden et de la mer Rouge. — *C. r. Acad. sci.*, 1965, vol. 260, p. 5819–5821.
- Hurley P.M., Heezen B.C., Pinson W.H., Fairbairn H.W.* K–Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, vol. 27.
- Kuno H.* Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. — *Geol. Surv. (Canada)*, 1966, N 2, p. 324–339.
- Kvenvolden K.A.* Organic geochemistry, Leg 41, introduction and summary. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. Print. Off., 1977, vol. 41, p. 815.
- Lancelot Y., Hathaway J.C., Hollister C.D.* Lithology of sediments from the Western North Atlantic — Leg 11, Deep-Sea Drilling Project. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 11, p. 901–949.
- Lancelot Y., Seibold E., Gardner J. et al.* Site Reports. — *Ibid.*, 1977, vol. 41, p. 19–411.
- Lange J., Wedepohl K.H., Heinrichs, Gohn E.* Notes about the specific geochemical composition of "black shales" from site 367 (Leg 41). — *Ibid.*, p. 875–877.
- La Roche H.de, Govindaraju K.* Rapport (1972) sur quatre standards géochimiques de l'Association Nationale de la Recherche Technique: Diorete DR-N, serpentine UB-N, bauxite BX-N et disthène DT-N. — *Bull. Soc. franc. céram.*, 1973, N 100, p. 49–75.
- La Roche H.de, Letterier J.* Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilly dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. — *C. r. Acad. sci.*, 1973, vol. 276, N 24, p. 135–159.
- Longchambon H.* Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampandan-drava. — *Bull. Soc. minér. franc.*, 1937, vol. 60, N 2.
- Lowell R.P., Rona P.A.* On the interpretation of near-bottom water-temperature anomalies. — *Earth and Planet. Sci., Lett.*, 1976, bd. 32, blz. 18–24.
- MacDonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas. — *Contribs Hawaii Inst. Geophys.*, 1968, p. 477–522.
- MacEvan D.M.* A study of interstratified illite-montmorillonite clay. — *Clays and Clay Miner.*, 1955, vol. 4, p. 175–182.
- Martin-Vivaldi J., Cano-Ruiz J.* Contribution to the study of sepiolite. — *Nat. Res. Council. Pubs*, 1956, pt III, N 456.
- Mélières F.* X-ray mineralogy studies, Leg 41, Deep-Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 41, p. 1065–1086.
- Melson W.G., Rabinowitz Ph.D., Bougault H. et al.* Summary of Deep-Sea Drilling Project — Leg 45. Univ. Cal. Scripps Inst. Oceanogr., 1976.
- Mering J.* Interstratified clay minerals. — In: *Trans. 4th Intern. Congr. Soil Sci. Amsterdam*, 1950.
- Millot G.* Géologie des argiles. P., 1964.
- Miyashiro A.* Classification characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 2, p. 249–281.
- Müller G.* Palygorskite und Sepiolite in tertären und quartären Sedimenten von Hadramaut (S-Arabien). — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1961, Bd. 97(2), S. 275.
- Mumpton F.A., Roy R.* New data sepiolite and attapulgitite. — In: *Proc. 5th Nat. Conf. Clays and Clay Miner.* Wash., 1958, p. 136–143.
- Nagy B., Bradley W.* The structural scheme of sepiolite. — *Amer. Miner.*, 1955, vol. 40, p. 885–892.
- Neeb G.A.* Composition and distribution of Samples. — In: *The Snellius Expedition, geological results. Set 1.* Stockholm, 1943.
- Pow-foong Fan, Rex R.W.* X-ray mineralogy studies. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 14, p. 677–726.
- Reisinger A.* X-ray study of the structure of sepiolite. — In: *Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Miner. L.*, 1959, p. 161–167.
- Rad W.von, Riech W., Rösch H.* Silica diagenesis in continental margin sediments of North-West Africa. — In: *Initial Reports of the DSDP*. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 41, p. 879.
- Rad W.non, Rösch H.* Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 Sediments. — *Ibid.*, 1972, vol. 14, p. 727–739.
- Rateev M.A.* Authigenic clay formation in volcanic-sedimentary rocks. — *Proc. Intern. Clay Conf. (Tokyo)*, 1969, vol. 2, p. 21–43.
- Reynolds R.C.* Interstratified clay systems; Calculation of the total one-dimensional diffraction. — *Amer. Miner.*, 1967, vol. 52, p. 1477–1480.
- Reynolds R.C.* The effect of particle size on apparent lattice spacing. — *Acta crystallogr. A*, 1968, vol. 24, p. 1271–1284.
- Rittman A.* Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. Aufl. Stuttgart, 1960, S. 61–65.
- Roberts D.G.* Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean. — *Mar. Geol.*, 1975, vol. 18, N 5, p. M 65–M 72.
- Rona P.* Patterns of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N. — *Ibid.*, 1976, vol. 21, p. M59–M66.
- Rona P., Harbison R.H., Bassinger B. et al.* Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat 26°N). — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 661–674.
- Roubault M., La Roche H.de, Govindaraju K.* Etat actuel (1970) des études coopératives eur les standards géochimiques. — *Sci. Terre*, 1970, vol. 15, N 4, p. 351–393.
- Sabatier G.* Palygorskite from the deep sea: A discussion. — *Amer. Miner.*, 1969, vol. 54, p. 567.
- Sato M.* Structure of interstratified (mixed-layer) mineral. — *Nature*, 1965, vol. 208, N 5005, p. 70–71.
- Schutov V.D., Kats M.Ya., Drits V.A. et al.* Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and post-sedimentary changes. — In: *Intern. Clay Conf. Madrid*, 1975, p. 168–174.

- Seibold E., Hinz K.* Continental slope construction and destruction West Africa. — In: Burk C.A., Drake C.L. The geology of continental margins. N.Y., 1974, p. 179–196.
- Tessier T.* Contributions à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal. — Bull. Dir. Minér. Conf. Ge. AOF, 1952, vol. 1/2, N 14.
- Timofeev P.P., Bogolyubova L.I.* Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation, Deep-Sea Drilling Project Leg 48, Holes 400A, 402A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48.
- Timofeev P.P., Ereemeev V.V., Rateev M.A.* Palygorskite, sepiolite and other clay minerals in Leg 41 oceanic sediments: Mineralogy, facies and genesis. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 41, p. 1087–1101.
- Varentsov I.M.* On the leaching of manganese in the course of interaction of basic volcanic materials with sea water. Soc. Mining Geol. Jap. 1971, spec. iss. 3, p. 466–473. (Proc. IMA–IAGOD Meeting's-70; IAGOD vol.).
- Wardlaw N.C., Nicholls G.D.* Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continent separation. — In: Proc. Intern. Geol. Congr. 24th Sess., Sect. 6, Stratigr. Sedimentol. Montreal, 1972, p. 43–55.
- Wirth L.* Attapulgites du Sénégal Occidental. — Lab. Géol. Univ. Dakar Rep., 1968, N 26.
- Yoder H.S., Tilly C.E.* Origin of basalt magmas. — J. Petrol., 1962, vol. 3, p. 342–532.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I</b>	
Литология, минералогия и геохимия осадочного чехла востока центральной части Атлантического океана (рейс 41-й) . . . . .	7
Результаты литолого-фациальных исследований отложений из глубоководных скважин (П.П. Тимофеев, В.В. Еремеев) . . . . .	8
Пальгорскиты, сепиолиты и другие глинистые минералы в океанических осадках западного побережья Африки (П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, В.В. Еремеев) . . . . .	33
Геохимическая история постюрской седиментации в Северо-Восточной Атлантике (И.М. Варенцов) . . . . .	47
<b>Глава II</b>	
Геохимия базальтов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта (рейс 45-й) (Б.П. Золотарев) . . . . .	83
<b>Глава III</b>	
Литология и минералогия осадочных отложений районов Бискайского залива и плато Рокколл (рейс 48-й) . . . . .	101
Литолого-фациальная характеристика разрезов осадочных отложений (П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, В.В. Еремеев) . . . . .	101
Минералогия глинистой фракции осадков (П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен) . . . . .	124
<b>Глава IV</b>	
Литология, минералогия и геохимия осадочного чехла и базальтов северной части Атлантического океана (рейс 49-й) . . . . .	149
Литолого-фациальная характеристика миоцен-плейстоценовых отложений (П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, В.В. Еремеев) . . . . .	150
Глинистые минералы осадков (П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен) . . . . .	155
Геохимия базальтов северной части Срединно-Атлантического хребта и распределение в них органических газов (Б.П. Золотарев) . . . . .	162
Литература . . . . .	185

## CONTENTS

Introduction. . . . .	3
<b>Chapter I</b>	
Lithology, mineralogy and geochemistry of sedimentary mantle in Central Atlantic (Leg 41 DSDP). . . . .	7
Results of lithologo-facies studies of deposits recovered by DSDP Holes ( <i>P.P. Timofeev, V.V. Ere- meev</i> ). . . . .	8
Palygorskites, sepiolites and other clay minerals in oceanic sediments of West Africa coast ( <i>P.P. Timofeev, M.A. Rateev, V.V. Ereneeov</i> ) . . . . .	33
Geochemical history of Postjurassic sedimentation in North-East Atlantic ( <i>I.M. Varentsov</i> ). . . . .	47
<b>Chapter II</b>	
Geochemistry of basalts from equatorial part of the Mid-Atlantic Ridge (Leg 45 DSDP) ( <i>B.P. Zolo- tarev</i> ). . . . .	83
<b>Chapter III</b>	
Lithology and mineralogy of sedimentary deposits from the Bay of Biscay and Rockall Plateau (Leg 48 DSDP) . . . . .	101
Lithologo-facies description of sedimentary sequences ( <i>P.P. Timofeev, N.V. Rengarten, V.V. Ere- meev</i> ). . . . .	101
Mineralogy of clay fractions in the sediments ( <i>P.P. Timofeev, M.A. Rateev, N.V. Rengarten</i> ). . . . .	124
<b>Chapter IV</b>	
Lithology, mineralogy and geochemistry of sedimentary mantle and basalts in North Atlantic (Leg 49 DSDP) . . . . .	149
Lithologo-facies description of Miocene-Pleistocene deposits ( <i>P.P. Timofeev, N.V. Rengarten, V.V. Ereneeov</i> ). . . . .	150
Clay minerals of sediments. ( <i>P.P. Timofeev, M.A. Rateev, N.V. Rengarten</i> ) . . . . .	155
Geochemistry of basalts from North Mid-Atlantic Ridge and distribution of organic gases in them ( <i>B.P. Zolotarev</i> ). . . . .	162
Bibliography. . . . .	185

**ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ  
МИРОВОГО ОКЕАНА**

**Литология и геохимия  
Атлантического океана  
*Труды, вып. 374***

*Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР*

**Редактор издательства *Л.С. Тпельзон*  
Художник *В.В. Фирсова*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *Г.И. Астахова*  
Корректор *В.Н. Пчелкина***

**ИБ № 24538**

**Подписано к печати 26.10.82. Т – 14089  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,6 + 1,6 вкл.  
Усл.кр.-отг. 17,5. Уч.-изд.л. 20,8.  
Тираж 750 экз. Тип.зак. 1767. Цена 3 р. 30 к.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
.Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

