

П-1483
В 397

1-й изд.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА



Минералогия и геохимия
Атлантического океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Минералогия и геохимия
Атлантического океана

Труды, вып. 397



МОСКВА
"НАУКА"
1984

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
PROBLEMS OF LITHOLOGY OF THE WORLD OCEAN
Mineralogy and geochemistry of the Atlantic Ocean

Transactions, vol. 397

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Атлантического океана/ П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, Н.В. Ренгартен, М.А. Ратеев, Л.И. Боголюбова, И.Е. Стукалова, Б.А. Сахаров, Т.Г. Елисеева. — М.: Наука, 1984. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 397).

Приводятся результаты изучения минералогии и геохимии постсреднеюрских отложений Атлантического океана по материалам глубоководного бурения с "Гломара Челленджера". Дана сравнительная характеристика исходного вещества "черных сланцев". Показана эксгальационная природа накопления тяжелых металлов в приосевых седиментационных впадинах Срединно-Атлантического хребта (23° с. ш.). Рассмотрена история постсреднеюрской седиментации для южных областей Атлантики на основе данных изучения глинистых минералов, обломочных компонентов, рассеянных и редких элементов.

Табл. 38, ил. 57 + 8 фототаблиц, библиогр.: с. 186—188 (103 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 presented results on mineralogical and geochemical investigations of post-Middle Jurassic deposits of the Atlantic Ocean are based on materials of the Deep Sea Drilling Project, by "Glomar Challenger". The comparative characteristics of the initial matter of "black shales" are given. The exhalative nature of heavy metals accumulation in the near-axial ponds of the Mid-Atlantic Ridge (Latitude 23°N) are shown. The history of post-Middle Jurassic sedimentation is considered on clay minerals, clastic components, trace and rare chemical elements.

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. Krashenninikov*

Responsible Editor

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*

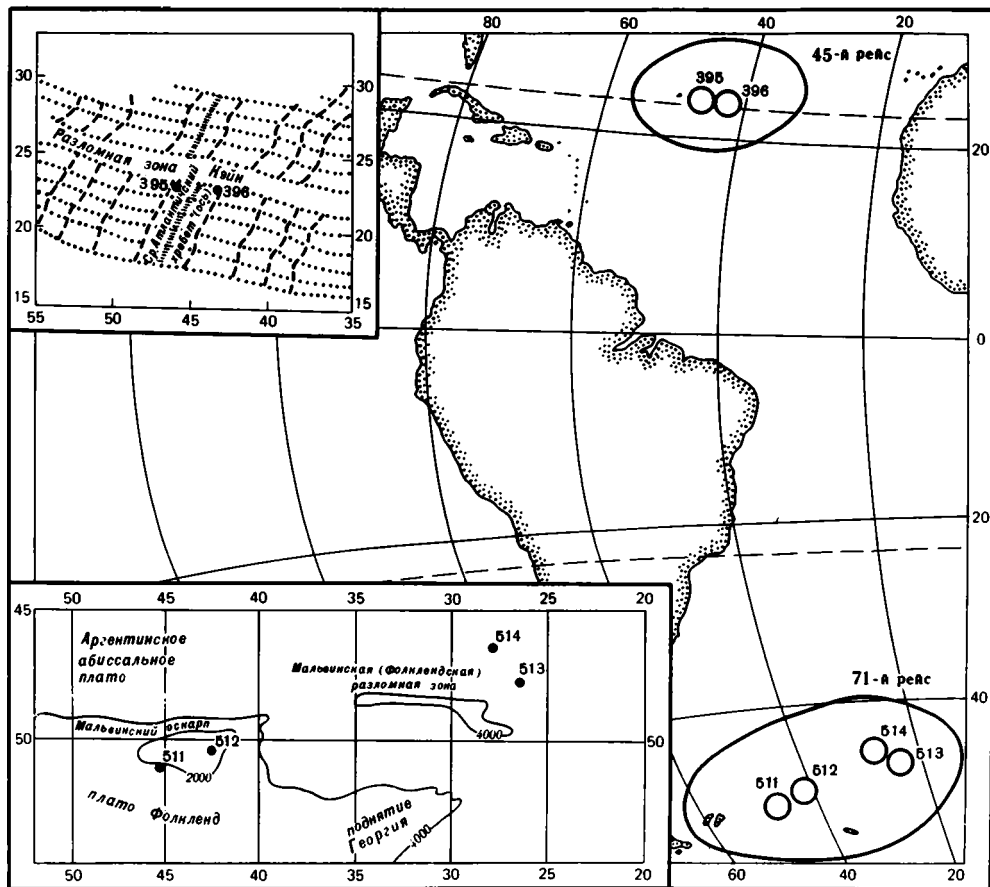
ПРЕДИСЛОВИЕ

В данной монографии публикуются результаты исследований минералогии и геохимии осадочной толщи Атлантического океана, проведенных в Геологическом институте АН СССР по Международной программе глубоководного океанского бурения с бурового судна "Гломар Челленджер". Сравнительно хорошая разбуренность и относительная простота геологического строения большей части Атлантики позволяют решать важнейшие вопросы минералогии и геохимии океанского осадкообразования, литогенеза на примере изучения опорных разрезов главных областей этого океана.

Важнейшей проблемой изучения океанской седиментации в юрское и меловое время является познание природы осадков, весьма обогащенных органическим веществом, широко распространенных во всех океанских бассейнах и отлагавшихся с баррема до турона, а в отдельных областях — позднее. Проведенное в Институте изучение органического вещества "черных сланцев" показало, что оно в значительной мере представлено сапропелем, сложенным остатками растительных микроорганизмов, водорослей, а также фрагментами наземных растений. Трудно переоценить научное и практическое значение генетических характеристик аккумуляции грандиозных количеств органического вещества в столь крупных водоемах для выяснения вопросов формирования залежей углеводородов в осадочных толщах океана.

Минералогическое и геохимическое изучение позднекайнозойских осадков в седиментационных впадинах западного и восточного флангов Срединно-Атлантического хребта (23° с. ш.) позволило выявить роль эксгальационно-гидротермальных процессов в накоплении довольно однородных фораминиферо-наннофоссилиевых осадков (рис. 1). В позднекайнозойской геохимической истории седиментации этого региона при снятии (путем пересчетов) разбавляющего влияния карбонатных, кластических и кремнистых компонентов были установлены два региональных этапа аккумуляции тяжелых металлов: а) средне-позднемиоценовый—плиоценовый (в это время формировались металлоносные базальные осадки, залегающие на измененных породах второго сейсмического слоя); б) позднеплиоценовый (в течение этого этапа происходило отложение наннофоссилиевых илов, сопровождавшееся накоплением сравнительно повышенных концентраций тяжелых металлов, выносимых гидротермами из приосевой зоны хребта, отчасти из разломных участков его флангов).

Примером широкого, комплексного подхода к изучению постсреднеюрской истории седиментации в районах Юго-Западной Атлантики (см. рис. 1) могут служить исследования обломочных, глинистых минералов, главных, рассеянных и редких химических элементов. В результате изучения особенностей распределения минеральных компонентов, прежде всего глинистых минералов, были выяснены изменения климата питающей суши, специфика постседиментационных преобразований, роль эрозионных перерывов в аутигенном минералообразовании. Изучение геохимии главных компонентов, рассеянных и редких элементов, проводившееся с учетом данных по литологии, минералогии и имеющейся геологической информации, позволило количественно оценить роль биогенной, обломочной, аутигенной и гидротермально-эксгальационной составляющих в истории постсреднеюрской седиментации. Выделены главные этапы в геохимической истории седиментации: 1) средне-позднеюрский—раннемеловой, в течение которого происходило накопление мелководных глинистых осадков, богатых органическим веществом, с заметным приносом гидротермальных Mn, Fe, Ba и др.; 2) ранне-среднеальбский—среднемаастрихтский, когда в расширявшемся и углубляв-



Р и с. 1. Расположение скважин 45-го и 71-го рейсов

шемся открытом океанском бассейне отлагались глинистые наннофоссилиевые осадки при интенсивном гидротермальном поступлении Mn, Fe, Ba и др.; 3) позднемаастрихтский—средне-позднеэоценовый — время эрозионного перерыва почти глобального распространения; 4) средне-позднеэоценовый—раннемиоценовый — с широким развитием эрозионных перерывов и интенсивной седиментацией биогенных карбонатов и кремнезема; 5) неоген-четвертичный, в течение которого произошло раскрытие пролива Дрейка и вторжение на север Атлантики холодных антарктических вод. Эти события имели решающее значение в истории позднекайнозойской седиментации Атлантики и серьезно отразились на общей схеме распределения осадков Мирового океана.

Приведенные в книге результаты исследования проблем минералогии и геохимии мезозойской и кайнозойской седиментации Атлантического океана не только обладают самостоятельной высокой научной и практической значимостью, но и составляют надежную основу для создания общей картины эволюции осадкообразования Мирового океана.

ИСХОДНЫЙ РАСТИТЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ САПРОПЕЛЕВОГО ВЕЩЕСТВА МЕЛОВЫХ "ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ" АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Изучение исходного растительного материала сапропелевого вещества "черных сланцев" Атлантического океана является частью решения общей проблемы, связанной с выяснением генезиса "черных сланцев" и определением их нефтегазоматеринского потенциала.

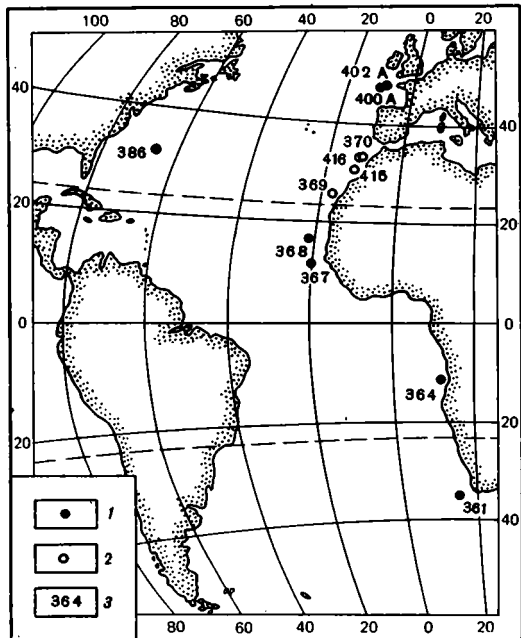
Объектами исследования послужили полные разрезы "черных сланцев" мела (от апта до сеномана включительно) в районах Капской (скв. 361) и Ангольской (скв. 364) котловин, котловины Зеленого Мыса (скв. 367, 368), Бискайского залива (скв. 400А, 402А), плато Фолкленд, Блейк-Багамской впадины и Бермудских островов (скв. 386) (рис. 2).

Петрографическое изучение сапропелевого вещества "черных сланцев", проведенное нами впервые, показало, что в его сложении принимают участие то в большем, то меньшем количестве растительные микроорганизмы, на долю которых приходится нередко преобладающая часть органического вещества (табл. 1), составляющего иногда около 25–33% осадка [Боголюбова, Тимофеев, 1978; Timofeev, Bogoliubova, 1981]. Для некоторых из этих микроорганизмов легко устанавливается их принадлежность к различным видам цист динофлагеллят, как показал К.Г. Давей [Davey, 1979] при изучении "черных сланцев" скв. 400А и 402А в Бискайском заливе, или к водорослям *Tasmanites* и *Nostocopsis*. Однако большая часть микроорганизмов принадлежит к неизвестным в литературе формам, что потребовало их специального изучения.

В препаратах продуктов мацерации, а также в тонких шлифах из образцов при исследовании их под обычным микроскопом в проходящем свете было установлено, что для них характерна овальная или округлая форма телец размером от 4 до 20 мкм и более (табл. 1, 1, 2). Тельца обладают четко выраженной оболочкой, окрашены в бурый цвет различной интенсивности, а иногда они желтовато-бежеватые или желтовато-оливковые. Бурая окраска (вплоть до черной), как отмечает В.А.С. Сержант [Sarjeant, 1974], свойственна ископаемым цистам динофлагеллят, хотя в свежем состоянии они бесцветны. При увеличениях, больших чем в 1000 раз, у многих из описываемых мик-

Т а б л и ц а 1
Элементный состав органического вещества "черных сланцев" скв. 367

Возраст	№ обр. Глубина, м	Содержание органического вещества в осадке, %	Элементный состав, %			Н/С, атомное
			С ^r	Н ^r	(O + N + S) ^r	
Верхний мел, сеноман	17	33,49	71,89	7,62	21,29	1,25
	616,0–625,5					
	19					
Альб	644,5–654,0	20,66	71,88	7,53	20,59	1,26
	20	24,56	70,36	6,38	23,26	1,08
	684,0–692,5					
Альб, верхний апт	22	29,90	70,67	7,26	22,07	1,23
	720,5–730,0					



Р и с. 2. Расположение скважин с "черными сланцами" и рассеянным органическим веществом

Скважины: 1 — с "черными сланцами", 2 — без "черных сланцев"; 3 — номер скважины

роорганизмов наблюдается зернистая или как бы сетчатая структура поверхности (табл. 1, 3). Они отличаются большой прочностью, не раскалываются и не раздавливаются, благодаря чему в препаратах продуктов мацерации и в шлифах обнаруживаются цельными экземплярами, среди которых их обломки и осколки отсутствуют полностью.

Описываемые остатки микроорганизмов очень устойчивы и не поддаются разложению. Они не растворяются в соляной и плавиковой кислотах и не окисляются перекисью водорода. Для их химического состава характерны высокое содержание водорода (около 8%) и повышенные значения атомного отношения Н/С (1,23–1,25; см. табл. 1).

Это говорит о значительной роли липидов в органическом веществе остатков этих микроорганизмов и запропеленом его типе, что подтверждено данными комплекса физико-химических и химико-битуминологических исследований [Барташевич; Боголюбова, 1979; Боголюбова, Тимофеев, 1978]. Под люминесцентным микроскопом бурые тельца приобретают более выраженный красноватый оттенок, а бежеватые и оливковатые становятся оранжевыми [Тимофеев, Bogoliubova, 1981]. Они имеют очень низкую отражательную способность ($R_{\max}$ в масле 0,14–0,25%), что говорит о низкой превращенности их вещества в процессе литогенеза, соответствующей стадии протокатагенеза или землистого бурого угля [Боголюбова, Тимофеев, 1978].

Небольшой размер наблюдаемых форм не позволяет выяснить детали их строения с помощью обычного микроскопа вследствие его недостаточной разрешающей способности. В связи с этим при изучении микроорганизмов был использован одновременно и сканирующий микроскоп.

Под сканирующим микроскопом видно, что остатки микроорганизмов сферические, полые, имеют, как правило, хорошо оформленное устье. Наружная поверхность стенки этих форм гладкая или обнаруживает различную орнаментацию. Приведенная характеристика этих растительных микроорганизмов в целом при сравнении с описанными в литературе дает возможность увидеть их сходство с цистами динофлагеллят — одноклеточных планктонных микроскопических водорослей. Тем не менее форм, полностью аналогичных наблюдавшимся нами, мы не встретили в опубликованных работах Т.Ф. Возженниковой [1967], Х.М. Болли [Bulli, 1978], К.Дж. Давей [Davey, 1979], Д. Фюттера [Fütterer, 1978], Д. Хабиба, [Habib, 1972], Д. Манн [Mann, 1979], С. Мюллера [Müller, 1979], В.А.С. Сержента [Sarjeant, 1974], Х. Таппан [Tappan, 1980], Дж.Л. Виллиамса [Williams, 1978] и др. Характерно, что описываемые формы по размерам аналогичны цистам кальциевых динофлагеллят и сопоставляются с различными видами *Thoracosphaera* [Fütterer, 1978], которые также обнаруживаются в изученных "черных сланцах", например, скв. 367 (табл. I, 4; табл. II, 1, 2). В связи с изложенным можно предположить, что охарактеризованные нами формы являются новыми видами цист органодинфлагеллят. А может быть, некоторые из них являются диагенетически измененными представителями уже описанных ранее таксонов. Также не исключено, что это цисты каких-то других микроорганизмов, например *Archaeomonadaceae*, обнаруженных М. Хайош [Hajós, 1975] в меловых отложениях скв. 275 в Тихом океане. Встреченные нами формы напоминают также цисты различных представителей *Chrysophyceae*,

которые, по описанию Х. Таппан [Tappan, 1980], могут быть целлюлозного, пектинового (реже кремнистого и карбонатного) состава и обнаруживаются в разрезах отложений различных периодов геологической истории Земли.

Вследствие неясности таксономической принадлежности встреченных нами форм ниже они описываются под новым родовым названием *Organoglobula*, подчеркивающим органический состав их стенки и характерную глобулярную форму тела. Приводятся также некоторые формы, встреченные в "черных сланцах" Тихого океана.

Род *Organoglobula* gen. nov.

Диагноз: форма глобулярная, полая; стенка органическая; одно или несколько устьев; поверхность гладкая или орнаментированная; размер от 4 до 20 мкм и более.

В состав рода входят виды: *Organoglobula menneri* sp. nov.; *O. arkadievi* sp. nov.; *O. zhemchuzhnikovii* sp. nov.; *O. timofeevi* sp. nov.; *O. granulosa* sp. nov.; *O. futila* sp. nov. Основными критериями выделения видов являются размер тела, характер орнаментации поверхности стенки, число устьев, их расположение, размер, очертания.

Organoglobula menneri gen. et sp. nov.

Таблица II, 3, 4

Название вида — в честь В.В. Меннера.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. 3407, 3408.

Описание. Форма размером 20 мкм, с четко выраженными ровными контурами; округлое устье диаметром 2 мкм расположено в углублении. От устья отходят борозды, разделяющие сферу на четыре равновеликих сегмента. Поверхность стенки гладкая.

Сравнение. Описываемый вид резко отличается от всех выделенных новых видов наличием борозд, расположением устья в углублении стенки и гладкой поверхностью последней. Некоторое сходство обнаруживает с *Archeomonas cratera* Deflandre [Hajós, 1975].

Местонахождение: Тихий океан, скв. 463 DSDP (62-й рейс), обр.¹ 70—5—7—13.

Возраст: нижний апт.

Материал: два препарата, пять экземпляров.

Organoglobula arkadievi gen. et sp. nov.

Таблица III, 1, 2; таблица VII, 3

Название вида — в честь А.Л. Боголюбова.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР экз. № 3490, 3491.

Описание. Форма колбообразная, с конусообразным возвышением в области устья. Диаметр по длинной оси 25, по короткой — 23,5 мкм. Устье округлое, диаметром 2,9 мкм, с четко выраженными ровными контурами, расположено на конусообразном возвышении, постепенно переходящем в сферу. Поверхность возвышения гладкая. Поверхность сферы местами неяснокрупночерепитчатая, местами ясно мелкочерепитчатая; единичные отростки.

Сравнение. Описываемый вид резко отличается от всех выделенных новых видов расположением устья на конусообразном возвышении и слабо выраженной орнаментацией стенки.

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 20—4—65—69.

Возраст: альб.

Материал: два препарата, семь экземпляров.

¹ В книге используется нумерация образцов, принятая в Международной программе глубоководного океанического бурения (DSDP): первое число — номер скважины (если номер скважины указан отдельно, как в данном случае, или вынесен в заголовок таблицы или графы, то в номер образца он не включается), второе — номер керна, третье — номер секции керна, четвертое и пятое — положение образца в секции керна (интервал в см).

Organoglobula zhemchuzhnikovi gen. et sp. nov.

Таблица III, 3, 4; таблица VIII, 3

Название вида — в честь Ю.А. Жемчужникова.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3491, 3407.

Описание. Форма сферическая, реже овоидная, размером 10 мкм; устье крупное, с неровными контурами, иногда с крышечкой (?), расположено в плоскости стенки, диаметр устья 3—4,2 мкм. Поверхность стенки крупночерепитчатая.

Сравнение. Описываемый вид отличается от других выделенных новых видов крупным устьем и крупночерепитчатой орнаментацией поверхности. Некоторое сходство обнаруживает с *Thoracosphaera heimi* (Lohmann) и *Thoracosphaera imperforata* kamptner [Fütterer, 1978].

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 21—3—95—99; Тихий океан, скв. 463 DSDP (62-й рейс), обр. 70—5—7—13.

Возраст: верхний апт, альб.

Материал: два препарата, восемь экземпляров.

Organoglobula jablovkii gen. et sp. nov.

Таблица IV, 1, 2; таблица VIII, 4

Название вида — в честь В.С. Яблокова.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3490.

Описание. Форма размером 10 мкм (иногда меньше), с двумя устьями, одно из которых имеет размер 1,25 мкм, другое — меньше по размеру (0,5 мкм). Иногда устья бывают более крупными, имея диаметр 5 и 3 мкм. Контуров их обычно неровные. Располагаются устья в небольших углублениях стенки. Поверхность стенки крупночерепитчатая.

Сравнение. Описываемый вид отличается от других выделенных новых видов наличием двух устьев. Сходен с *Organosphaera zhemchushnikovii* характером крупночерепитчатой орнаментации стенки, но имеет два устья.

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 20—4—65—69.

Возраст: верхний апт, альб.

Материал: пять экземпляров.

Organoglobula naumovae gen. et sp. nov.

Таблица IV, 3, 4; таблица V, 1, 2; таблица VII, 4; таблица VIII, 1, 2

Название вида — в честь С.Н. Наумовой.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3491, 3490.

Описание. Форма сферическая или овоидная, полая, размером 10—11 мкм. Устье округлое, с четкими контурами, диаметром 1,25 мкм, иногда с крышечкой (?), расположено в плоскости стенки. Поверхность стенки мелкочерепитчатая.

Сравнение. Описываемый вид отличается от других выделенных новых видов мелкочерепитчатой орнаментацией поверхности стенки. Некоторое сходство обнаруживает с *Thoracosphaera imperforata* kamptner [Fütterer, 1978].

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 21—3—95—99, 20—4—65—69.

Возраст: верхний апт, альб.

Материал: два препарата, шесть экземпляров.

Organoglobula timofeevi gen. et sp. nov.

Таблица V, 3, 4; таблица VI, 1, 2

Название вида — в честь П.П. Тимофеева.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3409, 3487.

Описание. Форма колбообразная или сферическая, полая, размером 10–17 мкм. Устье четко выражено, имеет выступающее "горлышко" над поверхностью сферы, высота которого 1,3 мкм, а диаметр 2,7 мкм. Поверхность стенки сетчатая. Полости сетки неправильной формы: в одних случаях более или менее равновеликие, в других — имеют различный размер за счет утолщения перегородок сетки. Иногда полости исчезают полностью и образуются участки с гладкой или гранулированной поверхностью.

Сравнение. Описываемый вид резко отличается от других выделенных новых видов сетчатой орнаментацией поверхности стенки и наличием "горлышка" у устья. Некоторое сходство обнаруживает с *Bolboforma rotunda* Daniels и Spiegler [Tappan, 1980].

Местонахождение: Тихий океан, скв. 465 DSDP (62-й рейс), обр. 28–1–107; Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 17–4–130–134.

Возраст: верхний мел, сеноман.

Материал: два препарата, шесть экземпляров.

Organoglobula granulosa gen. et sp. nov.

Таблица VI, 3, 4

Название вида — от *granulatus* (лат.) — зернистый.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3491.

Описание. Форма сферическая или овоидная, размером 5,5 мкм. Поверхность стенки гранулированная. Размер гранул 0,8 мкм. В местах сочленения гранул образуются поры. Гранулы не имеют преобладающего направления в ориентировке. Устье трудно различимо.

Сравнение. Описываемый вид отличается от других выделенных новых видов ярко выраженной гранулированной орнаментацией поверхности стенки.

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 21–3–95–99.

Возраст: верхний апт, альб.

Материал: три экземпляра.

Organoglobula futila gen. et sp. nov.

Таблица VII, 1, 2

Название вида — от *futila* (лат.) — растрюбистая.

Голотип: Лаборатория литологии и геохимии терригенных формаций ГИН АН СССР, экз. № 3487.

Описание. Форма неправильносферическая, размером 20–25 мкм. Поверхность стенки ноздреватая, обусловленная сочетанием кратеровидных ямочек неправильной и овальной формы с оторочкой, ширина которой около 2,7 мкм. Диаметр ямочек по длинной оси 8, по короткой 5,3 мкм. Устье трудно определимо.

Сравнение. Описываемый вид отличается от других выделенных новых видов ноздреватой орнаментацией поверхности стенки.

Местонахождение: Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 17–4–130–134.

Возраст: верхний мел, сеноман.

Материал: два экземпляра.

Кроме описанных видов, в сапропелевом веществе "черных сланцев" встречен еще ряд форм, таксономические признаки которых неясны.

Описанные виды характеризуют различные ярусы мела (от апта до сеномана включительно), что говорит об их стратиграфическом значении, а особенности вещественного состава указывают на то, что они являются первичным исходным материалом нефти.

**ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ (23° с.ш.)
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (РЕЙС 45-Й)**

Изучение процессов формирования верхнекайнозойских осадков в приосевой зоне Срединно-Атлантического хребта составляло одну из основных задач 45-го рейса судна "Гломар Челленджер". Для решения этой задачи были избраны точки заложения скважин: относительно небольшие седиментационные впадины на западном (скв. 395) и восточном (скв. 396) флангах хребта (см. рис. 1). По данным сейсмоакустического профилирования в таких впадинах наблюдается наиболее полный разрез осадков, залегающих на базальтах.

Существенной частью литолого-геохимического изучения осадков явились минерало-петрографические исследования шлифов под микроскопом, изучение минерального состава нерастворимого остатка карбонатных илов, рентгеноструктурный анализ и др. Результаты этих исследований (табл. 2, 3) служили основой для интерпретации данных химического анализа.

Рентгеноструктурное изучение глинистых минералов (фракции $< 0,01$ и $< 0,001$ мм), выделенных после обработки карбонатных илов разбавленной соляной кислотой, проводилось в лаборатории физических методов ГИН АН СССР. Валовые (силикатные) и фазовые химические анализы, а также спектральные определения выполнялись в аналитической лаборатории Института (руководитель Д.Я. Чопоров) известными методами с использованием международных стандартов и отвечают существующим требованиям по точности определений и пределам чувствительности.

**ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ
ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Предварительное изучение кернового материала, проводившееся во время рейса [Initial reports..., 1978], показало, что толща осадков, покрывающих базальты второго сейсмического слоя, представлена внешне довольно однородными светло-палевыми (в воздушно-сухом состоянии) наннопланктонными илами с переменным количеством остатков фораминифер, с незначительной примесью глинистого материала.

Внешняя однородность верхнекайнозойских отложений рассматриваемого района обусловила необходимость применения при литолого-минералогических и геохимических исследованиях методов, которые позволяют расчленить эти осадки на подразделения, обладающие определенными различиями вещественного состава и процессов их формирования. При сопоставлении результатов литолого-минералогического и геохимического исследования неизбежно возникал вопрос о том, насколько специфичны различия осадкообразования в каждой из этих впадин и как проявляется общность процессов седиментации в данном районе океана.

Т а б л и ц а 2 (продолжение)
Краткая литологическая характеристика образцов экв. 398, отобранных для геохимических исследований

Стратиграфические подразделения		Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	№ обр.	Литологическая характеристика
ярус или этаж	зона	серия	подсерия	пачка				
Плейстоцен	G. calida calida	I	I-1		1-1-00-1-3-68	0,0-3,68	1-3-86-68	Ил глинистый, с малым количеством нанномикрита, остатками фораминифер и с примесью базальтоидной витрокластики
				I-2	I-2A	1-3-68-1-4-80	3,68-5,30	1-3-142-144
			I-2B			1-4-80-2-1-76	5,30-8,26	1-4-78-80
								1-5-82-84
				I-2C			2-1-76-2-4-132	8,26-13,32
	2-3-112-114		Ил песчаный, существенно фораминиферовый, слабо-сортированный (0,4-0,7 мм)					
	2-4-76-78		Близок к обр. 2-3-112-114					
	2-4-130-132		Ил песчаный, фораминиферовый (80%); преобладают формы размером 0,08-0,1 мм, примечательны мелкие стяжения гидроокислов Мп (10%), цемент кремнисто-глинистый					
	G. hesst?			I-2D		2-4-132-3-3-101	13,32-21,04	2-5-139-141
2-6-11-13		Ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (20%); присутствуют микростяжения гидроокислов						
2-6-73-75		Ил песчаный, фораминиферовый (60%); размером 0,05-0,10 мм), нанномикритовый, глинистый						
3-1-70-72		Ил нанномикритовый, фораминиферовый (30% ; средний размер 0,10-0,15 мм), с микростяжениями гидроокислов железа						
3-1-115-117		Ил нанномикритовый, глинистый, фораминиферовый (40%); присутствуют радиолярии (15%) и гидроокислы Мп (5%)						
G. viola						3-2-75-77	Ил нанномикритовый, глинистый, фораминиферовый (40%), с микростяжениями гидроокислов Мп (5%)	
Плиоцен	G. tosaensis							

Таблица 2 (окончание)

Стратиграфические подразделения	Литологические подразделения				Керны	Интервал глубины, м	№ обр.	Литологическая характеристика
	ярус или отдел	зона	серия	подсерия				
Плиоцен	G. tosenis		I	I-2E	3-3-101-4-5-72	21,04-33,29	3-3-27-29	Ил нанномикритовый, глинистый, фораминиферовый (35%), с остатками радиоларий (10%) и измененной пирокластикой
							3-3-99-101	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (15%), с редкими гидроокислами
							3-4-99-101	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (5%)
							3-5-93-95	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими (2%) фораминиферами; примечательна примесь измененной пирокластики (7%), остатки органического вещества
							3-6-90-92	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами
							4-1-10-12	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (20%), с редкими выделениями гидроокислов Mn
							4-3-60-62	Близок к обр. 4-1-10-12
							4-4-21-23	Ил песчаный, фораминиферовый (85%); преобладают формы размером 0,1-0,16 мм, цемент глинистый, нанномикритовый
	G. miocenica		I-3	I-3A	4-5-72-5-6-41	33,29-44,01	4-4-115-117	Ил нанномикритовый, глинистый с редкими фораминиферами
							4-5-70-72	Ил нанномикритовый, с остатками несортированных фораминифер (20%)
							4-6-54-56	Ил нанномикритовый, глинистый, с рассеянным C_{org} и гидроокислами Mn
							5-1-136-138	Близок к обр. 4-6-54-56; содержание фораминиферовых остатков - 10%
							5-2-57-59	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (30%); преобладают мелкие формы (0,05 мм)
							5-3-67-69	Близок к обр. 5-2-57-59; примечательна разобшенность мелких (0,05 мм) и более крупных фораминифер (0,1 мм) в комковатых обособлениях
							5-4-80-82	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (5%); примечательны измененные остатки витрокластики
							5-5-80-82	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (30%), плохо сортированный

Верхний мюцен-плиоцен	G. margaritae evoluta					5-6-39-41	Близок к обр. 5-4-80-82; примечательна примесь измененной витрокластике, органического вещества, редких гидроокислов Mn
			I-38	5-6-41-7-4-35	44,01-60,00	6-1-116-118	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами; присутствуют песчано-гравийные обломки серпентинитов
Верхний мюцен-плиоцен						6-2-68-70	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими остатками фораминифер
						6-3-47-49	Близок к обр. 6-2-68-70; количество фораминифер около 3%
						7-1-103-105	Ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (25%)
						7-2-132-134	Близок к обр. 5-6-39-41
						7-3-14-16	Ил нанномикритовый, существенно глинистый, с рассеянным органическим веществом; присутствуют песчано-гравийные частицы серпентинита
						7-4-33-35	Ил нанномикритовый, глинистый, с рассеянным органическим веществом и песчаными частицами серпентинита
			I-3C	7-4-35-8-1-129	60,00-65,94	8-1-127-129	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (5-7%)
			I-4	8-1-129-9-4-110	65,94-80,03	8-2-74-76	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (5-7%) и микростяжениями гидроокислов Mn
						8-3-74-76	Близок к обр. 8-2-74-76; количество фораминифер 15-20%
						8-4-19-21	Близок к обр. 8-2-74-76; содержание фораминифер 5-7%; наблюдаются рассеянные гидроокислы Mn
						8-5-17-19	Близок к обр. 8-4-19-21; примечательны комковатая текстура, выделения гидроокислов Mn (5%)
						8-6-122-124	Близок к обр. 8-6-17-19
						9-1-86-88	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (5%); присутствуют рассеянные гидроокислы Mn
						9-2-23-25	Близок к обр. 9-1-86-88
						9-3-124-126	Ил нанномикритовый, с редкими фораминиферами и рассеянными выделениями гидроокислов Mn
						9-4-50-52	Близок к обр. 9-3-124-126
			II	9-4-110-9-6-150	80,03-83,43	9-5-62-64	Глина слабокарбонатная, кремнистая, с неясными реликтами измененного базальтового стекла
						9-6-17-19	Глина слабокарбонатная, кремнистая, с неясными реликтами бурого стекла, пигментирована гидроокислами железа
						9-6-128-130	Близок к обр. 9-6-17-19

Таблица 3
Краткая литологическая характеристика образцов скв. 396, отобранных для геохимических исследований

Стратиграфические подразделения		Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	№ обр.	Литологическая характеристика
ярус или отдел	зона	серия	подсерия	пачка				
Плейстоцен	G. calida calida	I	I-1	I-1A	1-00-00-4-6-00	0,0-20,18	1-1-69-71	Ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (15%), глинисто-кремнистый
							1-1-139-141	Ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (25%); отмечаются радиолярии, примесь глинистого материала
							1-2-32-34	Близок к обр. 1-1-139-141
							1-2-121-123	Близок к обр. 1-1-139-141; примечательны тонкорасеянные частицы гидроокислов Fe
							1-3-72-74	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (7%); примечательны сгустковые выделения глинистого вещества
							1-4-145-147	Близок к обр. 1-3-72-74; примечательна заметная кремнистость
							1-5-69-71	Ил нанномикритовый, фораминиферовый (20%, средний размер 0,48 мм), с примесью радиолярий (10%), глинистый
	G. hessi						1-5-144-146	Близок к обр. 1-5-69-71
							2-1-123-125	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (2%), с выделениями гидроокислов Fe
							2-2-121-123	Ил нанномикритовый, глинистый
							2-3-93-95	Ил нанномикритовый, слабоглинистый, кремнистый, с редкими фораминиферами (5%)
							2-4-83-85	Ил существенно глинистый, нанномикритовый, с комковато-сгустковыми скоплениями остатков фораминифер и кокколитов
							2-5-139-141	Ил нанномикритовый, глинистый, существенно фораминиферовый (30%)
							2-6-76-78	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими остатками фораминифер, радиолярий
							3-1-87-89	Близок к обр. 2-6-76-78
							3-2-94-96	Близок к обр. 2-6-76-78, примечательны редкие (5%), относительно крупные фораминиферы (0,25 мм)
							G. viola	3-3-86-88

Плюцен						3-4-138-140	Близок к обр. 3-3-86-88; примечательно наличие мелких (0,1-0,3 мм) фораминифер (~15%)
		1-18	5-1-00-6-1-150	20,18-43,87		5-1-116-118	Ил нанномикритовый, глинистый, с малым количеством (5%) фораминифер; примечательны рассеянные гидроокислы Mn
G. tasaeensis						5-2-73-75	Близок к обр. 5-1-116-118
						5-3-100-102	Ил нанномикритовый, с неравномерными выделениями фораминифер (20%), редкими микроотложениями Mn
G. micocnica						5-3-125-127	Ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (30%), глинисто-кремнистый
						5-4-80-82	Ил глинистый, нанномикритовый, с заметным количеством глинистой примеси и органического вещества
						5-5-74-76	Близок к обр. 5-4-80-82
						5-6-61-63	То же
	1-2	1-2A	6-2-00-8-4-150	43,87-67,16		6-2-82-84	Ил нанномикритовый, глинистый, с гравийными сгустковыми, комковатыми обособлениями фораминифер
						6-3-67-69	Ил нанномикритовый, глинистый, с малым количеством (10%) мелких (0,1 мм) фораминифер
						6-4-105-107	Близок к обр. 6-3-67-69; примечательно присутствие (15%) плохо сортированных фораминифер
						6-5-49-50	Близок к обр. 6-3-67-69; примечательно наличие рассеянных гидроокислов Fe
						6-6-86-88	Близок к обр. 6-5-49-50; примечательно наличие (20%) мелких (0,05-0,08 мм) фораминифер
						7-1-99-101	Близок к обр. 6-6-86-88
						7-2-96-98	Близок к обр. 6-6-86-88; отмечены фораминиферы (25%), примесь измененной пирокластики
						7-3-118-120	Близок к обр. 7-2-96-98
						7-4-64-66	Ил нанномикритовый, с гравийными сгустковидными скоплениями фораминифер (80%); примечательна хорошая сортированность (0,08-0,11 мм)
						7-5-40-42	Ил нанномикритовый, фораминиферовый (30%); преобладают формы 0,08-0,11 мм (до 0,64 мм), отсутствуют радиолярии
						7-6-74-76	Близок к обр. 7-5-40-42; примечательно наличие мелких фораминифер (20%)
						8-2-73-75	Близок к обр. 7-5-40-42; примечательны мелкие (0,05 мм) фораминиферы (25%) с единичными крупными формами (0,7 мм)
						8-3-41-43	Близок к обр. 8-2-73-75; примечательны единичные радиолярии
						8-4-74-76	Близок к обр. 8-3-41-43

Таблица 3 (окончание)

Стратиграфические подразделения		Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	№ обр.	Литологическая характеристика
ярус или отдел	зона	серия	подсерия	пачка				
Плиоцен	G. miocenica	I	I-2	I-2B	8-5-00-10-2-150	67,16-84,14	8-5-60-62	Ил нанномикритовый, глинисто-кремнистый, с редкими фораминиферами (5%) и единичными радиоляриями
							8-6-83-85	Ил глинистый, нанномикритовый, слабофораминиферовый (20%); преобладают мелкие формы (0,08 мм)
							8-6-119-121	Близок к обр. 8-6-83-85
							9-1-141-143	Ил нанномикритовый, глинистый, с примесью мелко-алевритовых измененных частиц гипербазитов
							9-2-8-10	Ил нанномикритовый, глинистый, слабофораминиферовый (15%), с рассеянными витрокластическими частицами измененных гипербазитов
							9-3-89-91	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими мелкими фораминиферами (~1%)
							9-4-64-66	Близок к обр. 9-3-89-91
							9-5-122-124	То же
							10-1-132-134	Близок к обр. 9-3-89-91; примечательны рассеянное кремнистое вещество, остатки диатомовых
							10-2-41-43	Близок к обр. 9-3-89-91
				I-2C	10-3-00-10-6-150	84,14-89,18	10-3-120-122	Ил нанномикритовый, фораминиферовый (50%), слабо-глинистый; примечательна хорошая сортировка фораминифер (0,08-0,11 мм)
							10-4-86-88	Ил фораминиферовый (75%), нанномикритовый; преобладают фораминиферы среднего размера (0,11 мм); примечательна примесь алевритовой класстики
							10-5-108-110	Ил нанномикритовый, глинистый, с участками, обогащенными фораминиферами (75%)
							10-6-53-55	Ил существенно фораминиферовый, нанномикритовый, глинистый; примечательна гравийно-песчаная структура
				I-2D	11-1-00-13-6-00	89,18-117,15	11-1-113-115	Ил нанномикритовый, существенно глинистый, с примесью рассеянной органики
							11-2-113-115	Близок к обр. 11-2-113-115
							11-3-88-90	Ил нанномикритовый, глинистый, с рассеянным органическим веществом и единичными фораминиферами
							11-4-43-45	Близок к обр. 11-3-88-90; отдельные участки обогащены (40%) мелкими (0,08 мм) фораминиферами
							11-4-108-110	Ил существенно фораминиферовый (35%), нанномикритово-глинистый (50-80%), с примесью (5%) алевритовой вулканокласстики

Верхний миоцен—плиоцен	G. margarite evolute	II		13-6-00-14-5-150	117,15-125,34	11-4-134-136	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (5%), радиоляриями
						11-5-34-36	Близок к обр. 11-4-134-136
						11-6-89-91	То же
						12-2-110-112	"
						12-3-110-112	"
						12-4-110-112	"
						12-5-74-76	Ил существенно фораминиферовый (70%), с примесью нанномикрита (20-30%); преобладают мелкие формы (0,08 мм); по текстуре близок к брекчии оползания
						12-6-63-64	Ил нанномикритовый, глинистый, с редкими фораминиферами (2%) и кокколитами
						13-1-68-70	Близок к обр. 12-6-62-64
						13-2-68-70	То же
						13-3-66-68	Близок к обр. 12-6-62-64; количество фораминифер возрастает (до 5%), отмечена примесь тонкоалевритовой вулканокластики
						13-4-66-68	Близок к обр. 13-3-66-68
						13-5-37-39	То же
						13-5-109-111	Ил существенно фораминиферовый (60%), нанномикритовый; преобладают хорошо сортированные фораминиферы (0,11 мм); отмечена примесь опала-халцедона и тонкоалевритовой вулканокластики
						13-6-66-68	Ил нанномикритовый, глинистый, с малым количеством (6%) фораминифер
						13-6-146-148	Близок к обр. 13-6-66-68
Средний миоцен	G. fohsi					14-0-34-36	Ил глинистый, нанномикритовый, кремнистый, пигментирован рассеянными гидроокислами Fe; окремнение и импрегнация окислами Fe носят пятнистый характер
						14-1-21-23	Близок к обр. 14-0-34-36
						14-2-90-92	Глина с примесью нанномикрита, примечательны выделения алевритовых частиц гидроокислов Fe
						14-3-69-71	Глина с существенной примесью нанномикрита, импрегнированная гидроокислами Fe; отмечена примесь базальтового стекла, ультрабазитов
						14-3-99-101	Ил нанномикритовый, существенно глинистый, с примесью частиц базальтового стекла и рассеянных гидроокислов Fe (2%)
						14-4-72-74	Близок к обр. 14-3-99-101
						14-5-48-50	Близок к обр. 14-3-99-101; отмечена заметная примесь базальтоидного стекла
						14-5-144-146	Близок к обр. 14-3-99-101

Скважина (22° 45,35' с. ш.; 46° 04,90' з.д.; глубина устья от уровня моря 4484 м) пробурена на восточном борту Северной впадины (западный склон Срединно-Атлантического хребта). Северная впадина представляет собой относительно небольшое (6 X X 12 км) углубление (300 м) подводного рельефа, обрамленное с запада и востока хребтами, простирающимися на север и северо-восток. Впадина является самой глубокой частью трога, заполненного верхнекайнозойскими осадками, мощность которых сокращается к северу. Непосредственно в восточной части впадины наблюдается переход (через понижение) к хребту восточного обрамления. Крутизна склона этого хребта близ устья скв. 395 составляет в среднем 17°; превышение — не менее 3000 м. Данные сейсмопрофилирования указывают, что хребты, окружающие впадину, лишены покрова осадков. Однако, как отмечается в бортовом отчете [Initial reports..., 1978], драгирование вблизи впадины позволяет считать, что тонкий слой осадков может покрывать коренные породы. Осадки имеют отчетливые признаки оползания; возможно, эти осадки были перенесены донными течениями во впадину с окружающих хребтов.

В данной работе принимается сделанное при бортовом описании скважины расчленение осадочной толщи на две серии; более дробные подразделения выделялись по данным литолого-минералогического и геохимического изучения.

Серия I (кern 1 — kern 9, секция 4 (110 см)); верхний миоцен—плейстоцен; интервал глубины: 0 — 80,3 м (4517,7—4598,0 м от уровня моря). В серии преобладают наннопланктонные, нанномикровые и фораминиферовые илы, перемежающиеся с фораминиферовыми песками. Цвет осадков меняется от светло-бурого до светлого желто-бурого, причем в бортовом описании указывается, что в кернх 1—2 осадки более темного цвета, чем в кернх 3—8. Главная особенность этой серии заключается в том, что она состоит из отчетливых окрашенных слоев, слабо различающихся по цвету осадков, не нарушенных биотурбацией. Слои различаются по цвету из-за меняю-

Т а б л и ц а 4
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 395 (вес. %) в пересчете на воздушно-сухую навеску

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O
1—3—66—68	25,65	0,51	8,76	5,12	0,14	0,35	26,21	1,84	0,13	2,03
1—4—78—80	9,46	0,12	3,52	1,97	Нет	0,07	42,99	0,36	0,08	1,82
2—3—30—32	5,91	0,13	1,86	2,07	"	0,10	48,01	0,68	0,09	1,56
2—4—76—78	3,14	0,11	0,97	0,70	0,17	0,06	49,94	0,68	0,08	1,61
2—6—11—13	14,06	0,34	5,19	2,80	Нет	0,22	38,62	0,85	0,10	1,46
3—1—70—72	2,62	0,11	0,85	0,76	0,11	0,04	51,11	0,33	0,04	1,24
3—3—27—29	12,51	0,30	4,35	2,64	0,14	0,21	41,06	0,62	0,09	1,46
3—3—99—101	4,91	0,08	1,98	1,43	Нет	0,08	48,39	0,28	0,07	1,24
3—5—93—95	5,86	0,18	2,19	1,55	0,11	0,16	47,37	0,51	0,08	1,24
4—5—70—72	5,22	0,20	1,98	2,06	Нет	0,09	48,47	0,19	0,07	1,24
5—2—57—59	4,93	0,08	1,74	1,66	0,07	0,07	49,25	0,38	0,09	1,18
5—4—80—82	5,94	0,16	2,21	1,49	Нет	0,14	47,42	0,36	0,08	1,18
5—6—39—41	5,52	0,14	2,18	1,50	"	0,15	47,67	0,54	0,08	1,18
6—1—116—118	5,92	0,14	2,24	1,36	0,11	0,14	47,60	0,62	0,08	1,01
6—3—47—49	5,65	0,13	2,13	1,89	Нет	0,15	47,99	0,62	0,08	1,18
7—2—132—134	6,94	0,14	2,27	1,87	0,06	0,15	45,94	1,60	0,08	1,13
7—3—14—16	8,90	0,14	2,15	2,13	0,11	0,15	42,75	4,19	0,07	1,07
7—4—33—35	5,15	0,12	1,95	1,34	0,14	0,15	48,28	0,54	0,07	1,13
8—2—74—76	4,86	0,08	2,11	1,85	Нет	0,09	48,26	0,39	0,09	1,45
8—4—19—21	7,83	0,21	5,17	0,64	"	0,09	44,09	2,37	0,02	1,35
9—1—86—88	6,16	0,13	1,77	1,49	0,17	0,16	46,79	1,68	0,08	1,40
9—3—124—126	9,03	0,25	3,45	3,12	Нет	0,32	43,44	0,61	0,14	1,55
9—5—62—64	16,26	0,37	6,32	5,52	"	0,52	33,34	1,30	0,24	1,50

* Не включает Co₂ и H₂O.

щихся пропорций окрашенных гидроокислами железа остатков наннопланктона и фораминифер; наиболее крупные слои представлены фораминиферовыми песками, для которых характерна мощность 20–40 см.

В бортовом описании отмечается, что осадки кернов 2 и 3 содержат фораминиферовые пески с обилием песчаных частиц базальта. В кровле керна 3 встречены зерна грубого базальтового песка и гальки диаметром 4 см. В кернах 4 найдены обломки серпентинитов среди умеренно деформированных осадков. Ниже керна 4 нередко встречаются обломки серпентинитов размером до 5 см. Однако следует отметить, что обломки серпентинитов наблюдаются в интенсивно деформированных пастообразных осадках в кровле кернов; в недеформированных отложениях подобные обломки не встречались. Пастовидные осадки в верхних частях кернов рассматриваются авторами бортового описания как обычные осадки, интенсивно пропитанные морской водой, проникавшей в забой скважины при спуско-подъемных операциях керноотборного инструмента. Считают, что эти осадки не представляют собственно материала разбуриваемой толщи и что гальки мафических и ультрамафических пород в пастовидных осадках происходят из одного или нескольких горизонтов, соответствующих кернам 2 и 3. Авторами бортового описания высказано предположение, что наличие этих обломков на больших глубинах может быть связано с их попаданием в керноподъемный инструмент из более высоких горизонтов. Как отмечается, механическая сортировка частиц, слагающих разноокрашенные слои осадков, указывает на то, что либо они отлагались как турбидиты, либо донные течения привели к размучиванию и сортировке этих осадков. Наиболее яркими свидетельствами проявления турбидитных течений служат фораминиферовые пески и наличие песчаных частиц базальтов. Однако буровые деформации для большинства осадков столь интенсивны, что не позволяют наблюдать тонкие текстуры (градиационную слоистость, косую слоистость), которые могли бы говорить о природе турбидитов.

Серия I может быть расчленена на основании литолого-минералогического изучения (см. табл. 2) и особенностей химизма (табл. 4–8; рис. 3, 4) на три подсерии, которые, в свою очередь, подразделяются на пакки.

K ₂ O	CO ₂	C _{орг}	H ₂ O	Cl	S	Σ ₁ *	O=Cl ₂	Σ ₂	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
1,58	19,70	<0,14	6,56	1,76	—	93,78	0,39	93,39	0,11	3,58	3,69	0,27	0,06
0,79	33,15	<0,14	—	—	—	—	—	—	Нет	1,38	1,38	0,05	0,03
0,43	36,80	<0,14	1,86	1,44	—	99,08	0,32	98,76	"	1,45	1,45	0,08	0,04
0,28	39,05	<0,14	—	1,58	0,12	—	—	—	0,03	0,49	0,52	0,05	0,03
0,95	29,70	<0,14	—	1,19	0,09	—	—	—	Нет	1,88	1,88	0,17	0,04
0,26	39,70	<0,14	—	1,16	0,1	—	—	—	"	0,53	0,53	0,03	0,02
0,84	31,50	<0,14	3,38	1,16	—	—	—	—	0,11	1,85	1,96	0,16	0,04
0,41	37,75	<0,14	—	—	—	—	—	—	Нет	1,00	1,00	0,06	0,03
0,44	37,50	<0,14	—	1,13	0,08	—	—	—	0,01	1,08	1,09	0,12	0,03
0,43	37,30	<0,14	—	—	—	—	—	—	Нет	1,44	1,44	0,07	0,03
0,39	37,40	<0,14	1,92	1,15	—	98,39	0,25	98,14	0,05	1,16	1,21	0,05	0,04
0,46	34,50	—	—	1,17	0,08	—	—	—	Нет	0,97	0,97	0,11	0,03
0,43	36,95	<0,14	—	1,33	0,08	—	—	—	"	0,98	0,98	0,12	0,03
0,43	36,80	<0,14	—	1,04	0,08	—	—	—	0,01	0,95	0,96	0,11	0,03
0,44	36,85	<0,14	1,92	1,20	—	98,31	0,26	98,05	Нет	1,32	1,32	0,12	0,03
0,43	35,40	<0,14	—	1,13	0,05	—	—	—	0,003	1,31	1,31	0,12	0,03
0,40	33,85	<0,14	—	1,10	0,07	—	—	—	0,02	1,49	1,51	0,12	0,03
0,39	37,10	<0,14	—	1,16	0,08	—	—	—	0,04	0,94	0,98	0,12	0,03
0,48	37,10	<0,14	—	—	—	—	—	—	Нет	1,29	1,29	0,07	0,04
0,66	34,45	<0,14	2,97	1,13	—	98,01	0,25	97,76	"	0,45	0,45	0,07	0,01
0,38	36,10	<0,14	—	1,21	0,07	—	—	—	0,07	1,04	1,11	0,12	0,03
0,74	33,15	<0,14	3,29	1,27	—	97,07	0,28	96,79	Нет	2,18	2,18	0,25	0,06
1,11	25,20	<0,14	—	1,07	0,09	—	—	—	"	3,78	3,78	0,40	0,10

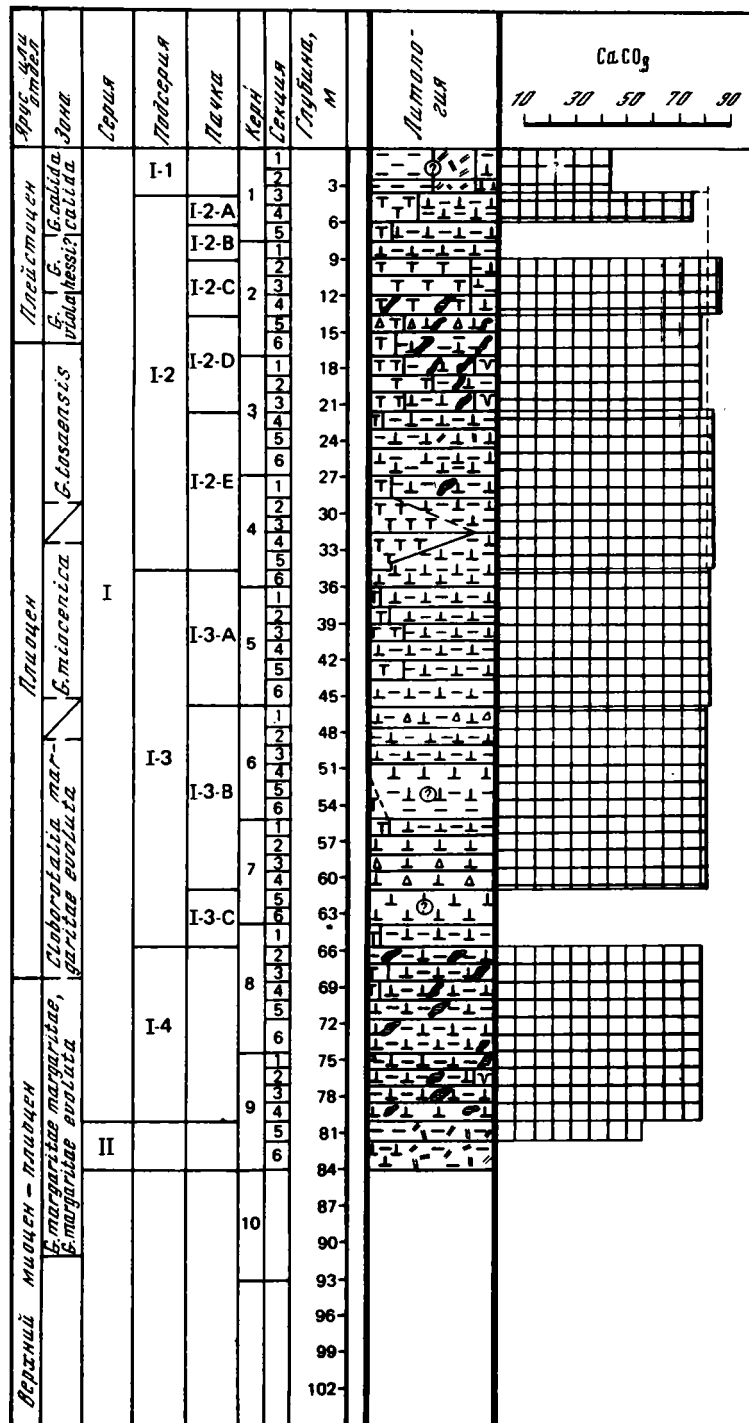
Т а б л и ц а 5
Средний химический состав литологических подразделений
верхнекайнозойских отложений скв. 396
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
серия	подсерия	пачка											
I	I-1		1-1-00 1-3-68	0,00- 3,68	1	25,65	0,51	8,76	5,12	0,14	0,35	26,21	1,84
	I-2	I-2A	1-3-68- 1-4-80	3,68- 5,30	1	9,46	0,12	3,52	1,97	Нет	0,07	42,99	0,36
		I-2B	1-4-80- 2-1-76	5,30- 8,26	0	-	-	-	-	-	-	-	-
		I-2C	2-1-76- 2-4-132	8,26- 13,32	2	3,14	0,11	0,97	0,70	Нет	0,06	48,01	0,68
						5,91	0,13	1,86	2,07	0,17	0,10	49,94	0,68
						4,52	0,12	1,41	1,39	0,09	0,08	48,98	0,68
		I-2D	2-4-132- 3-3-101	13,32- 21,04	4	2,62	0,08	0,85	0,76	Нет	0,04	38,62	0,28
	14,06					0,34	5,19	2,80	0,14	0,22	51,11	0,85	
	8,52					0,21	3,09	1,91	0,06	0,14	44,80	0,52	
	I-2E	3-3-101 4-5-72	21,04- 33,29	2	5,22	0,18	1,98	1,55	Нет	0,09	47,37	0,19	
					5,86	0,20	2,19	2,06	0,11	0,16	48,47	0,51	
					5,54	0,19	2,09	1,80	0,06	0,12	47,92	0,35	
	I-2 в целом	1-3-68- 4-5-72	3,68- 33,29	9	2,62	0,08	0,85	0,70	Нет	0,04	38,62	0,19	
					14,06	0,34	5,19	2,80	0,17	0,22	51,11	0,85	
					7,08	0,17	2,54	1,78	0,06	0,11	41,93	0,50	
	I-3	I-3A	4-5-72- 5-6-41	33,29- 44,01	3	4,93	0,08	1,74	1,49	Нет	0,07	47,42	0,36
						5,94	0,16	2,21	1,66	0,07	0,15	49,25	0,54
						5,46	0,13	2,04	1,55	0,02	0,12	48,11	0,43
		I-3B	5-6-41- 7-4-35	44,01- 60,00	5	5,15	0,12	1,95	1,34	Нет	0,14	42,75	0,54
						8,90	0,14	2,27	2,13	0,14	0,15	48,28	4,19
						6,51	0,13	2,15	1,72	0,08	0,15	46,51	1,51
	I-3 в целом	4-5-72- 8-1-129	33,29- 65,94	8	4,93	0,08	1,74	1,34	Нет	0,07	42,75	0,36	
					8,90	0,16	2,27	2,13	0,14	0,15	49,25	4,19	
					6,12	0,13	2,11	1,66	0,06	0,14	47,11	1,11	
	I-4	8-1-129- 9-4-110	65,94- 80,03	4	4,86	0,08	1,77	0,64	Нет	0,09	43,44	0,39	
					9,03	0,25	5,17	3,12	0,17	0,32	48,26	2,37	
					6,97	0,17	3,12	1,78	0,04	0,17	45,64	1,26	
	I в целом			1-1-00- 9-4-110	0,00- 80,03	22	2,62	0,08	0,85	0,64	Нет	0,04	26,21
						14,06	0,51	8,76	5,12	0,17	0,35	49,25	4,19
						7,55	0,17	2,77	1,88	0,06	0,14	30,98	0,92
II			9-4-110- 9-6-150	80,03- 83,43	1	16,26	0,37	6,32	5,52	Нет	0,52	33,34	1,30

П р и м е ч а н и е. Здесь, а также в табл. 7, 12, 14, 17, 19, 21, 23, 30-33 при количестве анализов, большем 1, для компонента указываются (сверху вниз) минимальное, максимальное и среднее

P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	Сорг	H ₂ O _{общ}	Cl	S	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
0,13	2,03	1,58	19,70	<0,14	6,56	1,76	—	0,11	3,58	3,69	0,27	0,06
0,08	1,82	0,79	33,15	<0,14	—	—	—	Нет	1,38	1,38	0,05	0,03
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,08	1,56	0,28	36,80	<0,14	—	1,44	—	Нет	0,49	0,52	0,05	0,03
0,09	1,61	0,43	39,05	<0,14	—	1,58	—	0,03	1,45	1,45	0,08	0,04
0,09	1,59	0,36	37,92	<0,14	1,86 (1)	1,51	0,12 (1)	0,01	0,97	0,99	0,07	0,03
0,04	1,24	0,26	29,70	<0,14	—	1,16	0,09	Нет	0,53	0,53	0,03	0,02
0,10	1,46	0,95	39,70	<0,14	—	1,19	0,1	0,11	1,88	1,96	0,17	0,04
0,08	1,35	0,61	34,66	<0,14	3,38 (1)	1,17 (3)	0,1 (2)	0,03	1,31	1,34	0,10	0,03
0,07	1,24	0,43	37,30	<0,14	—	—	—	Нет	1,08	1,09	0,07	0,03
0,08	1,24	0,44	37,50	<0,14	—	—	—	0,01	1,44	1,44	0,12	0,03
0,08	1,24	0,43	37,40	<0,14	—	1,13 (1)	0,08 (1)	0,005	1,26	1,27	0,10	0,03
0,04	1,24	0,26	29,70	<0,14	1,86	1,13	0,08	Нет	0,49	0,52	0,03	0,02
0,10	1,82	0,95	39,70	<0,14	3,38	1,58	0,12	0,11	1,88	1,96	0,17	0,04
0,08	1,43	0,54	35,83	<0,14	2,62 (2)	1,28 (6)	0,10 (4)	0,02	1,23	1,25	0,09	0,03
0,08	1,18	0,39	34,50	<0,14	—	1,15	0,08	Нет	0,97	0,97	0,05	0,03
0,09	1,18	0,46	37,40	<0,14	—	1,33	0,08	0,05	1,16	1,21	0,12	0,04
0,08	1,18	0,43	36,28	<0,14	1,92 (1)	1,22	0,08 (2)	0,02	1,04	1,05	0,09	0,03
0,07	1,01	0,39	33,85	<0,14	—	1,04	0,05	Нет	0,94	0,96	0,11	0,03
0,08	1,18	0,44	37,10	<0,14	—	1,20	0,08	0,04	1,49	1,51	0,12	0,03
0,08	1,10	0,42	36,00	<0,14	1,92 (1)	1,13	0,08 (4)	0,01	1,20	1,22	0,12	0,03
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,07	1,01	0,39	33,85	<0,14	1,92	1,04	0,05	Нет	0,94	0,96	0,05	0,03
0,09	1,18	0,46	37,40	<0,14	1,92	1,33	0,08	0,05	1,49	1,51	0,12	0,04
0,08	1,13	0,42	36,11	<0,14 (7)	1,92 (2)	1,16	0,07	0,01	1,14	1,15	0,11	0,03
0,02	1,35	0,38	33,15	<0,14	2,97	1,13	—	Нет	0,45	0,45	0,07	0,01
0,14	1,55	0,74	37,10	<0,14	3,29	1,27	—	0,07	2,18	2,18	0,25	0,06
0,08	1,44	0,57	35,20	<0,14	3,13 (2)	1,20 (3)	0,07 (1)	0,02	1,24	1,26	0,13	0,03
0,02	1,01	0,26	19,70	<0,14	1,86	1,04	0,05	Нет	0,45	0,45	0,03	0,01
0,14	2,03	1,58	39,70	<0,14	6,56	1,76	0,12	0,11	3,58	3,69	0,27	0,06
0,08	1,35	0,55	35,08	<0,14	3,13 (7)	1,24 (18)	0,08 (11)	0,02	1,31	1,33	0,11	0,03
0,24	1,50	1,11	25,20	<0,14	—	1,07	0,09	Нет	3,78	3,78	0,40	0,10

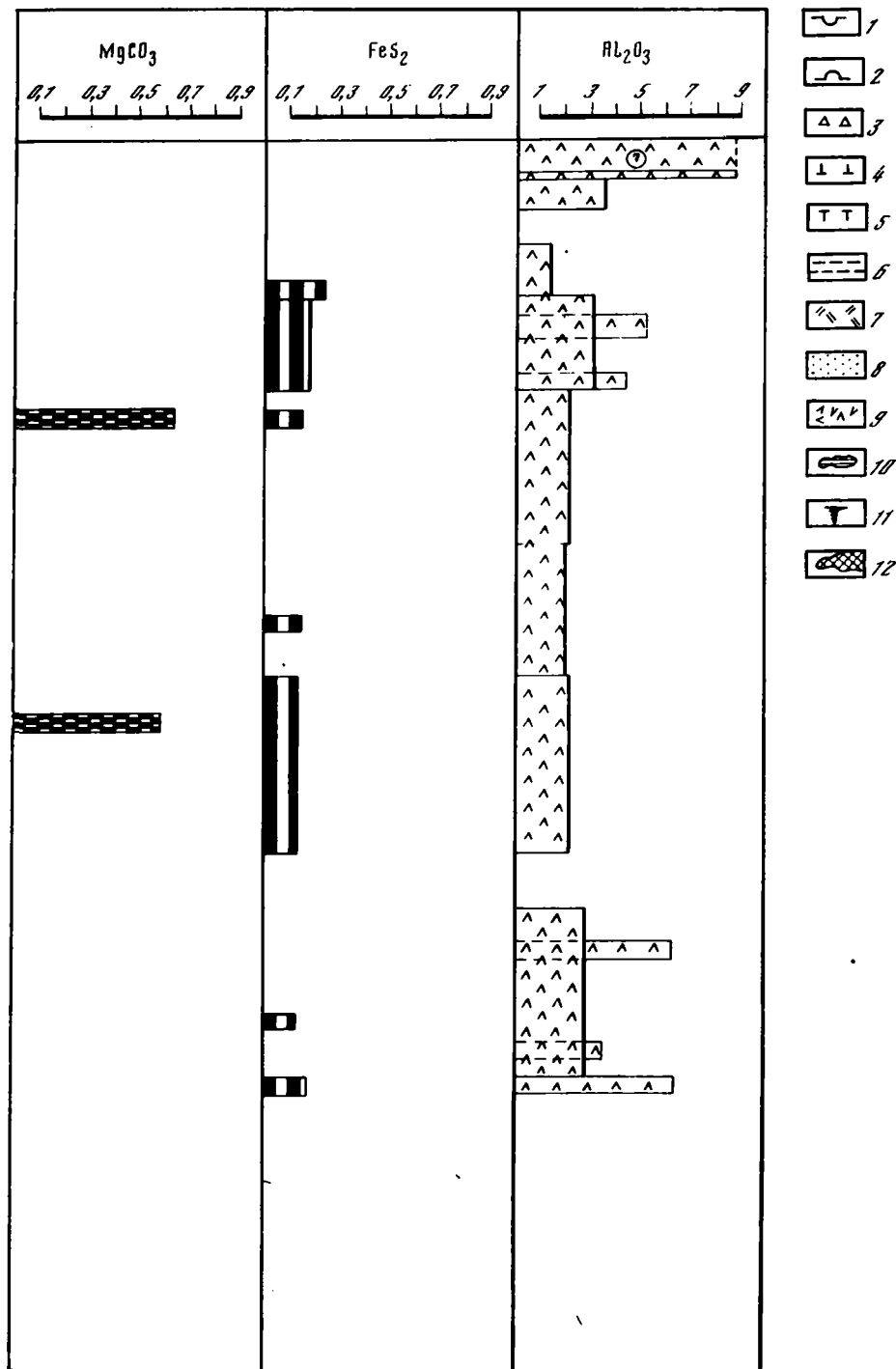
содержание. Для компонентов, определявшихся не во всех анализах, количество анализов указывается в скобках при среднем значении.



Р и с. 3. Распределение нормативных молекул CaCO_3 , MgCO_3 , FeS_2 и Al_2O_3 (вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску) в верхнекайнозойских отложениях скв. 395

Условные обозначения к рис. 3—11, 14—19:

1 — диатомовые илы; 2 — радиоляриевые илы; 3 — силициты (порцелланиты); 4 — наннофосси-



лиевые илы; 5 — фораминиферовые илы; 6 — глинистые илы и аргиллиты; 7 — вулканический пепел; 8 — песок; 9 — базальт; 10 — железо-марганцевые микростяжения; 11 — следы биотурбации, ходы илоедов; 12 — стяжения, осадки гидроокислов Mn и Fe

Т а б л и ц а 6
Содержание нормативных молекул CaCO_3 , MgCO_3 , NaCl , FeS_2
в верхнекайнозойских отложениях скв. 395 (вес.% в пересчете
на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	CO_2	CaCO_3	MgCO_3	Cl	NaCl	S	FeS_2
1-3-66-68	19,70	44,808	—	1,76	2,902	—	—
1-4-78-80	33,15	75,401	—	—	—	—	—
2-3-30-32	36,80	83,765	—	1,44	2,374	—	—
2-4-76-78	39,05	88,821	—	1,58	2,605	0,12	0,224
2-6-11-13	29,70	67,554	—	1,19	1,962	0,09	0,168
3-1-70-72	39,70	90,299	—	1,16	1,913	0,1	0,187
3-3-27-29	31,50	71,648	—	1,16	1,913	—	—
3-3-99-101	37,75	85,864	—	—	—	—	—
3-5-93-95	37,50	84,536	0,640	1,13	1,863	0,08	0,150
4-5-70-72	37,30	84,840	—	—	—	—	—
5-2-57-59	37,40	85,068	—	1,15	1,896	—	—
5-4-80-82	34,50	78,471	—	1,17	1,929	0,08	0,150
5-6-39-41	36,95	84,044	—	1,33	2,193	0,08	0,150
6-1-116-118	36,80	83,703	—	1,04	1,715	0,08	0,150
6-3-47-49	36,85	83,816	—	1,20	1,978	—	—
7-2-132-134	35,40	80,519	—	1,13	1,863	0,05	0,093
7-3-14-16	33,85	76,291	0,592	1,10	1,813	0,07	0,131
7-4-33-35	37,10	84,385	—	1,16	1,913	0,08	0,150
8-2-74-76	37,10	84,385	—	—	—	—	—
8-4-19-21	34,45	78,357	—	1,13	1,863	—	—
9-1-86-88	36,10	82,110	—	1,21	1,995	0,07	0,131
9-3-124-126	33,15	75,401	—	1,27	2,094	—	—
9-5-62-64	25,20	57,319	—	1,07	1,764	0,09	0,168

П о д с е р и я I-1 (кern 1, секция 1 — секция 3 (68 см)); плейстоцен; интервал глубины: 0,0—3,68 м. Преобладает ил нанномикритовый, слабоглинистый, с редкими остатками фораминифер; примечательна примесь реликтового бурого базальтоидного стекла. Подсерия слабо охарактеризована керновым материалом. Содержание (вес.%): CaCO_3 — 44,81; SiO_2 — 25,65; Al_2O_3 — 8,76; Fe_2O_3 — 5,12; FeO — 0,14.

П о д с е р и я I-2 (кern 1, секция 3 (68 см) — kern 4, секция 5 (72 см)); плиоцен—плейстоцен, интервал глубины: 3,68 — 33,29 м. Выделяются пять пачек, различающихся главным образом соотношением содержаний нанномикрита и остатков фораминифер, примесью глинистого материала и микростяжений гидроокислов железа. Содержание (вес.%): CaCO_3 — 67,55—90,30 (среднее — 81,42); SiO_2 — 2,62—14,06 (7,08); Al_2O_3 — 0,85—5,19 (2,54); Fe_2O_3 — 0,70—2,80 (1,78); FeO — нет — 0,17 (0,06).

П а ч к а I-2A (кern 1, секция 3 (68 см) — секция 4 (80 см)); плейстоцен; интервал глубины: 3,68 — 5,30 м. Преобладает ил нанномикритовый, глинистый, с заметным содержанием плохо сортированных остатков фораминифер (до 30%) и крупных кокколитов. Содержание (вес.%): CaCO_3 — 75,40; SiO_2 — 9,46; Al_2O_3 — 3,52; Fe_2O_3 — 1,97; FeO — нет.

П а ч к а I-2B (кern 1, секция 4 (80 см) — kern 2, секция 1 (76 см)); плейстоцен; интервал глубины: 5,30—8,26 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, глинистый, содержащий (10%) остатки фораминифер, не сортированных по размерности (0,05—0,7; среднее 0,15 мм), и крупных кокколитов. Примечательна относительно равномерная рассеянность раковин фораминифер в основной массе.

П а ч к а I-2C (кern 2, секция 1 (76 см) — секция 4 (132 см)); плейстоцен; интервал глубины: 8,26—13,32 м. Пачку слагает ил нанномикритовый (30%), существенно фораминиферовый (60%); преобладают мелкие формы (0,08—0,11 мм). В нижней части осадок представлен фораминиферовым песком (85%) с крупными (0,4—0,7 мм) раковинами. Отмечается слабая сортировка остатков фораминифер. Наблюдаются микростяжения (0,1—0,3 мм) гидроокислов Fe и Mn (10%), ядро которых сложено кремнисто-глинистым материалом. Содержание (вес.%): CaCO_3 — 83,76—88,82 (86,29); SiO_2 — 3,14—5,91 (4,52); Al_2O_3 — 0,97—1,86 (1,41); Fe_2O_3 — 0,70—2,07 (1,39); FeO — нет — 0,17 (0,09).

Таблица 7

Среднее содержание нормативных молекул CaCO_3 , MgCO_3 , NaCl , FeS_2
в литологических подразделениях верхнекайнозойских отложений скв. 395
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) *

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во анализов
серия	подсерия	пачка			
I	I-1		1-1-00-1-3-68	0,00-3,68	1
	I-2	I-2A	1-3-68-1-4-80	3,68-5,30	1
		I-2B	1-4-80-2-1-76	5,30-8,26	0
		I-2C	2-1-76-2-4-132	8,26-13,32	2
		I-2D	2-4-132-3-3-101	13,32-21,04	4
		I-2E	3-3-101-4-5-72	21,04-33,29	2
	I-2 в целом		1-3-68-4-5-72	3,68-33,29	9
	I-3	I-3A	4-5-72-5-6-41	33,29-44,01	3
		I-3B	5-6-41-7-4-35	44,01-60,00	5
		I-3C	7-4-35-8-1-129	60,00-65,94	0
	I-3 в целом		4-5-72-8-1-129	33,29-65,94	8
	I-4		8-1-129-9-4-110	65,94-80,03	4
I в целом			1-1-00-9-4-110	0,00-80,03	22
II			9-4-110-9-6-150	80,03-83,43	1

* См. примечание к табл. 5.

Пачка I-2D (кern 2, секция 4 (132 см) — kern 3, секция 3 (101 см)); плиоцен-плейстоцен; интервал глубины: 13,32-21,04 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, в заметной степени фораминиферовый (30-40%); в обр. 2-5-67-69 — с существенным (40%) количеством песчано-гравийных обломков серпентинитов (до 6,4 мм). Обломки испещрены прожилками гидроокислов Mn и Fe. Для образца характерны рассеянные микростяжения Mn и Fe. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 67,55-90,30 (78,84); SiO_2 — 2,62-14,06 (8,52); Al_2O_3 — 0,85-5,19 (3,09); Fe_2O_3 — 0,76-2,80 (1,91); FeO — нет — 0,14 (0,06).

Пачка I-2E (кern 3, секция 3 (101 см) — kern 4, секция 5 (72 см)); плиоцен; интервал глубины: 21,04-33,29 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, глинистый, с малым содержанием остатков фораминифер (2-15%). Наблюдаются реликты пирокластических частиц (5-7%), измененных в глинистый материал, рассеянные гидроокислы Fe. В обр. 4-4-21-23 отмечен прослой фораминиферового (85%) песка (0,1-0,16 мм). Содержание (вес. %): CaCO_3 — 84,54-84,84 (84,69); SiO_2 — 5,22-5,86 (5,54); Al_2O_3 — 1,98-2,19 (2,09); Fe_2O_3 — 1,55-2,06 (1,80); FeO — нет — 0,11 (0,06).

	CO ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	Cl	NaCl	S	FeS ₂
	19,70	44,808	—	1,76	2,902	—	—
	33,15	75,401	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	36,80	83,765	—	1,44	2,374	—	—
	39,05	88,821	—	1,58	2,605	—	—
	37,92	86,293	—	1,51	2,490	0,12 (1)	0,224 (1)
	29,70	67,554	—	1,16	1,913	0,09	0,168
	39,70	90,299	—	1,19	1,962	0,1	0,187
	34,66	78,841	—	1,17 (3)	1,929 (3)	0,10 (2)	0,178 (2)
	37,30	84,536	—	—	—	—	—
	37,50	84,840	—	—	—	—	—
	37,40	84,688	0,640 (1)	1,13 (1)	1,863 (1)	0,08 (1)	0,150 (1)
	29,70	67,554	—	1,13	1,863	0,08	0,150
	39,70	90,299	—	1,58	2,605	0,12	0,224
	35,83	81,418	0,640 (1)	1,28 (6)	2,105 (6)	0,10 (4)	0,182 (4)
	34,50	78,471	—	1,15	1,896	0,08	0,150
	37,40	85,068	—	1,33	2,193	0,08	0,150
	36,28	82,528	—	1,22	2,006	0,08 (2)	0,150 (2)
	33,85	76,291	—	1,04	1,715	0,05	0,093
	37,10	84,385	—	1,20	1,978	0,08	0,150
	36,00	81,743	0,592 (1)	1,13	1,856	0,07 (4)	0,131 (4)
	—	—	—	—	—	—	—
	33,85	76,291	—	1,04	1,715	0,05	0,093
	37,40	85,068	—	1,33	2,193	0,08	0,150
	36,11	82,037	0,592 (1)	1,16	1,912	0,07 (6)	0,137 (6)
	33,15	75,401	—	1,13	1,863	—	—
	37,10	84,385	—	1,27	2,094	—	—
	35,20	80,063	—	1,20 (3)	1,984 (3)	0,07 (1)	0,131 (1)
	19,70	44,808	0,592	1,04	1,715	0,05	0,093
	39,70	90,299	0,640	1,76	2,902	0,12	0,224
	35,08	79,732	0,616 (2)	1,24 (18)	2,044 (18)	0,08 (11)	0,153 (11)
	25,20	57,319	—	1,07	1,764	0,09	0,168

Подсерия 1–3 (кern 4, секция 5 (72 см) — kern 8, секция 1 (129 см)); плиоцен; интервал глубины: 33,29 — 65,94 м. Подсерия подразделяется на три пачки. Преобладает ил нанномикритовый, глинистый, с заметным (10–40%) содержанием мелких (0,05 мм) и средних (0,1 мм) фораминифер. В обр. 5–4–80–82 наблюдаются алевритовые частицы основного стекла, измененные в глинистый материал. В низах подсерии (обр. 6–1–116–118 и 7–3–14–16) встречены гравийные обломки серпентинитов, заметно ожелезненные. Содержание (вес. %): CaCO₃ — 76,29–85,07 (82,04); SiO₂ — 4,93–8,90 (6,12); Al₂O₃ — 1,74–2,27 (2,11); Fe₂O₃ — 1,34–2,13 (1,66); FeO — нет — 0,14 (0,06).

Пачка 1–3А (кern 4, секция 5 (72 см) — kern 5, секция 6 (41 см)); плиоцен; интервал глубины: 33,29–44,01 м. Пачку составляет ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (до 35%), с редкими рассеянными микростяжениями гидроокислов Mn и Fe. В обр. 5–4–80–82 и 5–6–39–41 наблюдается малая (5%) примесь оливково-желтого базальтоидного стекла. Содержание (вес. %): CaCO₃ — 78,47–85,07 (82,53); SiO₂ — 4,93–5,94 (5,46); Al₂O₃ — 1,74–2,21 (2,04); Fe₂O₃ — 1,49–1,66 (1,55); FeO — нет — 0,07 (0,02).

Таблица 8
Содержание остатков фораминифер, CaCO_3 и минерального
нерастворимого остатка во фракциях верхнекайнозойских осадков
скв. 395 (вес.%)

Стратиграфические подразделения		Литологические подразделения			№ обр.	CaCO ₃ во фракции < 0,05	
ярус или отдел	зона	серия	подсерия	пачка			
Плейстоцен	G. calli-hessi? da calli-da	I	I-1		1-3-142-144	97,71	
			I-2	I-2B	1-5-82-84 2-1-74-76	71,19 87,55	
				I-2C	2-2-69-71 2-3-112-114 2-4-130-132	86,51 92,63 92,61	
	G. violata				2-5-67-69 2-5-139-141 2-6-73-75	81,06 84,68 94,31	
					3-1-115-117 3-2-75-77	83,09 93,12	
		Плиоцен		G. tosaensis		I-2D	3-4-99-101 4-1-10-12 4-3-60-62 4-4-115-117 4-4-21-23
I-2E	4-6-54-56 5-1-136-138 5-3-67-69 5-5-80-82						91,26 89,33 89,86 90,85
	G. miocenica		I-3			I-3A	6-2-68-70 7-1-103-105
I-3B				8-1-127-129		90,86	
G. margaritae evoluta				I-4		8-3-74-76 8-5-17-19 8-6-122-124 9-2-23-25 9-4-50-52	93,24 90,25 80,90 89,45 91,25
	Верхний миоцен — плиоцен		G. margaritae — margaritae — G. margaritae evoluta		II		9-6-17-19 9-6-128-130

Пачка I-3B (кern 5, секция 6 (41 см) — kern 7, секция 4 (35 см)), плиоцен; интервал глубины: 44,01–60,00 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, слабофораминиферовый (до 25%), с редкими рассеянными микростяжениями гидроокислов Mn и Fe. В обр. 6-1-116–118 и 7-3-14–16 наблюдаются песчано-гравийные обломки серпентинита, присутствует примесь алевритового вулканокластического материала, почти нацело превращенного в глинистое вещество. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 76,29–84,39 (81,74); SiO_2 — 5,12–8,90 (6,51); Al_2O_3 — 1,95–2,27 (2,15); Fe_2O_3 — 1,34–2,13 (1,72); FeO — нет — 0,14 (0,08).

Пачка I-3C (кern 7, секция 4 (35 см) — kern 8, секция 1 (129 см)); плиоцен; интервал глубины: 60,0–65,94 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, с малым содер-

Нерастворимый остаток		Остатки фораминифер			Общее содержание во фракции > 0,05
фракция < 0,01	фракция 0,05–0,01	фракция > 0,25	фракция 0,25–0,1	фракция 0,1–0,05	
2,09	0,2	0,57	7,42	4,78	12,77
25,68	3,13	3,05	9,79	8,42	21,26
10,33	2,12	0,01	0,20	0,14	0,35
10,75	2,74	0,09	0,14	0,1	0,33
6,55	0,82	4,27	34,35	29,74	68,96
6,0	1,39	9,56	44,69	14,22	68,47
15,05	3,89	45,15	12,19	6,08	63,42
12,39	2,93	4,0	10,46	4,39	18,85
4,98	0,71	0,11	21,60	38,15	59,86
14,8	2,11	2,13	7,84	3,53	13,50
5,5	1,38	3,68	12,1	6,78	22,56
9,37	0,91	0,67	3,63	1,75	6,05
11,08	1,31	2,62	10,71	5,98	19,31
8,63	1,49	1,56	7,84	3,99	13,39
7,52	0,91	0,01	0,10	0,22	0,33
4,0	0,48	1,69	45,39	21,07	68,15
7,49	1,25	0,16	0,16	0,16	0,48
8,76	1,91	0,38	1,63	3,16	5,17
8,78	1,36	0,01	1,96	5,68	7,65
7,98	1,17	0,84	6,40	3,42	10,66
7,83	1,31	0,07	0,19	0,06	0,32
6,60	1,44	6,68	9,85	4,51	21,04
7,59	1,55	0,49	1,70	2,09	4,38
5,93	0,83	1,25	4,40	3,21	8,86
8,67	1,08	0,86	2,63	1,93	5,42
16,81	2,29	0,13	0,42	0,45	1,0
9,48	1,07	0,58	2,17	2,40	5,15
7,83	0,92	0,07	0,42	0,44	0,93
31,71	4,93	0,05	0,35	0,06	0,46
16,61	1,55	0,21	1,14	0,94	2,29

жанием остатков фораминифер (7%); наблюдаются песчано-алевритовые частицы вулканокластики, превращенной в глинистое вещество.

Подсерия I–4 (кern 8, секция 1 (129 см) – kern 9, секция 4 (110 см)); верхний миоцен–плиоцен; интервал глубины: 65,94–80,03 м. Подсерия состоит из нанномикритовый, слабофораминиферовый (5–15%); характерно наличие рассеянных песчано-алевритовых частиц вулканокластики, измененной в глинистый материал, серпентинитов; наблюдаются микростяжения (0,1 мм) гидроокислов Mn и Fe (до 5%), в ядре которых измененный силикатный материал. Содержание (вес. %): CaCO₃ – 75,40–84,38 (80,06); SiO₂ – 4,86–9,03 (6,97); Al₂O₃ – 1,77–5,17 (3,12); Fe₂O₃ – 0,64–3,12 (1,78); FeO – нет – 0,17 (0,04).

Серия II (кern 9, секция 4 (110 см) — секция 6); верхний миоцен—плиоцен; интервал глубины: 80,03 — 83,43 м (4598,0—4601,4 м). Согласно описанию, выполненному на борту "Гломара Челленджера", серия II представлена темной желтовато-бурой (до темно-бурой) карбонатной базальной глиной, подразделяемой на прослои переменными количествами наннопланктонных остатков. Окрашивание остатков кокколитов аморфными гидроокислами Fe, глинистым ожелезненным веществом проявляется более интенсивно, чем в серии I. Наблюдаются следовые количества микростяжений гидроокислов Mn (в размере алевритовых частиц). Отмечается, что подобные осадки не были подняты в керне 10, который был представлен интенсивно деформированными фораминиферовыми, наннопланктонными илами с несколькими крупными базальтовыми гальками, причем в основании керна 10 были встречены крупные гальки и мелкие обломки серпентинитов, габбро. Предполагается, что наннопланктонные илы керна 10 (их возраст моложе буроватых базальных глин керна 9) являются следствием обрушения стенок скважины. Гальки изверженных глубинных пород из керна 10, по-видимому, принадлежат зоне базального, дислокационного дробления, которая наблюдается также в скв. 395А. Образцы, взятые для геохимического изучения, представлены смесью глины с нанномикритом, пятнистыми выделениями кремнистого вещества, реликтами буровато-оливкового базальтового стекла. Примечательна интенсивная импрегнированность гидроокислами Fe и Mn; нередко микростяжения. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 57,32; SiO_2 — 16,26; Al_2O_3 — 6,32; Fe_2O_3 — 5,52; FeO — нет.

Скважина 396

Скважина (22°58, 88' с. ш.; 43° 30, 95' з. д.; глубина устья 4450 м) располагается в 1,4 км от западного борта небольшой котловины, в которой аккумуляровались осадки, в пределах магнитной аномалии 5, соответствующей возрасту 8,7 — 10 млн. лет. Скв. 396 занимает сопряженное положение относительно скв. 395 на противоположном склоне осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Особенности подводного рельефа и конфигурации магнитных аномалий указывают на отсутствие зоны разлома в данной седиментационной впадине, имеющей размеры 3 × 10 км и глубину 300 м в самой глубокой части; она располагается между двумя широтно простирающимися хребтами. Хребты, обрамляющие впадину, возвышаются над ней на 1000 м, однако в целом окружающий рельеф более пологий и не столь расчлененный по сравнению с районом скв. 395. Тем не менее многие окружающие хребты лишены осадочного покрова.

Согласно бортовому описанию толща осадков, вскрытых скв. 396, подразделяется на две серии.

Серия I (кern 1 — kern 13, секция 5); верхний миоцен—плейстоцен; интервал глубины: 0—117,15 м (4450,00—4567,15 м). Серия представлена наннопланктонными илами, перемежающимися с подчиненными количествами фораминиферо-наннопланктонных илов и редкими фораминиферовыми песками. По данным бортового отчета, цвет осадков меняется от бледно-бурого до желтовато-бурого. В интервале кернов 1—4 наблюдаются более темноокрашенные осадки, чем в кернах 5—13. В нижней части керна 13 отмечено потемнение окраски до желто-бурой на границе с кровлей серии II. Потемнение окраски связано с возрастанием содержания бурых глин и ассоциирующих с ними красноватых гидроокислов железа. В керне 5 (секция 3) отмечено небольшое деформированное выделение бурых глин. Авторы бортового описания указывают, что осадки серии I почти повсеместно испытали интенсивные буровые деформации, за исключением нижних частей каждого керна, а также некоторых интервалов разреза (керны 6, 7 и 10). Признаков биотурбации не наблюдалось. Указывается, что в кернах 7 и 8 относительное количество фораминифер возрастает. Ниже (от керна 8 до керна 14) фораминиферы спорадически исчезают.

Серия I литологически расчленяется на две подсерии, которые, в свою очередь, подразделяются на ряд пачек (см. табл. 3; рис. 4, 5).

Подсерия I-1 (кern 1—кern 6, секция 1); плиоцен—плейстоцен; интервал глубины: 0,00—43,87 м. Подсерия подразделяется на две пачки. В составе подсерии преобладает ил нанномикритовый, с малым количеством остатков фораминифер (до 20%), содержание которых относительно возрастает к низам интервала. Примечательны рассеянные микростяжения гидроокислов Fe и Mn и сгустковидные выделения глинисто-опалового вещества.

Пачка I-1A (кern 1 — kern 4, секция 5); плейстоцен; интервал глубины: 0,00—20,18 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, слабифораминиферовый (до 25%), с заметным количеством остатков радиолярий (до 10%). В нанномикритовой основной массе присутствует примесь, нередко сгустковидные выделения глинистого вещества; наблюдаются рассеянные частицы гидроокислов железа. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 51,41—84,61 (76,75); SiO_2 — 5,49—22,13 (9,45); Al_2O_3 — 2,22—7,79 (3,40); Fe_2O_3 — 1,15—3,98 (2,08); FeO — нет — 0,14 (0,05).

Пачка I-1B (кern 5, секция 1 — kern 6, секция 1); плиоцен; интервал глубины: 20,18—43,87 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, с неравномерными выделениями скоплений фораминифер (до 20%), плохо сортированных по размерности (0,1—0,6 мм); наблюдаются микростяжения гидроокислов Mn и Fe, сгустковидные выделения опалово-глинистого вещества. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 61,19—87,68 (80,43); SiO_2 — 4,79—15,33 (8,98); Al_2O_3 — 1,88—5,67 (3,27); Fe_2O_3 — 1,15—4,58 (2,12); FeO — нет — 0,14 (0,06).

Подсерия I-2 (кern 6, секция 2 — kern 13, секция 5); верхний миоцен—плиоцен; интервал глубины: 43,87—117,15 м. Подсерия подразделяется на четыре пачки. В целом для подсерии характерно чередование пачек, относительно обогащенных фораминиферовыми песками (I-2A; I-2C), с явными признаками турбидитной обстановки, и осадков, представленных преимущественно нанномикритовым материалом (I-2B; I-2D).

Пачка I-2A (кern 6; секция 2 — kern 8, секция 4); плиоцен; интервал глубины: 43,87 до 67,16 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, слабоглинистый, фораминиферовый. В основной массе заключены крупные (3—15 мм) сгустковидные выделения, обогащенные (до 70%) мелкими (0,08 мм), хорошо отсортированными раковинами фораминифер, в меньшей мере — кокколитов. Подобные соотношения интерпретируются как текстуры оползаний седиментационных брекчий. В ряде прослоев (см. табл. 3) встречаются остатки радиолярий (нижняя часть интервала), микростяжения гидроокислов Fe и Mn, глубоко глинизированная пирокластика (обр. 7—2—96—98). Содержание (вес. %): CaCO_3 — 80,52—90,53 (86,65); SiO_2 — 3,06—8,04 (4,91); Al_2O_3 — 0,92—3,37 (1,92); Fe_2O_3 — 0,11—2,29 (1,15); FeO — нет — 0,22 (0,08).

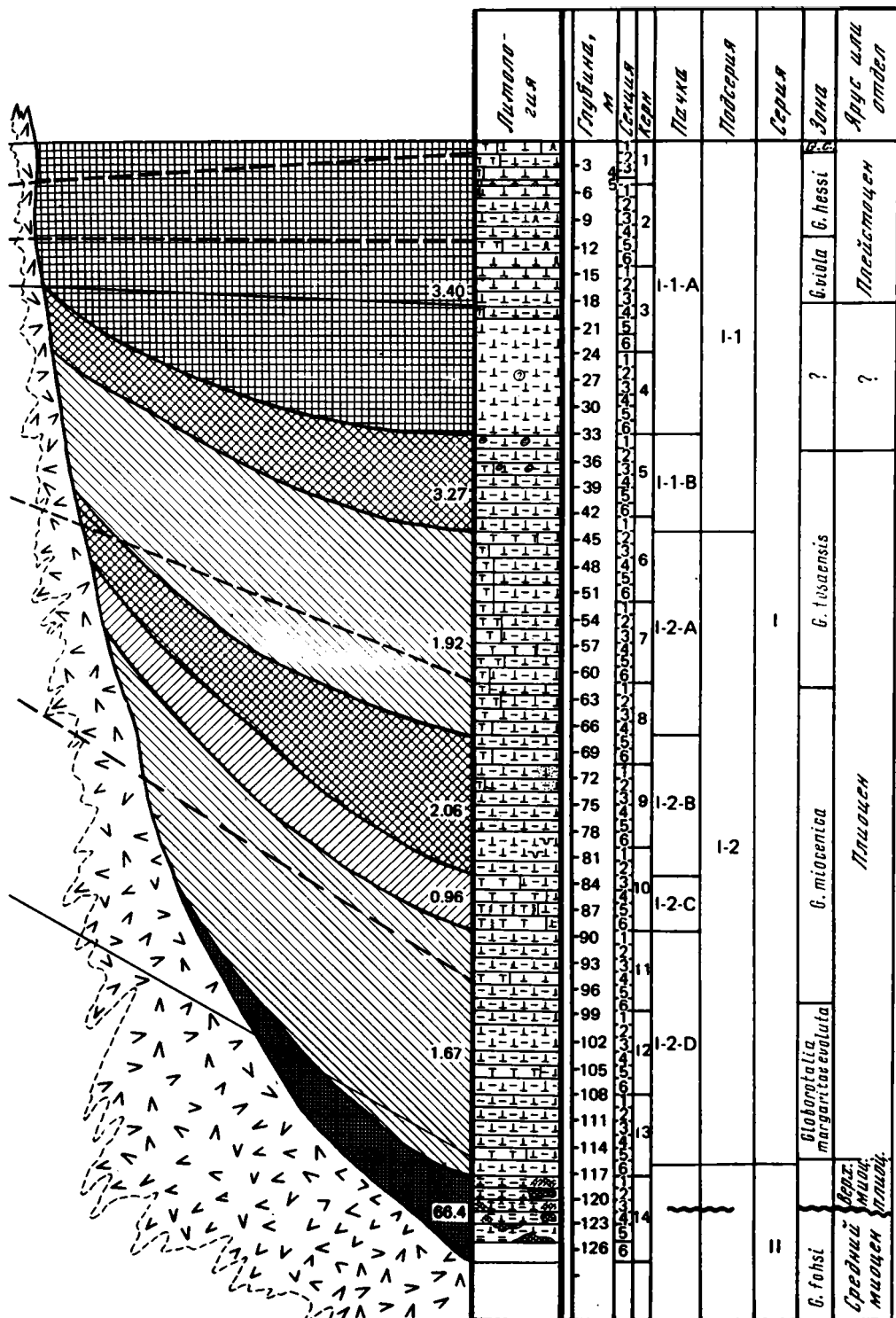
Пачка I-2B (кern 8, секция 5 — kern 10, секция 2); плиоцен; интервал глубины: 67,16—84,14 м. Пачку слагает ил нанномикритовый, слабоглинистый, с малым (до 15—20%) содержанием мелких (0,05 мм) фораминифер, незначительной примесью разложенной вулканокластики, пятнистым окремнением.

Содержание (вес. %): CaCO_3 — 71,65—88,03 (84,80); SiO_2 — 3,66—12,06 (5,38); Al_2O_3 — 1,47—4,47 (2,06); Fe_2O_3 — 0,98—2,49 (1,40); FeO — нет — 0,14 (0,07).

Пачка I-2C (кern 10, секция 3 — kern 10, секция 6); плиоцен; интервал глубины: 84,14—89,18 м. Пачку слагает ил существенно фораминиферовый (50—75%), нанномикритовый, слабоглинистый. Как правило, фораминиферы хорошо отсортированы в пределах каждого сгустковидно-обломочного участка: нередко в одном участке их размеры составляют 0,08—0,11 мм, а в соседнем — 0,16—0,20 мм. Нанномикритовый слабоглинистый материал цементирует не только раковины фораминифер, но и фрагментарные участки их скоплений — обломки литифицированного ила. Отмечаются наличие кокколитов, радиолярий, диатомовых, примесь алевритовых вулканокластических частиц, превращенных в глину. Сгустковидно-обломочная, брекчиевидная текстура интерпретируется как следствие подводного оползания, турбидитных течений. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 85,52—91,78 (89,31); SiO_2 — 1,40—4,42 (2,42); Al_2O_3 — 0,50—1,77 (0,96); Fe_2O_3 — 0,46—1,55 (1,18); FeO — нет — 0,07 (0,05).

Пачка I-2D (кern 11, секция 1 — kern 13, секция 5); верхний миоцен (?) — плиоцен; интервал глубины: 89,18—117,15 м. Преобладает ил нанномикритовый, слабоглинистый, с малым содержанием мелких (0,08 мм) фораминифер (5%). Наблюдаются сравнительно редкие прослои (обр. 11—4—43—110; 12—5—74—76; 13—5—109—111) фораминиферового песка, содержащие до 70% фораминифер, хорошо сортированных (0,08—0,11 мм), нередко обособленных в сгустковидно-обломочные участки, примесь алевритовой вулканокластики, превращенной в глину. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 76,43—92,23 (84,68); SiO_2 — 1,90—8,53 (4,42); Al_2O_3 — 0,44—3,22 (1,67); Fe_2O_3 — 0,93—3,47 (2,00); FeO — нет — 0,14 (0,03).

Серия II (кern 13, секция 6 — kern 14, секция 5); средний миоцен—плиоцен; интервал глубины: 117,15—125,34 м (4567,17—4575,34 м). Согласно бортовому опи-



санию, серия представлена темной желтовато-коричневой (до темно-бурой) известковатой базальной глиной, перемежающейся со светло-коричневым бурым мергелистым наннопланктонным илом. Содержание остатков фораминифер в илах крайне мало, в глинах они отсутствуют. Признаков биотурбации не наблюдалось. В бурой глине (кern 14, секция 1) найден хорошо сохранившийся рыбий зуб. Максимальное преобладание глин наблюдалось в kern 14 (секции 1–3). Этот интервал представлен смесью глины и мергелистого наннопланктонного ила. Ниже (секции 4 и 5) — однородный мергелистый наннопланктонный ил. Эти осадки близ кровли секции 6 контактируют с нижележащим базальтом. В зоне контакта округленные угловатые обломки базальта находятся в массе наннопланктонного ила.

Авторы бортового описания считают, что глины kernов 13 и 14 являются типичными базальными осадками, обогащенными гидроокислами Fe и Mn. Подобные осадки, помимо скв. 395, были встречены во многих точках, пробуренных по проекту в соответствии с Международной программой глубоководного океанического бурения (DSDP). Полагают, что эти глины являются осадками, высадившимися из гидротермальных металлоносных растворов, поступающих из нижележащих пород.

Имеющиеся в нашем распоряжении образцы представлены (см. табл. 3) илами нанномикритовыми, нередко существенно глинистыми, кремнистыми, импрегнированными гидроокислами Fe и Mn. Импрегнация гидроокислами Fe и Mn, а также SiO_2 носит пятнистый характер; нередко скопления микростяжений.

В нижней части подсерии (кern 14, секция 3 (69 см) — секция 6 (10 см)) наблюдаются существенное обогащение гидроокислами железа, примесь песчано-алевритовых частиц базальтоидного измененного стекла, редкие остатки радиолярий. Содержание (вес. %): CaCO_3 — 13,76–81,66 (55,56); SiO_2 — 5,85–36,03 (17,14); Al_2O_3 — 1,46–14,87 (6,64); Fe_2O_3 — 1,87–10,56 (5,61); FeO — нет.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НЕРАСТВОРИМОГО ОСТАТКА КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Главной чертой изучавшихся осадков является их высокая карбонатность. Нерастворимый остаток этих илов составляет в среднем 15% (2–29%). Он представлен в основном (на 74–99%) агрегатами с размерами частиц $< 0,01$ мм. Значительно меньшая доля (1–26%) приходится на мелкоалевритовую фракцию с частицами 0,05–0,01 мм. Доля минеральных частиц крупнее 0,05 мм не превышает 1%.

Комплекс глинистых минералов почти во всей толще нанноилов обеих скважин полиминерален. В нем обнаруживаются гидрослюда, хлорит, каолинит, иногда — монтмориллонит, палыгорскит и два типа смешаннослойных минералов с резким преобладанием либо монтмориллонитовых, либо гидрослюдистых (иллитовых) пакетов. Их более подробное описание дается ниже.

Для мелкоалевритовой фракции нерастворимого остатка описываемых илов очень характерно постоянное присутствие, а местами явное преобладание глинистых агрегатов, прочно сцементированных гидроокислов Fe. Кроме этих агрегатов, всегда присутствуют частички кварца, полевых шпатов; изредка встречаются пластинки бурых, зеленых и бесцветных слюд, кремнистые агрегаты, осколки вулканических стекол. Примесь тяжелых минералов ничтожно мала. Отмечаются единичные кристаллики циркона, рутила, турмалина, зернышки эпидота и цоизита и минералов анатаз-брукитовой группы; в отдельных прослоях фиксируются обломки кристаллов моноклинного пироксена и зеленой роговой обманки.

Во фракциях $> 0,05$ мм попадают зерна кварца, пиритизированные органические остатки, обломки железистых корочек.

Диagenетические преобразования описываемых илов выразились в частичном растворении органических остатков, особенно кокколитов, в появлении хемогенного тонкозернистого карбоната, в низах разреза — с заметной примесью Mg (см. рис. 3, 4), в возникновении аутигенных железисто-марганцевых микроконкреций.

Из-за высокой дисперсности глинистых частиц и отсутствия заметных различий в фазовом составе фракций < 10 и < 1 мкм ассоциация глинистых минералов изучалась во фракции < 10 мкм. Рентген-дифрактограммы снимались с помощью дифрактометра ДРОН-1 при $\text{CuK}\alpha$ -излучении (напряжение 35 кВ, сила тока 20 мА). Скорость сканирования составляла $2^\circ/\text{мин}$.

Идентификация и структурные особенности глинистых минералов

Во фракции < 10 мкм осадочной толщи глинисто-карбонатных нанноилов миоцен-плейстоценового возраста обеих скважин установлен полиминеральный комплекс глинистых минералов: диоктаэдрическая гидрослюда, триоктаэдрический хлорит, каолинит, палыгорскит, монтмориллонит и два типа смешаннослойных образований — монтмориллонит-гидрослюда (М-Г) с резким преобладанием набухающих слоев и гидрослюда-монтмориллонит (Г-М) с малой долей смектитовых пакетов.

Гидрослюда на дифрактограммах имеет рефлекс с $d_{001} = 10 \text{ \AA}$, не меняющийся при насыщении глицерином, прокаливании при 550°C и обработке в 10%-ной HCl , что свидетельствует об отсутствии в ней набухающих слоев. Значение рефлекса $d_{060} = 1,49 \text{ \AA}$ указывает на принадлежность ее к типу диоктаэдрического иллита. Для определения политипной модификации гидрослюда электронографическим методом исследовался образец, предварительно обработанный в 10%-ной HCl и затем прокаленный при 550°C , что было необходимо для удаления из образца хлоритового и каолинового компонентов. В результате для гидрослюда, содержащейся в нанноилах, была установлена политипная модификация 1М.

Хлорит диагностировался по рефлексам 14,3; 7,09; 4,72 и $3,53 \text{ \AA}$ для природного препарата и после насыщения глицерином, а также по отражению $13,8 \text{ \AA}$, сохраняющемуся после прокаливании препарата. Исчезновение этих рефлексов после обработки в 10%-ной HCl указывает на триоктаэдрический тип структуры.

Для ряда образцов, прокаленных при 550°C , нередко наблюдается отражение с $d < 13,8 \text{ \AA}$. Уменьшение значения межплоскостного расстояния данного отражения по сравнению со значениями $d = 13,8 \div 14,0 \text{ \AA}$, характерными для обычного хлорита, может свидетельствовать о дефектности его структуры. Структурная особенность этого минерала заключается в том, что бруситовые сетки либо в различной степени обводнены, либо имеют островковую структуру [Сахаров, Хлыбов, 1972].

Каолинит диагностируется как обычно, по рефлексам 7,15 и $3,56 \text{ \AA}$, сохраняющимся после обработки образца в 10%-ной HCl и исчезающим после прокаливании при 550°C .

В монтмориллоните чаще всего катионом в обменном комплексе является Mg^{2+} , и после насыщения глицерином наблюдается значение $d_{001} = 14,3 \text{ \AA}$. Но в целом для монтмориллонита характерно разнообразие обменных катионов, среди которых Ca , Na и даже K .

Два типа смешаннослойных минералов являются контрастными по содержанию и соотношению смектитовых и слюдяных пакетов, не обнаруживая промежуточных фаз с постепенным переходом одних в другие.

Первый тип неупорядоченного смешаннослойного минерала монтмориллонит-слюда с резким преобладанием смектитовых слоев (до 80–90%) и небольшим содержанием слюдяных пакетов. Кристаллиты этой фазы имеют весьма малые размеры. Смешаннослойное строение, тонкодисперсное состояние и наличие в монтмориллонитовых межслоевых промежутках различных катионов (Mg , Ca , K , Na) обусловили образование на дифрактограммах широких максимумов ($14,0 \text{ \AA}$ — для природного препарата, $18,4$ – $19,5 \text{ \AA}$ — для насыщенного глицерином и $10,0 \text{ \AA}$ — для прокаленного) с видимой асимметрией со стороны малых углов. Однако, учитывая наличие рефлекса $14,0 \text{ \AA}$ у природного образца, можно полагать, что в межслоевых промежутках монтмориллонитовых пакетов в основном также находятся катионы Mg^{2+} .

Второй тип смешаннослойного минерала представляет собой смешаннослойную фазу слюда-монтмориллонит также с неупорядоченным чередованием слоев. Содержание монтмориллонитовых пакетов в ней невелико и составляет не более 10–15%. Диагностируется она по рефлексам 10,3 и $4,96 \text{ \AA}$ для природного и соответственно 10,0 и $4,98 \text{ \AA}$ для насыщенного глицерином и прокаленного препаратов. Кристалли-

ты имеют также небольшие размеры, так как на дифрактограммах насыщенного и прокаленного образцов рефлекс $d_{001} = 10,0 \text{ \AA}$ имеет заметную асимметрию со стороны малых углов. Для крупных кристаллитов это отражение должно быть симметричным и его значение всегда $< 10 \text{ \AA}$.

Рентгенография фракции $< 1 \text{ мкм}$ выборочных образцов и сравнение ее фазового состава с составом фракции $< 10 \text{ мкм}$ не показали заметных различий между ними, что вместе со структурными признаками указывает на весьма высокую дисперсность глинистого материала.

По данным рентгенографии, для фракций < 10 и $< 1 \text{ мкм}$ весьма характерно наличие, помимо глинистых минералов, примеси мельчайших зерен кварца и полевых шпатов практически во всех исследованных образцах.

Распределение глинистых минералов в разрезах

Как уже отмечалось, глинистая фракция (< 10 и $< 1 \text{ мкм}$) верхнекайнозойских осадков отличается ярко выраженным полиминеральным составом, в который входят шесть самостоятельных минеральных фаз, не считая монтмориллонита (табл. 9, 10). Среди них установлены: гидрослюда (иллит), хлорит, каолинит, палыгорскит и два типа смешаннослойных минералов: М-Г и Г-М. Особняком стоит монтмориллонит, связанный с вулканогенным материалом. Постоянными сопутствующими неглинистыми минералами во всем разрезе являются кварц и полевые шпаты как в более крупной фракции ($< 10 \text{ мкм}$), так и в более тонкой ($< 1 \text{ мкм}$).

В количественном отношении наиболее существенным компонентом этого комплекса, за редким исключением, является смешаннослойный М-Г (с резким преобладанием набухающих, смектитовых пакетов). На втором месте — обычно гидрослюда (иллит), затем хлорит, каолинит, иногда палыгорскит и реже смешаннослойный Г-М. Этот полиминеральный комплекс глинистых минералов и составляет, за небольшим исключением, глинистую часть всей осадочной толщи. В разрезе скв. 396 полиминеральный комплекс установлен в 20 из 25 изученных образцов (см. табл. 10).

На фоне полиминерального комплекса в скв. 396 выделяются три прослоя, в которых появляется монтмориллонит в виде самостоятельной фазы. В этих прослоях его содержание варьирует от 10 до 30%. Обычно эти же прослои отличаются и повышенным содержанием хлорита. Мелкоалевритовая фракция (0,05–0,01 мм) этих прослоев содержит зерна пирокластов (пироксенов или амфиболов), что может указывать на возможное образование монтмориллонита по вулканогенному материалу (в том числе по основному вулканическому стеклу, реликты которого редко сохраняются в осадках). Однако наряду с предполагаемым вулканогенным материалом в тех же прослоях обнаруживается и примесь фоновых минералов: гидрослюда, каолинита, палыгорскита и смешаннослойных минералов — чаще Г-М и несколько реже М-Г, иногда в заметно пониженных количествах по сравнению с типичной полиминеральной ассоциацией. Только в двух прослоях скв. 396 (обр. 14–0–34–36 и 13–1–68–70) к полиминеральной ассоциации присоединяется еще и смешаннослойный Г-М с резким преобладанием гидрослюдистых (иллитовых) пакетов. В четырех прослоях (обр. 14–2–90–92; 14–0–34–36; 13–3–66–68 и 2–5–139–141) нижней части разреза рентгенографически и под электронным микроскопом обнаруживается заметная примесь палыгорскита. В целом вверх по разрезу можно отметить некоторое увеличение количества гидрослюда (иллита), начиная с обр. 10–1–132–134.

В разрезе скв. 395 распределение глинистых минералов очень сходно с их распределением в осадках скв. 396. Полиминеральная ассоциация обнаружена здесь в 22 из 29 изученных образцов. Однако прослоев с монтмориллонитом в разрезе скв. 395 больше, чем в скв. 396, — их здесь семь вместо трех. Глинистая фракция нанноилов в скв. 395 чаще обогащена и примесью палыгорскита — в 14 прослоях (см. табл. 9) против четырех в скв. 396. Гораздо чаще в скв. 395 встречаются и прослои, в которых к типичной полиминеральной ассоциации присоединяется и смешаннослойный Г-М с резким преобладанием гидрослюдистых (иллитовых) пакетов. В скв. 395 таких прослоев 11 (в скв. 396 отмечены два).

Таблица 9 (окончание)
Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 395

Стратиграфические подразделения		№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
ярус или отдел	зона					
Плейстоцен	G. calida calida	1—3—142—144	Нанноил с фораминиферами различных размеров	Гидрослюда (диоктаэдрическая), каолинит, хлорит (триоктаэдрический), малая примесь смешаннослойного (с преобладанием набухающих пакетов М)	Полиминеральная	Органогенных осадков зоны спокойной седиментации
		1—5—82—84		Монтмориллонит (~25), хлорит (~15), каолинит (~30); гидрослюда (~25), палыгорскит (до 5%)	Монтмориллонит-хлоритовая с гидрослюдой и каолинитом	
	G. hessi?	2—1—74—76	Нанноил с единичными раковинами фораминифер	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, каолинит, хлорит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная	
		2—2—69—71		Монтмориллонит, хлорит, каолинит, смешаннослойный Г-М, малая примесь смешаннослойного М-Г, палыгорскита, кварца и полевых шпатов	Монтмориллонит-хлоритовая с каолинитом	
		2—3—112—114	Фораминиферовый нанноил	Смешаннослойный М-Г, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная	
	G. viola	2—4—130—132		Смешаннослойный М-Г, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты		
		2—5—67—69		Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
	Плиоцен	G. tosaensis	2—6—73—75	Нанноил с фораминиферами разных размеров	Смешаннослойный М-Г, (~25), гидрослюда (~25), хлорит (~25), каолинит (~10), палыгорскит (до 10%), кварц, полевые шпаты	
3—2—75—77			Смешаннослойный М-Г, (~25), гидрослюда (~25), каолинит (~25), хлорит (~25%), кварц, полевые шпаты			
3—4—99—101			Нанноил с небольшим количеством фораминифер	Смешаннослойный М-Г, каолинит, хлорит, кварц, полевые шпаты		
3—6—90—92			Нанноил с единичными раковинами фораминифер	Смешаннослойный М-Г, каолинит (много), хлорит (мало), кварц, полевые шпаты		
4—1—10—12			Нанноил с фораминиферами разных размеров	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
4—3—60—62				Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		

Таблица 9 (окончание)

Стратиграфические подразделения		№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
ярус или отдел	зона					
Плиоцен	G. miocenica	4—4—21—23	Фораминиферовый нанноил	Монтмориллонит, хлорит, каолинит, малая примесь смешаннослойного М-Г, палыгорскита, кварца и полевых шпатов	Монтмориллонит-хлоритовая с каолинитом	Органогенных осадков зоны неустойчивой динамики водной среды
		4—4—115—117		Смешаннослойный М-Г, каолинит, хлорит (дефектный), малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная	
		5—1—136—138	Нанноил с небольшим количеством фораминифер	Смешаннослойный М-Г, каолинит (много), хлорит дефектный (мало), кварц, полевые шпаты		
		5—5—80—82	Нанноил с фораминиферами разных размеров	Смешаннослойный М-Г, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
	G. margaritae evoluta	6—2—68—70	Нанноил с единичными раковинами фораминифер	Монтмориллонит, смешаннослойный М-Г и Г-М (в сумме до 30%), каолинит (до 20), гидрослюда (до 20), хлорита (до 10%), примесь кварца и полевых шпатов	Монтмориллонит-хлоритовая с каолинитом и гидрослюдой	
Верхний миоцен—плиоцен	G. margaritae evoluta	7—1—103—105	Нанноил с фораминиферами разных размеров	Монтмориллонит (до 15%), хлорит (< 10), каолинит (до 40), гидрослюда (до 25), палыгорскит (< 10%)	Полиминеральная с примесью смешаннослойного Г-М	
		8—1—127—129		Смешаннослойные М-Г и Г-М, гидрослюда, каолинит, хлорит, кварц, полевые шпаты		
		8—3—74—76				
		8—5—17—19	Нанноил с небольшим количеством фораминифер			
	8—6—122—124					
	G. margaritae margaritae	9—1—115—117	Нанноил, в отдельных прослоях обогащенный фораминиферами	Смешаннослойные М-Г и Г-М, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
		9—2—23—25		Смешаннослойный М-Г, каолинит, хлорит, малая примесь палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
		9—4—50—52		Смешаннослойные М-Г и Г-М, каолинит, малая примесь хлорита, палыгорскита, кварца и полевых шпатов		
		9—6—17—19				
		9—6—128—130	Нанномержель	Монтмориллонит (до 30%), смешаннослойный Г-М (до 20), каолинит (до 30), хлорит (~10), палыгорскит (до 10%)		Монтмориллонит-хлоритовая с каолинитом и смешаннослойной фазой типа Г-М

Т а б л и ц а 10
Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по ска. 396

Стратиграфические подразделения		№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона
ярус или отдел	зона					
Плейстоцен	G. hessi	1—2—121—123	Фораминиферовый нанноил	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда (диоктаэдрическая), хлорит (триоктаэдрический), малая примесь кварца и полевых шпатов	Полиминеральная: смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит и каолинит	Органогенных осадков зоны неустойчивой динамики водной среды
		1—4—145—147		Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, примесь смешаннослойной фазы (Г-М), хлорита, каолинита, малая примесь кварца и полевых шпатов		
		2—1—123—125		Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты		
		2—2—121—123 2—4—83—85				
	G. viola	2—5—139—141	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит (дефектный), малая примесь каолинита, палыгорскита, кварца и полевых шпатов	Хлорит-монтмориллонитовая со смешаннослойным М-Г и каолинитом		
		2—6—76—78	Хлорит, примесь монтмориллонита, смешаннослойный М-Г, каолинит, малая примесь кварца и полевых шпатов			
Плиоцен	G. toscensis	3—3—86—88	Нанноил, иногда мергель, с единичными раковинами фораминифер	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная	
		5—1—116—118 5—5—74—76 7—2—96—98				
		7—4—64—66 7—6—74—76	Фораминиферовый нанноил	Монтмориллонит (25), гидрослюда (25), каолинит (25), хлорит (25%)	Монтмориллонит-хлоритовая с гидрослюдой и каолинитом	
		8—2—73—75	Нанноил с единичными раковинами фораминифер			
	G. micenica					

Таблица 10 (окончание)

Стратиграфические подразделения		№ обр.	Генетический тип отложений	Глинистые минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Фациальная зона	
ярус или отдел	зона						
Плиоцен	G. miocenica	9—2—8—10	Нанноил с единичными раковинами фораминифер	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная	Органо-генных осадков зоны неустойчивой динамики водной среды	
		10—1—132—134	Нанноил				
		10—5—108—110	Нанноил, обогащенный фораминиферами	Смешаннослойные М-Г (до 30%) и Г-М (до 30), хлорит (~10—15), каолинит (~20%), примесь кварца и полевых шпатов	Полиминеральная с наложением смешаннослойного		
		11—2—113—115	Нанноил	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная		
	G. margaritae evoluta	11—6—89—91	Нанноил с примесью вулканогенного материала	Хлорит (~25%), гидрослюда (~25), каолинит (~25), монтмориллонит (~15), смешаннослойный Г-М (до 10%)	Хлорит-монтмориллонитовая с гидрослюдой и каолинитом	Органо-генных осадков с примесью глинистого вещества зоны неустойчивой динамики водной среды	
		12—3—110—112	Нанноил	Смешаннослойный М-Г, гидрослюда, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты	Полиминеральная		
				13—1—68—70			Смешаннослойный М-Г, хлорит, каолинит, кварц, полевые шпаты
				13—3—66—68			Смешаннослойный М-Г, примесь смешаннослойного Г-М, малая примесь палыгорскита, хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов
	Верхний миоцен—плиоцен		14—0—34—36	Нанномергель с фораминиферами	Смешаннослойный (с преобладанием набухающих пакетов М и Г), малая примесь палыгорскита		
			14—2—90—92		Смешаннослойный (с преобладанием набухающих пакетов М), гидрослюда, малая примесь палыгорскита		
Средний миоцен	G. fohsi	14—5—144—146	Нанноил с крупными раковинами фораминифер	Много хлорита и аморфной фазы, примесь смешаннослойного М-Г, кварца и полевых шпатов	Хлоритовая с примесью аморфных веществ и смешаннослойной фазы типа М-Г		

О генезисе глинистых минералов можно говорить лишь предположительно. Формирование изученных осадков контролировалось главным образом биологическими факторами — основная часть осадка представлена наннопланктонными, фораминиферовыми илами. Можно полагать, что почти весь полиминеральный комплекс глинистых минералов является детритным, за исключением монтмориллонита, который развивается по вулканогенным продуктам. Главная часть полиминерального фонового комплекса: гидрослюда, каолинит, хлорит и, может быть, частично смешаннослойный минерал (М-Г) с преобладанием смектитовых слоев — имеют, скорее всего, золотое происхождение. На это указывают гетерогенность и пестрота этой ассоциации и сопутствующих минералов. Характерно, что все члены полиминерального комплекса встречаются почти в равных количествах или сохраняют удивительное постоянство количественных соотношений. Из сопутствующих минералов устойчивые (циркон и турмалин) сочетаются с малоустойчивыми (эпидотом и цоизитом). В нанноосадках, вскрытых скважинами 45-го рейса, кварц даже в самой тонкодисперсной глинистой фракции (< 1 мкм) всюду сопровождается полевым шпатом. Направление господствующих (особенно зимних) ветров [Герасимов, 1964], имеющее юго-западную ориентацию, указывает на поступление этих минералов в район расположения скв. 395 и 396 в составе золотой взвеси с северо-западной части Африканского континента.

Все эти факты указывают на золотое происхождение названных минералов. Этот вывод согласуется с данными Е. Гольдберга и И. Гриффина [Goldberg, Griffin, 1964] о заметной роли золотого фактора в транспортировке детритных глинистых частиц гидрослюды, каолинита, хлорита и других минералов в центральные, пелагические зоны Атлантического океана.

Обобщения данных тропосферной и локальной транспортировки, выполненные А.П. Лисицыным [1974], показали, что в областях Атлантики, находящихся под влиянием аридного климата, обломочный и пелитовый материал осадков на 25—75% (в среднем на 50%) состоит из золотого материала. Скорость седиментации на дне Атлантического океана, по определениям А. Делани [Delany et al., 1967], только за счет золотого материала на максимальном удалении от Сахары составляет 0,6 мм за 1000 лет.

Океанические течения также могли играть большую роль в формировании полиминерального комплекса глинистых минералов верхнекайнозойских нанноиллов, вскрытых скважинами 45-го рейса. С океаническими течениями в первую очередь могут быть связаны примеси к полиминеральному комплексу палыгорскита, смешаннослойного минерала (Г-М) с резким преобладанием гидрослюдистых пакетов, а иногда и повышенные количества каолинита, которые обнаруживаются в отдельных прослоях. Широкое распространение в глинистой части осадков Атлантического океана мусковита и хлорита Е. Гольдберг и И. Гриффин [Goldberg, Griffin, 1964] связывают с их пластинчатой формой, благодаря которой они могут очень далеко переноситься и воздушным путем. Авторы указывают также, что для иллита, наиболее обильного компонента атлантических осадков, доказана детритная природа и поступление его с Европейского и Африканского континентов. Определения абсолютного возраста иллита из верхнего слоя осадков Атлантического океана К-Аг методом, выполненные П. Харлеем [Hurley et al., 1963], дают величины в несколько сотен миллионов лет.

Таким образом, комплекс глинистых минералов нерастворимого остатка нанноиллов, пройденных скв. 395 и 396, формировался под влиянием нескольких факторов океанической седиментации, в том числе золотого транспорта, гидродинамической системы, океанических течений и эруптивного вулканизма.

ОСОБЕННОСТИ АККУМУЛЯЦИИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ

Приведенные выше результаты изучения литологии, минерального состава, включая глинистые компоненты, и распределение главных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , Fe_2O_3 , FeO) свидетельствуют, что верхнекайнозойские осадки представлены относительно однообразной толщей наннопланктонных илов с переменным количеством остатков фораминифер. В небольших седиментационных впадинах на западном (скв. 395) и восточном (скв. 396) флангах Срединно-Атлантического хребта осадоч-

Т а б л и ц а 11
Содержание нормативных молекул CaCO_3 , MgCO_3 , NaCl
в верхнекайнозойских отложениях скв. 396 (вес. % в пересчете
на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	CO_2	CaCO_3	MgCO_3	Cl	NaCl
1-1-69-71	33,15	75,401	—	1,69	2,787
1-2-32-34	22,60	51,405	—	1,50	2,473
1-3-72-74	34,80	79,154	—	1,16	1,913
1-5-144-146	30,45	69,259	—	1,50	2,473
2-1-123-125	35,85	81,542	—	—	—
2-2-121-123	37,20	84,613	—	—	—
2-3-93-95	31,20	70,966	—	1,32	2,177
2-5-139-141	33,85	76,993	—	—	—
2-6-76-78	37,00	84,158	—	—	—
3-1-87-88	36,60	83,248	—	—	—
3-2-94-96	36,50	83,020	—	1,02	1,682
3-4-138-140	35,70	81,201	—	1,08	1,781
5-2-73-75	38,10	86,660	—	1,02	1,682
5-3-100-102	26,90	61,185	—	1,16	1,913
5-4-80-82	38,55	87,684	—	0,99	1,632
5-6-61-63	37,90	86,205	—	1,07	1,764
6-2-82-84	38,80	88,253	—	—	—
6-3-67-69	38,50	87,570	—	1,13	1,863
6-5-49-50	39,80	90,527	—	1,18	1,946
7-1-99-101	37,80	85,978	—	1,46	2,407
7-3-118-120	37,50	85,295	—	1,17	1,929
7-4-64-66	35,55	80,521	0,286	—	—
7-5-40-42	38,20	86,888	—	—	—
7-6-74-76	37,20	84,613	—	—	—
8-3-41-43	39,65	90,185	—	—	—
8-5-60-62	31,50	71,648	—	—	—
8-6-83-85	38,60	87,798	—	—	—
9-1-141-143	38,70	88,025	—	1,12	1,847
9-3-89-91	38,45	87,456	—	0,93	1,533
9-5-122-124	38,45	87,456	—	1,16	1,913
10-2-41-43	38,00	86,433	—	1,14	1,880
10-3-29-31	37,60	85,523	—	1,10	1,813
10-4-86-88	39,85	90,640	—	1,27	2,094
10-6-53-55	40,35	91,778	—	—	—
11-1-113-115	38,95	88,594	—	0,96	1,583
11-3-88-90	38,50	87,570	—	1,02	1,682
11-4-43-45	39,05	86,713	1,777	1,06	1,748
11-4-108-110	39,10	88,934	—	1,39	2,292
11-5-34-36	36,50	81,628	1,173	1,39	2,292
12-2-110-112	37,50	85,295	—	1,14	1,880
12-4-110-112	37,85	86,091	—	1,11	1,830
12-5-74-76	40,55	92,233	—	—	—
12-6-62-64	35,50	80,746	—	—	—
13-2-68-70	33,60	76,425	—	0,89	1,467
13-4-66-68	36,50	83,020	—	0,96	1,583
13-5-37-39	38,15	86,774	—	0,95	1,566
13-6-66-68	33,75	76,766	—	0,95	1,566
14-0-24-26	35,90	81,656	—	1,14	1,880
14-1-21-23	6,05	13,761	—	—	—
14-3-69-71	11,70	26,612	—	—	—
14-4-72-74	33,85	76,993	—	—	—
14-5-48-50	34,70	78,807	0,102	1,40	2,308

Таблица 12

Среднее содержание нормативных молекул CaCO_3 , MgCO_3 , NaCl в литологических подразделениях верхнекайнозойских отложений скв. 396 (вес. %) *

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во анализов	CO_2	CaCO_3	MgCO_3	Cl	NaCl
серия	под-серия	пачка								
I	I-1	I-1A	1-00-00-4-6-00	0,00-20,18	12	22,60 37,20 33,74	51,405 84,613 76,747	— — —	1,02 1,69 1,32 (7)	1,682 2,787 2,184 (7)
			5-1-00-6-1-150	20,18-43,87	4	26,90 38,55 35,36	61,185 87,684 80,433	— — —	0,99 1,16 1,06	1,632 1,913 1,748
			1-00-00-6-1-150	0,00-43,87	16	22,60 38,55 34,15	51,405 87,684 77,668	— — —	0,99 1,69 1,23 (11)	1,632 2,787 2,025 (11)
	I-2	I-2A	6-2-00-8-4-150	43,87-67,16	9	35,50 39,80 38,11	80,521 90,527 86,648	— — 0,286 (1)	1,13 1,46 1,23 (4)	1,863 2,407 2,036 (4)
			8-5-00-10-2-150	67,16-84,14	6	31,50 38,70 37,28	71,648 88,025 84,803	— — —	0,93 1,16 1,09 (4)	1,533 1,913 1,793 (4)
			10-3-00-10-6-150	84,14-89,18	3	37,60 40,35 39,27	85,523 91,778 89,314	— — —	1,10 1,27 1,19 (2)	1,813 2,094 1,953 (2)
		I-2D	11-1-00-13-6-00	89,18-117,15	13	33,60 40,55 37,35	76,425 92,233 84,676	Нет 1,777 0,227	0,89 1,39 1,07 (11)	1,467 2,292 1,772 (11)
			6-2-00-13-6-00	43,87-117,15	31	31,50 40,55 37,74	71,648 92,233 85,722	Нет 1,777 0,104	0,89 1,46 1,12 (21)	1,467 2,407 1,843 (21)
		I-2 в целом	1-00-00-13-6-00	0,00-117,15	47	22,60 40,55 36,578	51,405 92,233 82,980	Нет 1,777 0,069	0,89 1,69 1,16 (32)	1,467 2,787 1,906 (32)
	I в целом		13-6-00-14-5-150	117,15-125,34	6	6,05 35,90 25,99	13,761 81,656 59,099	— — 0,102 (1)	0,95 1,40 1,16 (3)	1,566 2,308 1,918 (3)

* См. примечание к табл. 5.

ная толща отчетливо расчленяется на две литологические серии: а) верхнюю, сложенную наннопланктонными фораминиферовыми илами, и б) нижнюю, представленную красновато-коричневыми базальными глинами с существенной примесью наннопланктонных илов (табл. 11, 12; см. также табл. 2, 3, 7 и рис. 3, 4).

Изучение распределения содержания CaCO_3 указывает на отсутствие сколько-нибудь выраженных изменений количества данного компонента в верхних сериях обеих скважин; лишь в низах серии I (I-2D, нижний плиоцен, скв. 396) наблюдается повышенная концентрация MgCO_3 , связанная с диагенетическим метасоматозом (см. табл. 6, 7, 11, 12 и рис. 3, 4).

Исследование глинистых минералов и компонентов нерастворимого осадка также не позволяет установить каких-либо выраженных изменений в распределении этих компонентов в разрезах обеих скважин (см. табл. 9, 10). Косвенным свидетельством количественного изменения алюмосиликатной примеси в осадках может быть содержание Al_2O_3 (табл. 13, 14; см. также табл. 4, 5). Однако содержание Al_2O_3 в пределах серии I меняется весьма незначительно из-за интенсивного разубоживания карбонатным материалом (см. рис. 5). Исключение представляют верхнеплейстоценовые отложения, в которых наблюдается заметная примесь основной пирокластики и тонкоалевритового кластического материала.

Таблица 13
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 396
(вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	
1-1-69-71	9,58	0,25	3,03	2,20	0,13	0,17	43,85	0,78	0,09	1,95	
1-2-32-34	22,13	0,46	7,79	3,98	0,14	0,30	30,15	1,55	0,11	2,0	
1-3-72-74	8,27	0,21	2,89	1,80	0,07	0,13	45,31	0,67	0,07	1,40	
1-5-144-146	12,91	0,30	4,12	3,41	0,07	0,24	40,08	1,25	0,09	1,75	
2-1-123-125	6,82	0,10	2,79	1,55	Нет	0,08	46,96	0,34	Нет	1,13	
2-2-121-123	6,08	0,16	2,56	1,50	"	0,05	48,01	0,40	"	1,07	
2-3-93-95	12,10	0,30	4,23	2,61	0,14	0,18	41,29	0,83	0,09	1,60	
2-5-139-141	9,63	0,13	3,58	1,90	Нет	0,08	44,32	0,36	Нет	1,41	
2-6-76-78	5,49	0,07	2,22	1,15	"	0,05	48,00	0,22	"	1,07	
3-1-87-88	5,82	0,08	2,32	1,25	"	0,07	47,58	0,35	"	1,07	
3-2-94-96	6,51	0,13	2,48	1,48	0,07	0,11	47,41	0,26	0,07	1,20	
3-4-138-140	8,11	0,30	2,81	2,07	Нет	0,14	45,74	0,71	0,08	1,20	
5-2-73-75	4,79	0,13	1,90	1,70	"	0,14	49,04	0,38	0,07	1,20	
5-3-100-102	15,33	0,34	5,67	4,58	"	0,48	35,28	1,35	0,27	1,50	
5-4-80-82	5,07	0,15	1,88	1,15	0,14	0,07	49,37	0,45	0,04	1,14	
5-6-61-63	5,09	0,15	2,00	1,56	0,14	0,06	49,36	0,22	0,06	1,09	
6-2-82-84	3,79	0,08	1,29	0,77	Нет	0,02	50,36	0,29	Нет	1,13	
6-3-67-69	4,90	0,13	1,84	0,92	0,20	0,07	49,58	0,37	0,04	1,09	
6-5-49-50	3,06	0,16	0,92	0,11	0,22	0,06	51,77	0,22	0,03	1,25	
7-1-99-101	4,83	0,15	1,85	0,82	0,14	0,07	49,14	0,53	0,05	1,45	
7-3-118-120	5,89	0,17	2,08	2,29	0,14	0,07	48,63	0,29	0,07	1,25	
7-4-64-66	8,04	0,11	3,37	1,63	Нет	0,01	45,12	0,31	Нет	1,24	
7-5-40-42	4,78	0,16	2,14	1,43	"	0,01	49,73	0,29	"	1,07	
7-6-74-76	5,24	0,08	2,02	1,39	"	0,05	48,85	0,34	"	1,07	
8-3-41-43	3,63	0,14	1,77	1,00	"	0,04	50,73	0,29	0,06	1,20	
8-5-60-62	12,06	0,21	4,47	2,49	"	0,05	40,89	0,77	0,07	1,40	
8-6-83-85	3,66	0,15	1,73	0,99	"	0,01	50,14	0,16	0,06	1,04	
9-1-141-143	3,98	0,17	1,55	1,31	0,14	0,13	50,44	0,34	0,05	1,09	
9-3-89-91	4,28	0,15	1,47	1,38	0,07	0,11	50,30	0,11	0,06	1,01	
9-5-122-124	3,88	0,17	1,55	0,98	0,14	0,11	50,10	0,60	0,07	1,24	
10-2-41-43	4,39	0,15	1,72	1,22	0,07	0,13	49,92	0,34	0,05	1,24	
10-3-29-31	4,42	0,13	1,77	1,55	0,07	0,11	50,05	0,35	0,07	1,24	
10-4-86-88	1,40	0,08	0,50	1,54	0,07	0,04	53,10	0,23	0,08	1,41	
10-6-53-55	1,43	0,04	0,61	0,46	Нет	0,01	53,36	0,17	0,04	1,46	
11-1-113-115	3,18	0,13	0,62	1,70	"	0,05	49,77	1,01	0,02	1,07	
11-3-88-90	3,29	0,13	1,08	2,55	"	0,06	49,73	1,34	0,02	1,13	
11-4-43-45	2,43	0,21	1,35	1,79	0,07	0,07	48,59	1,09	0,01	1,18	
11-4-108-110	2,21	0,08	0,44	0,93	0,07	0,02	51,10	0,50	0,02	1,35	
11-5-34-36	6,18	0,21	2,08	3,47	0,07	0,08	45,74	0,98	0,02	1,35	
12-2-110-112	1,90	0,17	1,65	2,20	0,14	0,07	49,46	0,64	0,01	1,18	
12-4-110-112	3,79	0,21	0,96	1,55	Нет	0,04	49,05	0,85	0,01	1,13	
12-5-74-76	2,18	0,18	1,23	1,79	"	0,04	52,26	0,36	Нет	1,01	
12-6-62-64	6,83	0,14	3,22	1,54	"	0,04	46,56	0,39	0,07	1,24	
13-2-68-70	8,53	0,21	3,18	2,46	"	0,08	43,74	2,10	0,09	1,18	
13-4-66-68	5,29	0,21	1,97	1,20	"	0,05	48,23	0,75	0,01	1,13	
13-5-37-39	3,77	0,14	0,77	1,70	"	0,07	49,75	0,30	0,02	1,07	
13-6-66-68	7,83	0,21	3,10	3,09	"	0,08	44,16	1,34	0,07	1,13	
14-0-24-26	6,28	0,21	1,46	1,87	"	0,05	45,81	0,90	0,02	1,29	
14-1-21-23	36,03	0,65	14,87	10,56	"	0,80	8,06	3,37	0,41	1,84	
14-3-69-71	31,19	0,46	12,66	8,50	"	0,81	15,25	1,41	0,41	1,73	
14-4-72-74	5,85	0,08	2,33	3,46	"	0,16	43,34	0,41	0,16	1,68	
14-5-48-50	6,37	0,21	1,87	3,64	"	0,10	44,16	1,49	0,02	1,57	

* Не включает Сорг. и Н₂О.

	K ₂ O	CO ₂	C _{opr}	H ₂ O	Cl	Σ ₁ ⁺	O = Cl ₂	Σ ₂	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{Bart}	Mn _{Bart}	P _{Bart}
	0.69	33.15	<0.14	2.92	1.69	97.56	0.37	97.19	0.10	1.54	1.64	0.13	0.04
	1.42	22.60	<0.14	5.80	1.50	94.13	0.33	93.80	0.11	2.78	2.89	0.23	0.05
	0.64	34.80	<0.14	2.46	1.16	97.42	0.25	97.17	0.05	1.26	1.31	0.10	0.03
	0.90	30.45	<0.14	3.60	1.50	97.07	0.33	96.74	0.05	2.38	2.43	0.19	0.04
	0.58	35.85	0.32	—	—	—	—	—	Hert	1.08	1.08	0.06	Hert
	0.54	37.20	0.38	—	—	—	—	—	"	1.05	1.05	0.04	"
	0.90	31.20	<0.14	3.36	1.32	96.79	0.29	96.50	0.11	1.82	1.93	0.14	0.04
	0.75	33.85	<0.14	—	—	—	—	—	Hert	1.33	1.33	0.06	Hert
	0.45	37.00	0.22	—	—	—	—	—	"	0.80	0.80	0.04	"
	0.49	36.60	<0.14	—	—	—	—	—	"	0.87	0.87	0.05	"
	0.51	36.50	<0.14	2.17	1.02	97.75	0.22	97.53	0.05	1.03	1.08	0.08	0.03
	0.54	35.70	<0.14	2.31	1.08	98.48	0.24	98.24	Hert	1.45	1.45	0.11	0.03
	0.42	38.10	<0.14	1.85	1.02	98.89	0.22	98.67	"	1.19	1.19	0.11	0.03
	1.14	26.90	<0.14	6.63	1.16	94.00	0.25	93.75	"	3.20	3.20	0.37	0.12
	0.42	38.55	<0.14	1.37	0.99	99.42	0.22	99.20	0.11	0.80	0.91	0.05	0.02
	0.38	37.90	<0.14	—	1.07	99.08	0.23	98.85	0.11	1.09	1.20	0.05	0.03
	0.37	38.80	0.35	—	—	—	—	—	Hert	0.54	0.54	0.01	Hert
	0.38	38.50	<0.14	—	1.13	99.15	0.25	98.90	0.16	0.64	0.80	0.05	0.02
	0.31	39.80	<0.14	—	1.18	99.09	0.26	98.83	0.17	0.08	0.25	0.05	0.01
	0.45	37.80	0.19	—	1.46	98.74	0.32	98.42	0.11	0.57	0.68	0.05	0.02
	0.48	37.50	<0.14	—	1.17	100.03	0.26	99.77	0.11	1.60	1.71	0.05	0.03
	0.66	35.55	<0.14	—	—	—	—	—	Hert	1.14	1.14	0.01	Hert
	0.47	38.20	0.12	—	—	—	—	—	"	1.00	1.00	0.01	"
	0.45	37.20	0.04	—	—	—	—	—	"	0.97	0.97	0.04	"
	0.35	39.65	<0.14	—	—	—	—	—	"	0.70	0.70	0.03	0.03
	0.87	31.50	<0.14	—	—	—	—	—	"	1.74	1.74	0.04	0.03
	0.26	38.60	<0.14	—	—	—	—	—	"	0.69	0.69	0.01	0.03
	0.36	38.70	<0.14	—	1.12	99.38	0.22	99.16	0.11	0.92	1.03	0.10	0.02
	0.42	38.45	<0.14	—	0.93	98.74	0.20	98.54	0.05	0.97	1.02	0.09	0.03
	0.37	38.45	<0.14	—	1.16	98.82	0.25	98.57	0.11	0.68	0.79	0.08	0.03
	0.82	38.00	<0.14	—	1.14	99.19	0.25	98.94	0.05	0.85	0.90	0.10	0.02
	0.44	37.60	<0.14	—	1.10	98.90	0.24	98.66	0.05	1.08	1.13	0.08	0.03
	0.24	39.85	<0.14	—	1.27	99.81	0.28	99.53	0.05	1.08	1.13	0.03	0.03
	0.24	40.35	<0.14	—	—	—	—	—	Hert	0.32	0.32	0.01	0.02
	0.37	38.95	<0.14	1.36	0.96	97.83	0.21	97.62	"	1.19	1.19	0.04	0.01
	0.38	38.50	<0.14	1.45	1.02	99.23	0.22	99.01	"	1.78	1.78	0.05	0.02
	0.45	39.05	<0.14	2.0	1.06	97.35	0.23	97.12	0.05	1.25	1.30	0.05	0.004
	0.30	39.10	<0.14	1.36	1.39	97.51	0.31	97.20	0.05	0.65	0.70	0.01	0.01
	0.58	36.50	<0.14	2.34	1.39	98.65	0.31	98.34	0.05	2.43	2.48	0.06	0.01
	0.42	37.50	0.45	2.03	1.14	96.48	0.25	96.23	0.11	1.54	1.65	0.05	0.004
	0.45	37.85	<0.14	1.78	1.11	100.00	0.24	96.76	Hert	1.08	1.08	0.03	0.004
	0.24	40.55	1.06	—	—	—	—	—	"	1.25	1.25	0.03	Hert
	0.54	35.50	<0.14	—	—	—	—	—	"	1.08	1.08	0.03	0.03
	0.71	33.60	<0.14	3.42	0.89	96.77	0.20	96.57	"	1.72	1.72	0.06	0.04
	0.44	36.50	<0.14	3.33	0.96	96.74	0.21	96.53	"	0.84	0.84	0.04	0.004
	0.42	38.15	<0.14	2.04	0.95	97.11	0.21	96.90	"	1.19	1.19	0.05	0.01
	0.70	33.75	0.24	3.16	0.95	96.41	0.21	96.20	"	2.16	2.16	0.06	0.03
	0.54	35.90	<0.14	2.65	1.14	95.47	0.25	95.22	"	1.31	1.31	0.04	0.01
	2.32	6.05	<0.14	14.68	—	—	—	—	"	7.39	7.39	0.62	0.18
	2.00	11.70	<0.14	11.41	—	—	—	—	"	5.94	5.94	0.63	0.18
	0.56	33.85	<0.14	4.29	—	—	—	—	"	2.42	2.42	0.12	0.07
	0.52	34.70	<0.14	4.23	1.40	96.05	0.31	95.74	"	2.55	2.55	0.08	0.01

Таблица 14

Средний химический состав литологических подразделений верхнекайнозойских отложений скв. 396 (вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску) *

Литологические подразделения			Керны	Интервал глибины, м	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
серия	под-серия	пачка									
I	I-1	I-1A	1-00-00 – 4-6-00	0,0-20,18	12	5,49 22,13 9,45	0,07 0,46 0,21	2,22 7,79 3,40	1,15 3,98 2,08	Нет 0,14 0,05	0,05 0,30 0,13
		I-1B	5-1-00 – 6-1-150	20,18-43,87	4	4,79 15,33 8,98	0,13 0,34 0,20	1,88 5,67 3,27	1,15 4,58 2,12	Нет 0,14 0,06	0,06 0,48 0,15
		I-1 в целом	1-00-00 – 6-1-150	0,0-43,87	16	4,79 22,13 8,98	0,07 0,46 0,20	1,88 7,79 3,27	1,15 4,58 2,12	Нет 0,14 0,06	0,05 0,48 0,15
	I-2	I-2A	6-2-00 – 8-4-150	43,87-67,16	9	3,06 8,04 4,91	0,08 0,17 0,13	0,92 3,37 1,92	0,11 2,29 1,15	Нет 0,22 0,08	0,01 0,07 0,04
		I-2B	8-5-00 – 10-2-150	67,16-84,14	6	3,66 12,06 5,38	0,15 0,21 0,17	1,47 4,47 2,06	0,98 2,49 1,40	Нет 0,14 0,07	0,01 0,13 0,09
		I-2C	10-3-00 – 10-6-150	84,14-89,18	3	1,40 4,42 2,42	0,04 0,13 0,08	0,50 1,77 0,96	0,46 1,55 1,18	Нет 0,07 0,05	0,01 0,11 0,05
		I-2D	11-1-00 – 13-6-00	89,18-117,15	13	1,90 8,53 4,42	0,08 0,21 0,17	0,04 3,22 1,67	0,93 3,47 2,00	Нет 0,14 0,03	0,02 0,08 0,06
		I-2 в целом	6-2-00 – 13-6-00	43,87-117,15	31	1,40 12,04 4,55	0,44 0,21 0,15	0,04 4,47 1,75	0,11 3,47 1,56	Нет 0,22 0,05	0,01 0,13 0,06
		I в целом	1-00-00 – 13-6-00	0,00-117,15	47	1,40 22,13 6,06	0,44 0,46 0,17	0,44 7,79 2,27	0,11 4,58 1,75	Нет 0,22 0,05	0,01 0,48 0,09
	II		13-6-00 – 14-5-150	117,15-125,34	5	5,85 36,03 17,14	0,08 0,65 0,32	1,46 14,87 6,64	1,87 10,56 5,61	Нет " "	0,10 0,81 0,38

* См. примечание к табл. 5.

Как уже отмечалось, накопление верхнекайнозойских осадков происходило в относительно небольших седиментационных впадинах. Корреляция отложений этих впадин на основе биоэонального расчленения комплексов фораминифер (данные В.А. Крашенинникова) свидетельствуют, что, несмотря на общность типов осадков, явления седиментации в этих впадинах заметно различались. Так, в разрезе скв. 395 основная масса осадков турбидитных потоков относится к плейстоцену (см. табл. 2, 8). Эти осадки представлены фораминиферовыми песками либо наннопланктонными илами с существенным содержанием фораминифер. Несмотря на известные деформации в процессе бурения, в шлифах этих осадков отчетливо наблюдаются микробрекчиевидные структуры: литифицированные частицы фораминиферового песка цементируются нанномикритовым материалом. В разрезе скв. 396 наибольшее развитие фораминиферо-вые пески, турбидиты приобретают в плиоцене (табл. 15).

Можно полагать, что интенсивность придонных палеотечений, изменение общей

CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C _{орг}	H ₂ O _{общ}	Cl	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}
30,15	0,22	Нет	1,07	0,45	22,60	<0,14	2,17	1,02	Нет	0,80	0,80	0,04	Нет
48,01	1,55	0,11	2,00	1,42	37,20	0,38	5,80	1,69	0,11	2,78	2,89	0,23	0,05
44,06	0,64	0,05	1,40	0,70	33,74	<0,18	3,23 (7)	1,33 (7)	0,04	1,45	1,49	0,10	0,02
35,28	0,22	0,04	1,09	0,38	26,90	<0,14	1,37	0,99	Нет	0,80	0,91	0,05	0,02
49,37	1,35	0,27	1,50	1,14	38,55	<0,14	6,63	1,16	0,11	3,20	3,20	0,37	0,12
44,48	0,84	0,07	1,36	0,67	34,15	<0,14	3,25 (3)	1,23	0,04	1,48	1,52	0,11	0,03
30,15	0,22	Нет	1,07	0,38	22,60	<0,14	1,37	0,99	Нет	0,80	0,80	0,04	Нет
49,37	1,55	0,27	2,00	1,42	38,55	0,38	6,63	1,69	0,11	3,20	3,20	0,37	0,12
44,48	0,84	0,07	1,36	0,67	34,15	<0,17	3,25 (10)	1,23 (11)	0,04	1,48	1,52	0,11	0,03
45,12	0,22	Нет	1,07	0,31	35,55	0,04	—	1,13	Нет	0,08	0,25	0,01	Нет
51,77	0,53	0,07	1,45	0,66	39,80	0,35	—	1,46	0,17	1,60	1,71	0,05	0,03
49,32	0,33	0,03	1,19	0,44	38,11	0,15	—	1,23 (4)	0,06	0,80	0,87	0,03	0,01
40,89	0,11	0,05	1,01	0,26	31,50	<0,14	—	0,93	Нет	0,68	0,69	0,01	0,02
50,44	0,77	0,07	1,40	0,87	38,70	<0,14	—	1,16	0,11	1,74	1,74	0,10	0,03
48,63	0,39	0,06	1,17	0,52	37,28	<0,14	—	1,09 (4)	0,05	0,98	1,03	0,07	0,03
50,05	0,17	0,04	1,24	0,24	37,60	<0,14	—	1,10	Нет	0,32	0,32	0,01	0,02
53,10	0,35	0,08	1,46	0,44	40,35	<0,14	—	1,27	0,05	1,08	1,13	0,08	0,03
51,84	0,25	0,06	1,37	0,31	39,27	<0,14	—	1,19 (2)	0,03	0,83	0,86	0,04	0,03
43,74	0,30	Нет	1,01	0,24	33,60	<0,14	1,36	0,89	Нет	0,65	0,70	0,01	0,004
52,26	2,10	0,09	1,35	0,71	40,55	1,06	3,42	1,39	0,11	2,43	2,48	0,06	0,04
48,32	0,90	0,03	1,17	0,46	37,35	<0,24	2,21 (11)	1,07 (11)	0,02	1,40	1,42	0,04	0,02
40,89	0,11	Нет	1,01	0,24	31,50	0,04	1,36	0,89	Нет	0,08	0,25	0,01	Нет
53,10	2,10	0,09	1,46	0,87	40,55	1,06	3,42	1,46	0,17	1,74	2,48	0,10	0,04
49,01	0,57	0,04	1,19	0,45	37,74	0,19	2,21 (11)	1,12 (21)	0,04	1,09	1,13	0,04	0,02
30,15	0,11	Нет	1,01	0,24	22,60	0,04	1,36	0,89	Нет	0,08	0,25	0,01	Нет
53,10	2,10	0,27	2,00	1,42	40,55	1,06	6,63	1,69	0,17	3,20	3,29	0,37	0,12
47,47	0,59	0,05	1,25	0,53	36,52	0,18	2,70 (21)	1,16 (32)	0,04	1,22	1,26	0,07	0,02
8,06	0,41	0,02	1,29	0,52	6,05	<0,14	2,65	1,14	Нет	1,31	1,31	0,04	0,01
45,81	3,37	0,41	1,84	2,32	35,90	<0,14	14,68	1,40	"	7,39	7,39	0,63	0,18
31,32	1,52	0,20	1,62	1,19	24,44	<0,14	7,45	1,27 (2)	"	3,92	3,92	0,30	0,09

палеогидродинамики заметно различались в верхнем кайнозое для западного и восточного флангов рассматриваемого района Срединно-Атлантического хребта.

Следует отметить, что приосевая зона Срединно-Атлантического хребта является участком наивысшей эндогенной активности океана [Boström et al., 1971; Rona, 1976]. Это обстоятельство позволяет ожидать проявления эндогенного, гидротермального влияния на седиментацию в этом районе. Однако интенсивность накопления биогенных компонентов рассматриваемых осадков столь велика, что использовавшиеся методы литолого-минералогического изучения и выяснения особенностей распределения главных компонентов не позволяют в явной форме оценить такое влияние. Обращает на себя внимание факт, качественно установленный еще при бортовом описании. На границе плиоцена и плейстоцена наблюдается относительно интенсивное окрашивание осадков гидроокислами железа. Это наблюдение находит подтверждение в локализации повышенных концентраций Fe₂O₃: скв. 395, I–2D, I–2E; скв. 396, I–1B (см. табл. 4, 5, 13, 14).

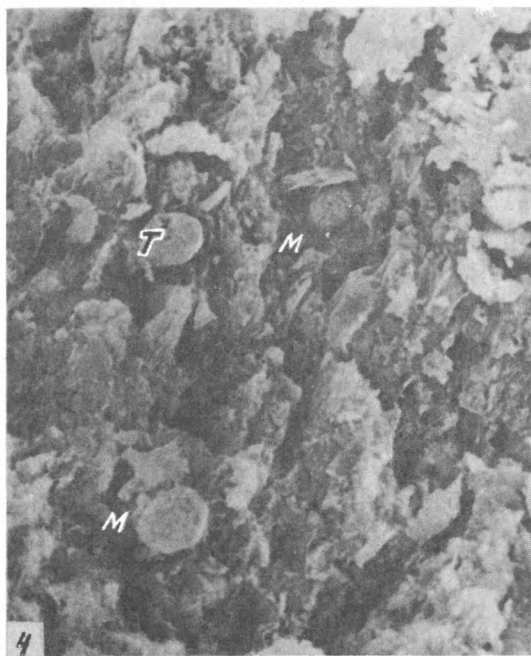
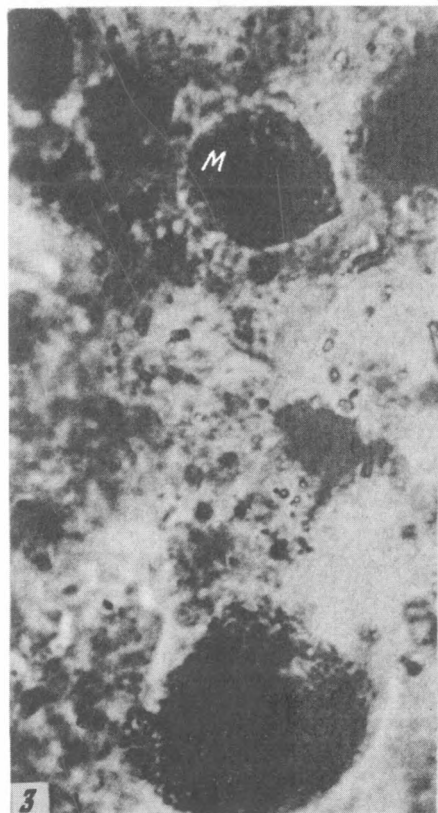
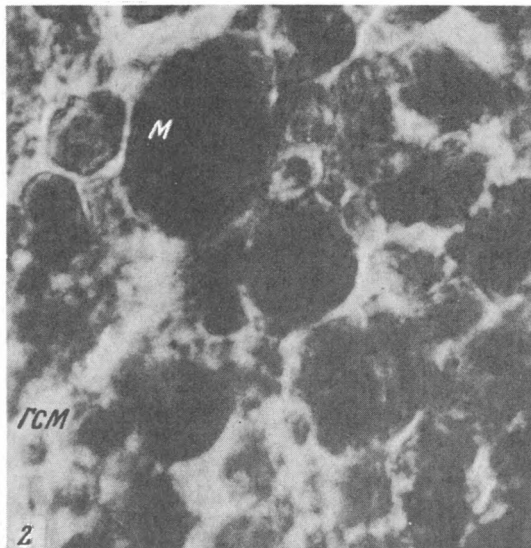
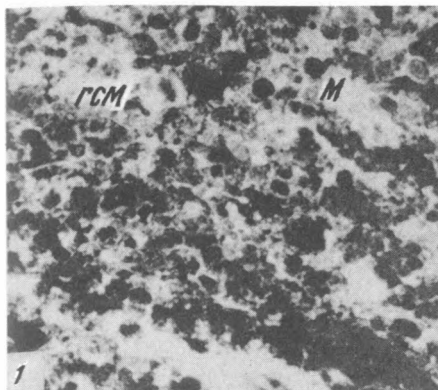
Таблица 15

Содержание остатков фораминифер, CaCO_3 и минерального нерастворимого остатка во фракциях верхнекайнозойских осадков скв. 396 (вес. %)

Стратиграфические подразделения		Литологические подразделения			№ обр.	CaCO ₃ во фракции <0,05	Нерастворимый остаток		Остатки фораминифер							
ярус или отдел	зона	серия	под-серия	пачка			фракция <0,01	фракция 0,05—0,01	фракция >0,25	фракция 0,25—0,1	фракция 0,1—0,05	общее содержание во фракции >0,05				
Плейстоцен	G. hessi	I	I-1	I-1A	1-1-139-141	81	1,52	17,48	3,22	9,89	9,89	23,0				
					1-3-72-77	71	2,32	26,68	1,43	5,72	3,85	11,0				
					1-4-145-147	83	0,17	16,83	0,45	1,77	0,78	3				
					1-5-69-71	90	2,6	7,4	56,44	24,07	2,49	83				
					2-2-121-123	87	1,3	11,7	0,06	0,22	0,12	0,4				
					2-4-83-85	85	1,2	13,8	4,0	8,64	3,36	16,0				
					2-5-139-141	82	2,7	15,3	14,04	19,5	5,46	39,0				
					3-1-87-89	85	1,5	13,5	0,39	0,22	0,39	1,0				
					3-3-86-88	87	0,78	12,22	0,17	0,41	0,42	1,0				
					?	?	I	I-1B	5-1-116-118	91	1,35	7,65	0,02	0,296	0,084	0,4
5-3-100-102	91	0,54	8,46	1,35					5,1	8,55	15,0					
5-5-74-76	90	0,6	9,4	0,056					0,256	0,088	0,4					
I-2	I-2A	6-2-82-84	93	2,17					4,83	—	0,88	21,12	22,0			
		6-4-105-107	92	1,92					6,08	0,7	2,1	2,2	5,0			
		6-6-86-88	91	1,89					7,11	0,3	0,46	1,24	2,0			
		7-2-96-98	92	1,52					6,48	0,3	1,2	1,5	3,0			
		7-4-64-66	88	0,36					11,64	2,4	6,72	2,88	12,0			
		7-5-40-42	91	2,34					6,66	3,36	8,0	4,64	16,0			
		7-6-74-76	90	1,7					8,3	0,12	0,6	0,28	1,0			
		8-2-73-75	99	0,13	0,87	1,17	4,23	3,6	9,0							
		8-4-74-76	86	3,68	11,84	1,19	2,45	3,36	7,0							
		I-2B	8-6-83-85	75	7,0	18,0	0,06	3,84	2,1	6,0						
9-2-8-10	92		1,28	6,72	0,05	0,45	4,5	5,0								
9-4-64-66	91		0,99	8,01	—	0,1	0,1	0,2								
10-1-132-134	91		0,9	8,1	—	0,057	0,043	0,1								
I-2C	10-3-120-122		95	0,9	4,1	—	2,59	34,41	37,0							
	10-5-108-110		98	0,34	1,66	—	13,92	34,08	48,0							
	I-2D		11-2-113-115	94	0,6	5,4	0,09	0,073	0,018	0,1						
			11-4-134-136	87	2,6	10,4	0,52	1,8	1,68	4,0						
			11-6-89-91	90	1,4	8,6	0,36	1,47	1,17	3,0						
			12-3-110-112	91	1,62	7,38	0,078	0,177	0,045	0,3						
		12-5-74-76	95	0,9	4,1	4,1	15,58	21,32	41,0							
		13-1-68-70	91	0,72	8,28	0,34	1,04	0,62	2,0							
		13-3-66-68	88	1,44	10,56	0,22	0,94	0,84	2,0							
		13-5-37-39	94	1,2	4,8	3,5	16,8	14,7	35,0							
Верхний миоцен		II			14-0-34-36	37	3,15	59,85	0,024	0,1	0,076	0,2				
					14-2-90-92	68	5,12	26,88	0,065	0,265	0,17	0,5				
	14-3-69-71				83	2,04	14,96	0,51	1,59	0,9	3,0					
	14-5-48-50				89	1,1	9,9	0,56	2,2	1,24	4,0					
	Средний миоцен				G. fohsi											

Таким образом, в разрезе скважин повышенные концентрации окисного железа отмечаются на двух стратиграфических уровнях: в базальной толще (скв. 395: верхний миоцен—плиоцен; скв. 396: средний миоцен—верхний миоцен—плиоцен) и в интервале границы плейстоцена и плиоцена.

Таким образом, известная часть осадков рассматриваемой толщи по происхождению относится к турбидитам. Они состоят в основном из переотложенного автохтонного (органогенно-карбонатного) материала, который перемещался в форме суспензионных потоков. Возможно, что какая-то часть пелитовых частиц заносилась в область седимен-

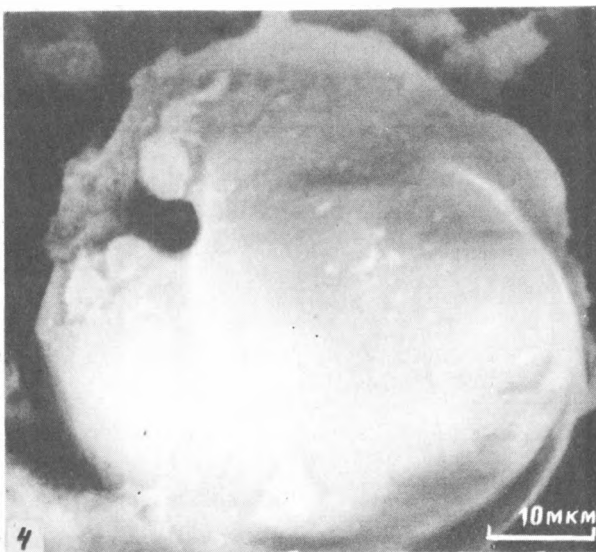
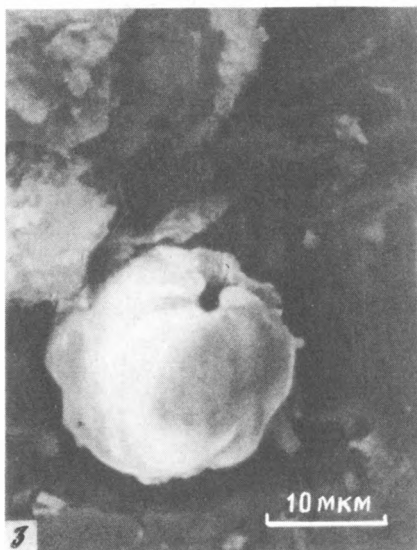
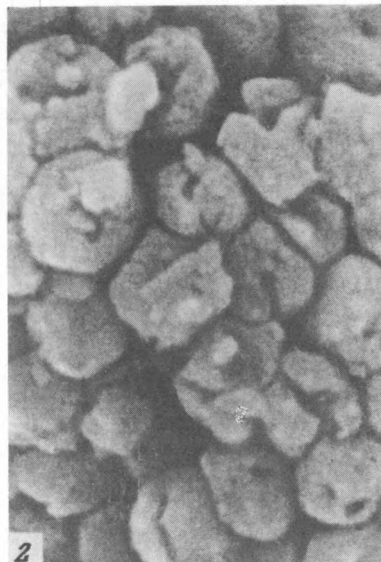
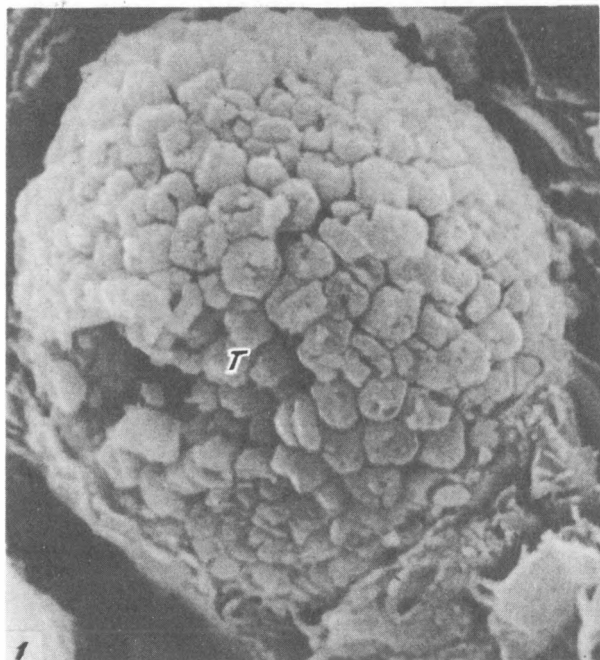


1–2. Общий вид микроструктуры "черного сланца". Мелкие овальные и округлые тельца остатков растительных микроорганизмов (м) погружены в глинистую гумусово-сапропелевую основную массу (гсм). Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 22–4–60–65; верхний апт, альб; проходящий свет, николи II: 1 – X 220; 2 – X 1500.

3. Тельца остатков растительных микроорганизмов (м) с зернистой структурой. Там же, обр. 17–4–130–143; верхний мел, сеноман; проходящий свет, николи II, X 1500.

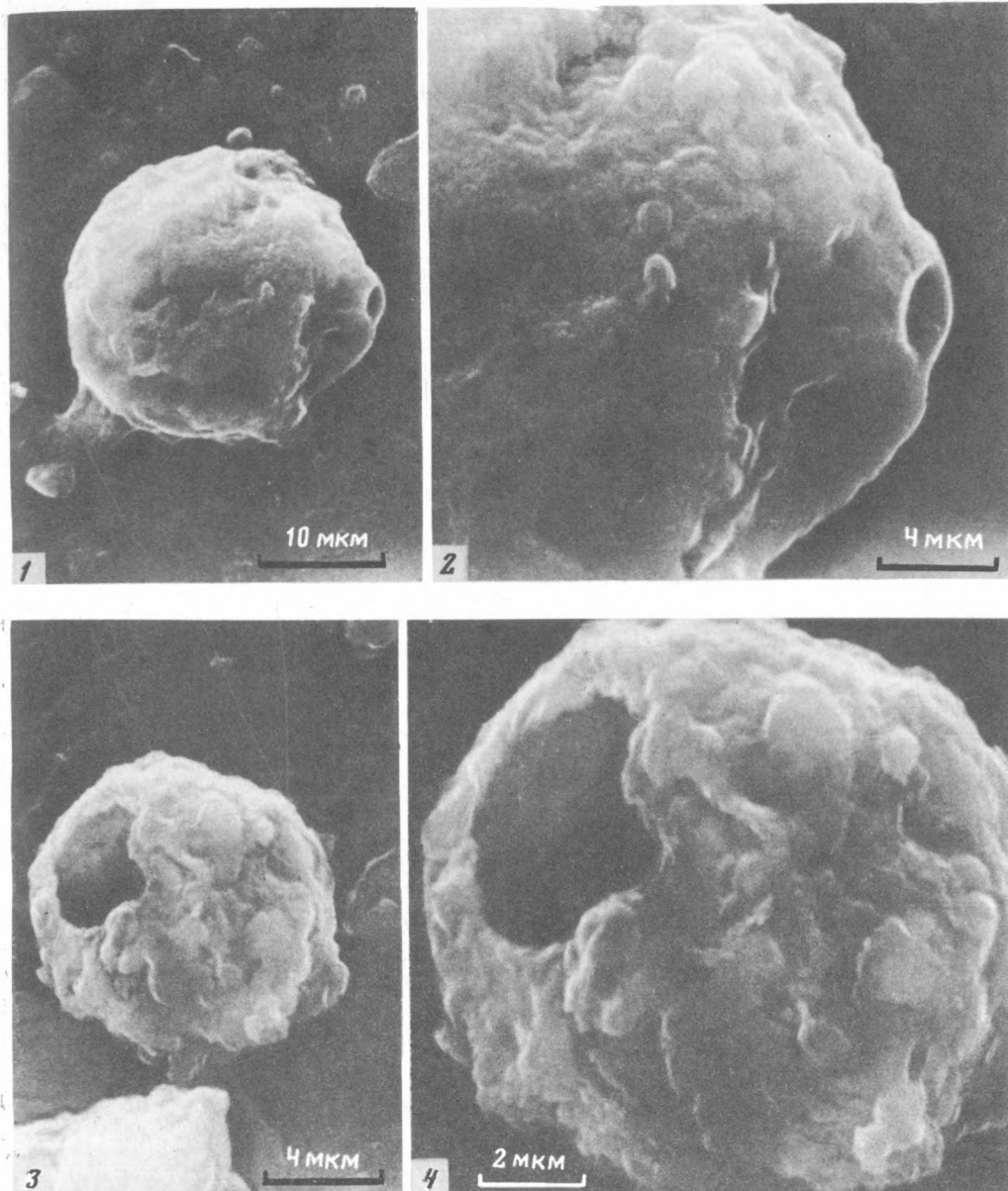
4. Общий вид микроструктуры "черного сланца".

Видны остатки растительных организмов (м), *Thoracosphaera imperforata kamptner* (т) и глинистая гумусово-сапропелевая основная масса. Там же, обр. 17–4–130–134; верхний мел, сеноман; стереоскан, X 1000.



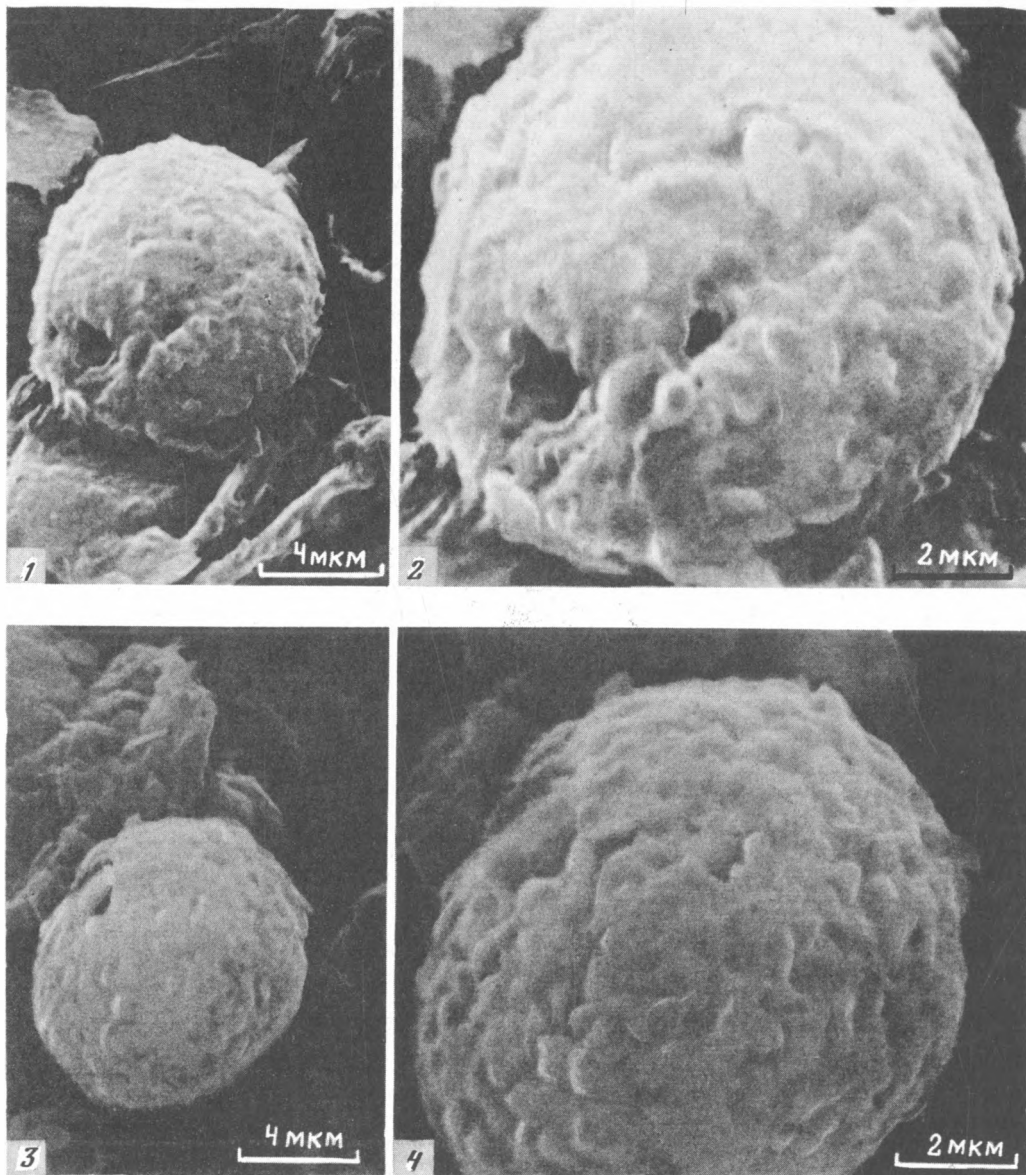
1–2. *Thoracosphaera imperforata* Kamptner (t). Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 17–4–130–134; верхний мел, сеноман; стереоскан: 1 – X 6000; 2 – X 24 000; видны детали строения стенки.

3–4. *Organoglobula menneri* gen. et sp. nov. Тихий океан, скв. 463 DSDP (62-й рейс), обр. 70–5–7–13; нижний апт; стереоскан.



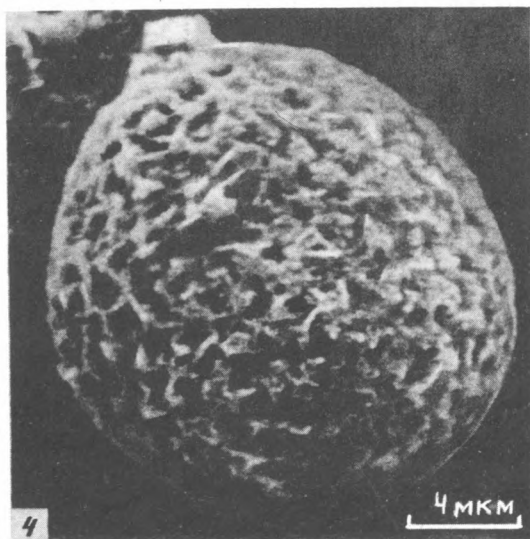
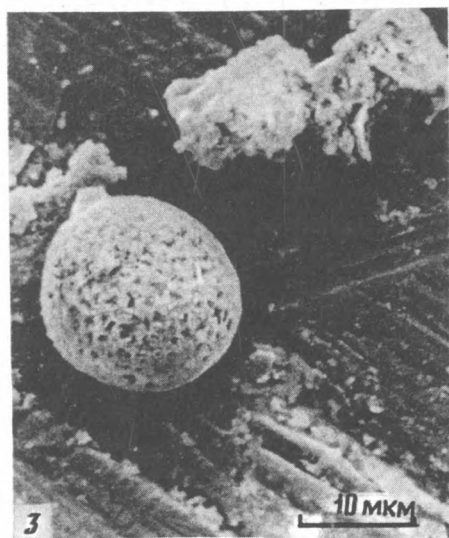
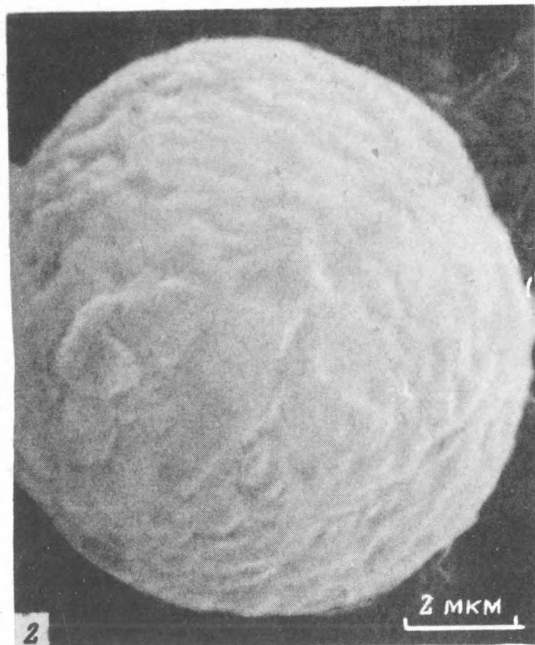
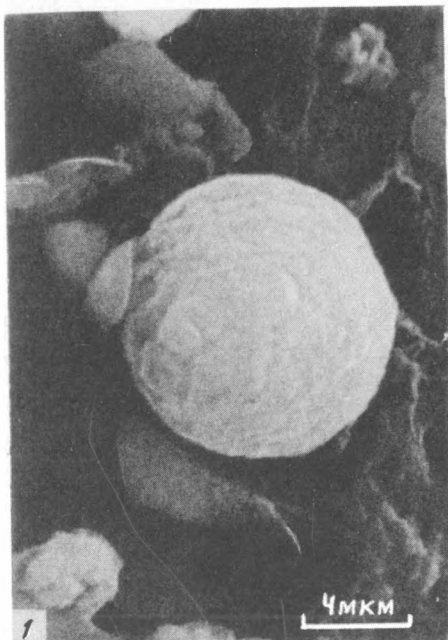
1—2. *Organoglobula arkadievi* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 20—4—65—69; альб; стереоскан.

3—4. *Organoglobula zhemchuzhnikovi* gen. et sp. nov. Там же, обр. 21—3—95—99; верхний апт, альб; стереоскан.



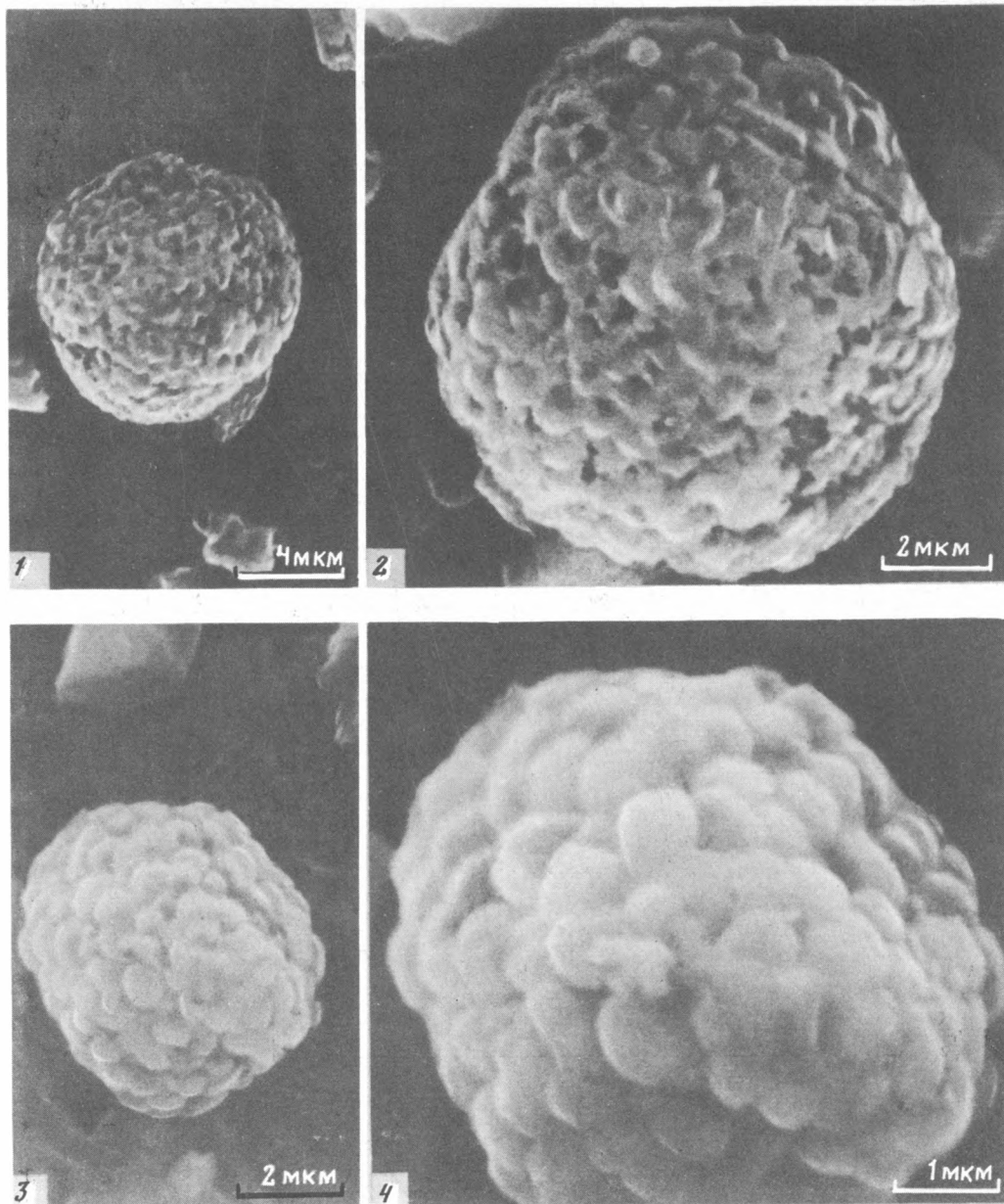
1-2. *Organoglobula jablokovi* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 20-4-65-69; альб; стереоскан.

3-4. *Organoglobula paumotuensis* gen. et sp. nov. Там же, обр. 21-3-95-99; верхний апт, альб; стереоскан.



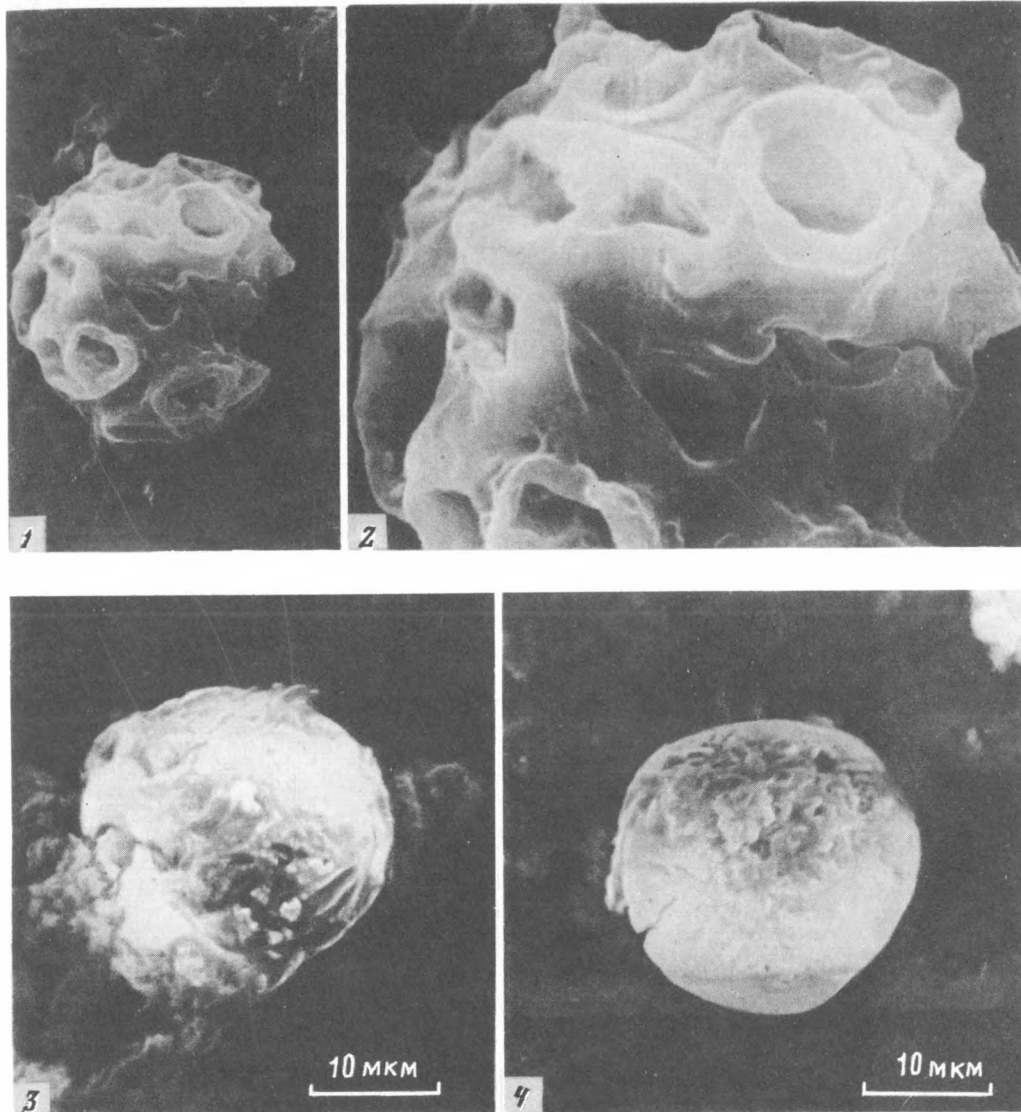
1—2. *Organoglobula paumovaе* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 20—4—65—69; альб; стереоскан.

3—4. *Organoglobula timofeevi* gen. et sp. nov. Тихий океан, скв. 465 DSDP (62-й рейс), обр. 28—1—107; верхний альб; стереоскан.



1-2. *Organoglobula timofeevi* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 17-4-130-134; верхний сеноман; стереоскан.

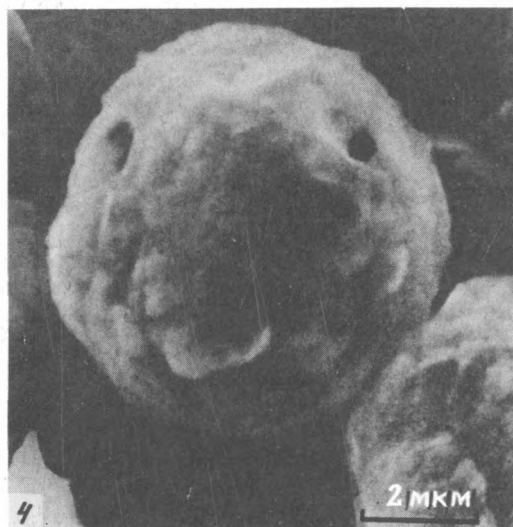
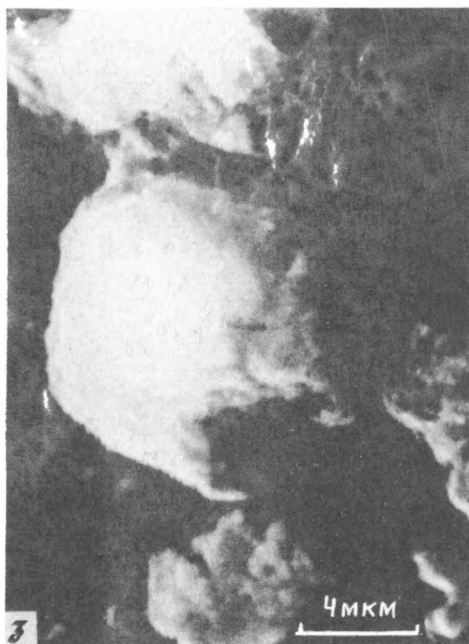
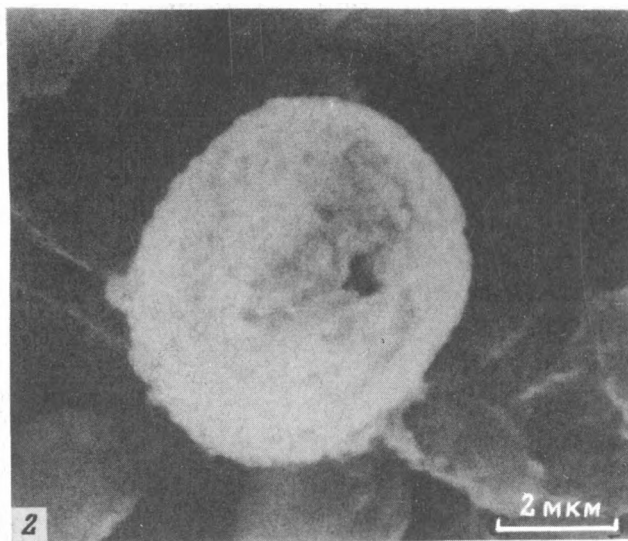
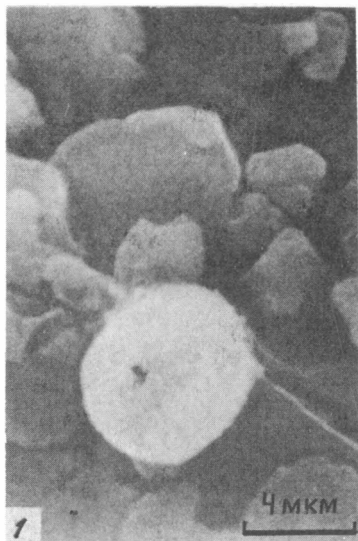
3-4. *Organoglobula granulosa* gen. et sp. nov. Там же, обр. 21-3-95-99; верхний апт, альб; стереоскан.



1—2. *Organoglobula futila* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 17—4—130—134; верхний мел, сеноман; стереоскан.

3. *Organoglobula arkadievi* gen. et sp. nov. Тихий океан, скв. 463 DSDP (62-й рейс), обр. 70—3—28—30; нижний апт; стереоскан.

4. *Organoglobula naumovae* gen. et sp. nov. Там же, обр. 70—5—7—13; нижний апт; стереоскан.



1—2. *Organoglobula naumovae* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 22—4—60—65; ант, альб; стереоскан.

3. *Organoglobula zhemchuzhnikovi* gen. et sp. nov. Тихий океан, скв. 463 DSDP (62-й рейс), обр. 70—5—7—13; нижний ант; стереоскан.

4. *Organoglobula jablokovi* gen. et sp. nov. Атлантический океан, скв. 367 DSDP (41-й рейс), обр. 22—4—60—65; верхний ант, альб; стереоскан.

тации и золовым путем, а в некоторые периоды мог оседать вулканический материал. Стратиграфическое несоответствие литологически одинаковых слоев при сопоставлении разрезов обеих скважин, вероятно, объясняется тем, что накопление осадков протекало в изолированных впадинах, различавшихся палеогидрологическим режимом, в частности активностью палеопридонных течений.

К ГЕОХИМИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Задача геохимических исследований состояла в том, чтобы вскрыть особенности распределения тяжелых металлов в разрезах, установить форму их нахождения, ассоциации, факторы, контролирующие распределение. Уместно подчеркнуть, что приосевая зона Срединно-Атлантического хребта отличается повышенной эндогенной активностью, где сравнительно ослабленно проявляется поступление материалов континентального стока, продуктов островного, наземного вулканизма, золовых компонентов.

Как отмечают авторы предварительного отчета 45-го рейса [Initial reports..., 1978], при петрологическом, геохимическом изучении основных пород второго сейсмического слоя важнейшей проблемой являлось познание взаимодействия этих вулканитов с нагретыми растворами морской воды как явления, в существенной мере воздействующего на геохимию океана.

Исследования [Варенцов, 1976; Варенцов, Степанец, 1970; Boström, 1973; Boström et al., 1971, 1973; Lowell, Rona, 1976; Rona, 1976; Rona et al., 1976; Varentsov, 1971] убеждают нас в чрезвычайной значительности процессов взаимодействия основных вулканитов с термальными растворами, основой которых является морская вода. Очевидно, выносимые в результате такого взаимодействия металлы могут аккумулироваться в осадках, относительно мало удаленных от приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, среди важнейших вопросов геохимического изучения осадков, вскрытых скважинами 45-го рейса, значительное место занимала оценка относительной роли компонентов, главным образом тяжелых металлов, поставляемых гидротермальными растворами в зону седиментации в течение позднего кайнозоя.

ПЕРЕСЧЕТ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Верхнекайнозойские отложения приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта (23° с.ш.) представлены относительно однообразным набором карбонатных, преимущественно наннопланктонных илов с переменными количествами остатков фораминифер, рассеянными гидроокислами железа и незначительной примесью глинистого материала. Для выяснения специфических особенностей геохимии этих осадков, в частности распределения тяжелых металлов, необходимо исключить посредством соответствующих пересчетов разбавляющее влияние следующих компонентов: а) терригенного вещества; б) кремнистого вещества; в) карбонатов; г) органического вещества; д) солей морской воды (сульфатов, хлоритов).

Опыт геохимического изучения океанских осадков свидетельствует, что генетическая специфика относительно монотонных кремнистых, карбонатных, терригенных осадков отчетливо проявляется после снятия (путем пересчетов) влияния разбавляющих компонентов [Boström et al., 1972; Boström, 1973].

В этой работе использовался пересчет результатов химического анализа на бестерригенное, бескремнистое, бескарбонатное вещество (БТККВ). Схема такого пересчета опубликована ранее [Варенцов, Блажичин, 1976]. Отметим, что терригенная примесь нормировалась по содержанию Al: за нормативное терригенное вещество принимался состав осадочной части литосферы (глины, сланцы), по А.П. Виноградову [1962]. Полученная разность пересчитывалась на 100%. Несмотря на то что пересчет каждого анализа корректировался по данным литолого-минералогического изучения осадков, данная схема пересчета в известной мере носит несколько формальный характер; например, в ней не учитывается реальный состав глинистых компонентов.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РАЗРЕЗЕ

В разделе, посвященном вопросам литологии, минералогии и геохимии главных компонентов верхнекайнозойских отложений, приведены основные данные по литолого-стратиграфическому расчленению разреза. Эти данные использовались при изучении распространения тяжелых металлов в разрезах скважин. Следует подчеркнуть, что исследование литологии, минералогии и геохимии главных компонентов не позволило вскрыть сколько-нибудь выраженных региональных тенденций в изменении вещественного состава осадков. Главное различие, как отмечалось, состоит в том, что слои турбидитной природы, представленные преимущественно фораминиферовыми песками, накапливались в западной впадине (скв. 395) главным образом в раннем плейстоцене — позднем плиоцене, тогда как подобные осадки восточной впадины (скв. 396) отлагались преимущественно в раннем плиоцене.

Общее разбавляющее влияние нанномикритового, фораминиферового материала осадков затушевывает специфические особенности распределения главных и малых элементов осадка (табл. 16—19). После пересчета данных химического анализа на бестерригенное бескарбонатное и бескремнистое вещество (БТККВ) отчетливо выявляется тенденция, в неявной форме наблюдавшаяся для валового железа (как отмечалось, в обоих разрезах имеет место незначительное повышение валовых концентраций в верхний слоях плиоцена).

Для разреза верхнекайнозойских осадков, вскрытых скв. 395, распределение содержания тяжелых металлов (табл. 20, 21; рис. 6, 7, 8) имеет следующие главные особенности: относительно высокие концентрации Fe, Mn, Co, Cu, V, Pb, Mo наблюдаются для пачки I—2E, причем максимальные содержания этих элементов отмечены для нанномикритового ила, содержащего заметную примесь базальтоидной вулканокластичности. Другим интервалом, в котором установлены повышенные концентрации тяжелых металлов, является серия II, представленная базальными глинами, обогащенными гидроокислами Fe, Mn и переменными количествами наннопланктонных илов. Эти относительно маломощные отложения располагаются на измененных базальтах второго сейсмического слоя.

Наряду с указанными тяжелыми металлами этой тенденции подчиняется также и P (см. рис. 6, табл. 20, 21). Для Ni (см. рис. 7) относительно высокие концентрации отмечаются в пачке I—3B, где встречаются обломки измененных гипербазитов, сер-

Т а б л и ц а 16
Содержание тяжелых металлов в верхнекайнозойских отложениях скв. 395 ($n \cdot 10^{-4}$,
вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn
1—3—66—68	50	52	96	120	39	32	9	<1,5	9,7	—
1—4—78—80	20	18	46	74	22	13	<5	<1,5	2,0	—
2—3—30—32	17	18	36	43	14	~10	<5	<1,5	2,7	—
2—4—76—78	14	14	20	39	10	<10	<5	<1,8	1,7	—
2—6—11—13	26	20	56	78	30	16	<5	<1,5	5,4	—
3—1—70—72	<10	<10	<15	33	<10	<10	<5	<1,5	1,7	32
3—3—27—29	26	18	53	79	24	16	<5	<1,5	7,0	—
3—3—99—101	16	14	38	54	17	10	<5	<1,5	4,7	—
3—5—93—95	~10	12	35	52	14	16	<5	<1,5	4,2	—
4—5—70—72	~10	<10	29	46	12	~10	<5	<1,5	2,0	—
5—2—57—59	11	10	35	48	12	10	<5	<1,5	1,5	—
5—4—80—82	11	12	40	47	16	10	<5	<1,5	2,0	20
5—6—39—41	11	11	35	55	14	10	<5	<1,5	3,2	26
6—1—116—118	13	12	35	44	14	10	<5	<1,5	1,8	24
6—3—47—49	12	14	41	43	17	12	<5	<1,5	2,8	—
7—2—132—134	32	40	36	55	18	10	<5	<1,5	1,8	34
7—3—14—16	63	90	36	57	26	10	<5	<1,5	1,6	—
7—4—33—35	13	16	28	46	15	10	<5	<1,5	1,5	26
8—2—74—76	11	12	44	43	14	10	<5	<1,5	4,7	—
8—4—19—21	12	14	55	53	18	12	<5	<1,5	5,4	—
9—1—86—88	56	33	35	36	14	10	<5	<1,5	3,6	28
9—3—124—126	15	20	54	70	27	15	<5	<1,5	6,0	—
9—5—62—64	33	39	110	120	45	26	<5	<1,5	9,8	70

Таблица 17

Среднее содержание тяжелых металлов в литологических подразделениях
верхнекайнозойских отложений ска. 395 ($n \cdot 10^{-4}$, вес.% в пересчете
на воздушно-сухую навеску)*

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во анализов	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zr	
серия	подсерия	пачка														
I	I-1		1-1-00-1-3-68	0,00-3,68	1	50	52	96	120	39	32	9	<1,5	9,7	-	
			I-2	I-2A	1-3-68-1-4-80	3,68-5,30	1	20	18	46	74	22	13	<5	<1,5	2,0
					I-2B	1-4-80-2-1-76	5,30-8,26	0	-	-	-	-	-	-	-	-
			I-2C	2-1-76-2-4-132	8,26-13,22	2	14 17 10	14 18 16	20 36 28	39 43 41	10 14 12	<10 ~10 <10	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,7 2,7 2,2	- - -
				I-2D	2-4-132-3-3-101	13,32-21,04	4	<10 26 <20	<10 26 17	<15 56 40	33 79 61	<10 30 <20	<10 16 <13	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,7 7,0 4,7
			I-2E		3-3-101-4-5-72	21,04-33,29	2	~10 ~10 ~10	<10 12 <11	29 35 32	46 52 49	12 14 13	<10 16 <13	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	2,0 4,2 3,1
	I-2 в целом		1-1-00-4-5-72	0,00-33,29	9	<10 26 <17	<10 26 16	<15 56 36	33 79 55	<10 30 <17	<10 16 <12	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,7 7,0 3,5	- - 32 (1)	
	I-3	I-3A	4-5-72-5-6-41	33,29-44,01	3	11 11 11	10 12 11	35 40 37	47 55 50	12 16 14	10 10 10	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,5 3,2 2,2	20 26 23 (2)	
			I-3B	5-6-41-7-4-35	44,01-60,00	5	12 63 27	12 90 34	28 41 35	43 57 49	14 26 18	10 12 10	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,5 2,8 1,9	24 34 28 (3)
		I-3C	7-4-35-8-1-129	60,00-65,94	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	I-3 в целом		4-5-72-8-1-129	33,29-65,94	8	11 63 21	10 90 25	28 41 37	43 57 49	12 26 17	10 12 10	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,5 3,2 2	20 34 26 (5)	
	I-4		8-1-129-9-4-110	65,94-80,03	4	11 58 23	12 33 20	35 55 47	36 70 50	14 27 18	10 15 12	<5 <5 <5	<1,5 <1,5 <1,5	3,6 6,0 4,9	- - 28 (1)	
	I в целом			1-1-00-9-4-110	0,00-80,03	22	<10 63 <21	<10 90 22	<15 96 41	33 120 55	<10 39 <18	<10 32 <12	<5 9 <5	<1,5 <1,5 <1,5	1,5 9,7 3,5	20 34 27 (7)
II			9-4-110-9-6-150	80,0-83,43	1	33	39	110	120	45	26	<5	<1,5	9,8	70	

* См. примечание к табл. 5.

Т а б л и ц а 18
**Содержание тяжелых металлов в верхнекайнозойских отложениях скв. 396 ($n \cdot 10^{-4}$,
 вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)**

№обр.	Zn	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1-1-69-71	34	20	18	42	67	26	12	<5	<1,5	2,3
1-2-32-34	44	46	42	65	102	36	22	6	<1,5	7,1
1-3-72-74	26	14	14	36	50	18	10	<5	<1,5	2,8
1-5-144-146	34	21	22	39	67	22	13	<5	<1,5	3,8
2-1-123-125	—	10	13	22	43	13	≈10	<5	<1,0	2,0
2-2-121-123	—	<10	11	21	42	11	<10	<5	<1,0	2,1
2-3-93-95	30	20	23	40	61	24	18	<5	<1,5	5,9
2-5-139-141	—	11	14	32	53	15	12	<5	<1,0	3,4
2-6-76-78	—	≈10	11	23	37	11	≈10	<5	<1,0	2,2
3-1-87-89	—	10	12	22	44	13	≈10	<5	<1,0	2,6
3-2-94-96	22	11	13	24	42	16	10	<5	<1,5	2,8
3-4-138-140	28	12	14	29	47	17	10	<5	<1,5	2,6
5-2-73-75	22	10	13	29	45	14	~10	<5	<1,5	3,0
5-3-100-102	46	31	44	72	102	55	20	<5	<1,5	14,7
5-4-80-82	22	9	11	24	38	10	~10	<5	<1,5	1,5
5-6-61-63	20	22	12	23	37	10	~10	<5	<1,5	<2,0
6-2-82-84	—	<10	≈10	20	44	<10	<10	<5	<1,0	<2,0
6-3-67-69	20	13	12	23	35	12	~10	<5	<1,5	<2,0
6-5-49-50	4	10	10	20	32	10	10	<5	<1,5	<2,0
7-1-99-101	8	13	12	23	38	16	10	<5	<1,5	3,9
7-3-118-120	10	14	14	25	45	12	11	<5	<1,5	<2,0
7-4-64-66	—	11	12	25	35	11	10	<5	<1,0	<2,0
7-5-40-42	—	<10	≈10	22	41	<10	<10	<5	<1,0	<2,0
7-6-74-76	—	<10	11	18	35	26	<10	<5	<1,0	<2,0
8-3-41-43	—	12	12	22	31	14	~10	<5	<1,5	<2,0
8-5-60-62	—	14	16	40	51	24	12	<5	<1,5	<2,0
8-6-83-85	—	10	11	21	31	10	≈10	<5	<1,5	<2,0
9-1-141-143	8	10	12	23	31	14	~10	<5	<1,5	2,6
9-3-89-91	12	12	12	25	32	14	~10	<5	<1,5	2,6
9-5-122-124	10	10	12	24	38	15	~10	<5	<1,5	2,7
10-2-41-43	7	12	13	26	41	16	~10	<5	<1,5	2,7
10-3-29-31	12	11	12	34	37	16	<10	<5	<1,5	2,1
10-4-86-88	2	≈10	<10	19	20	<10	<10	<5	<1,5	<2,0
10-6-53-55	—	≈10	<10	19	24	<10	<10	<5	<1,5	<2,0
11-1-113-116	6	10	11	23	36	17	~10	<5	<1,5	≈2,0
11-3-88-90	14	10	11	23	34	14	~10	<5	<1,5	<2,0
11-4-43-45	—	12	12	26	35	17	~10	<5	<1,5	<2,0
11-4-108-110	8	10	10	19	24	<10	<10	<5	<1,5	<2,0
11-5-34-36	20	13	14	34	47	18	11	<5	<1,5	2,4
12-2-110-112	12	12	13	13	45	16	~10	<5	<1,5	2,2
12-4-110-112	16	12	13	31	40	17	~10	<5	<1,5	<2,0
12-5-74-76	—	<10	<10	16	33	<10	<10	<5	<1,0	<2,0
12-6-62-64	—	13	16	26	48	19	11	<5	<1,5	≈2,0
13-2-68-70	24	15	17	29	60	24	12	<5	<1,5	4,8
13-4-66-68	14	11	12	37	34	14	10	<5	<1,5	3,2
13-5-37-39	12	12	12	26	34	15	10	<5	<1,5	3,3
13-6-66-68	10	14	16	29	42	17	11	<5	<1,5	4,3
14-0-24-26	18	13	14	36	51	16	11	<5	<1,5	2,0
14-1-21-23	—	75	120	180	205	86	43	17	<1,5	30,0
14-3-69-71	—	59	102	155	168	83	41	12	<1,5	26,5
14-4-72-74	—	~10	18	44	66	18	12	<5	<1,5	5,3
14-5-48-50	—	12	17	47	74	16	12	<5	<1,5	3,6

Таблица 19

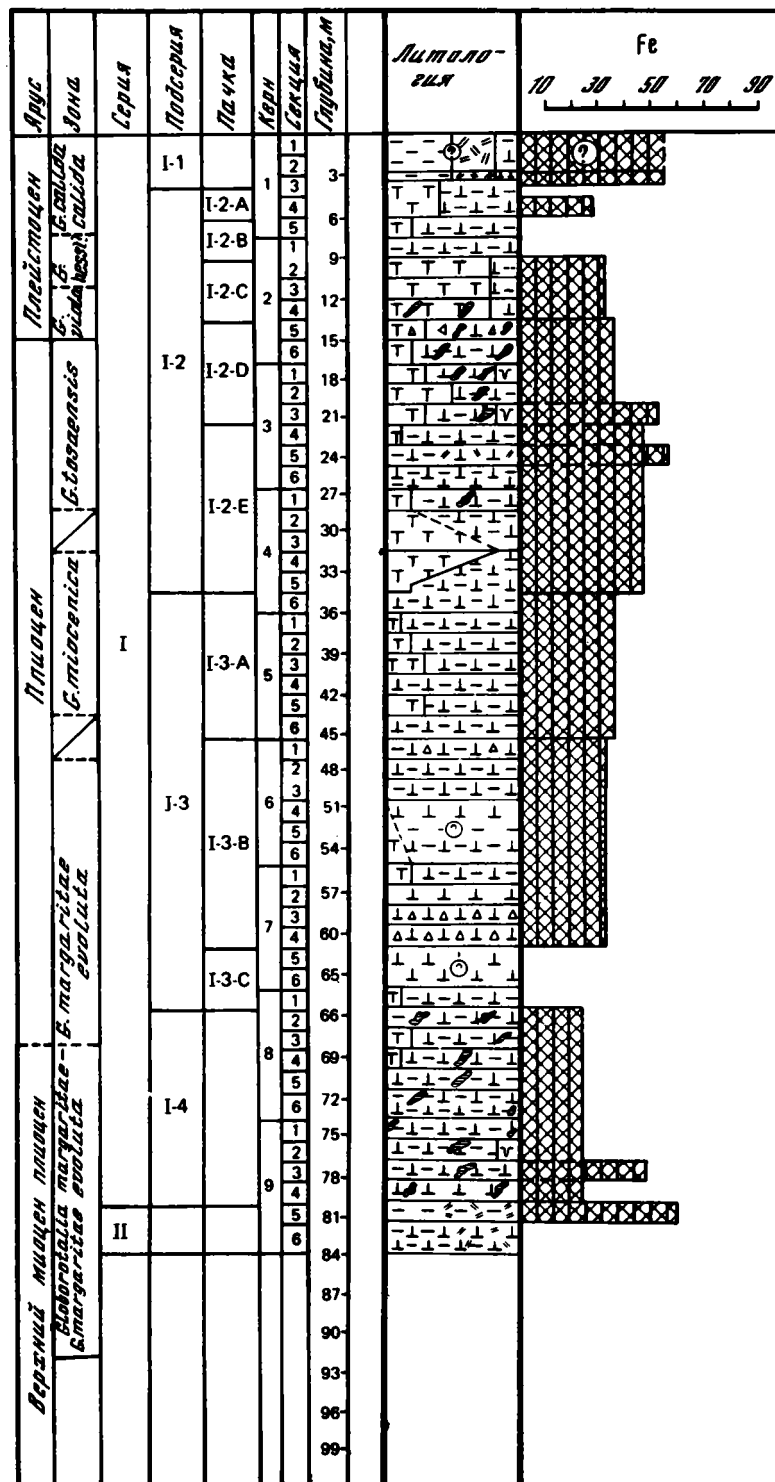
Среднее содержание тяжелых металлов в литологических подразделениях
верхнекайнозойских отложений скв. 396 ($л \cdot 10^{-4}$, вес.% в пересчете
на воздушно-сухую навеску) *

Литологические подразделения			Керны	Интервал глины, м	Кол-во анализов	Zn	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
серия	подсерия	пачка													
I	I-1	I-1A	1-0-00-4-6-00	0,0-20,18	12	22	< 10	11	21	37	11	≤ 10	< 5	< 1,0	2,0
						44	46	42	65	102	36	22	6	< 1,5	7,1
						31 (7)	< 16	17	33	55	19	≤ 12	< 5	< 1,3	3,3
		I-1B	5-1-00-6-1-150	20,18-43,87	4	20	9	11	23	37	10	~ 10	< 5	< 1,5	1,5
						46	31	44	72	102	55	20	< 5	< 1,5	14,7
						23	18	20	37	56	22	~ 12	< 5	< 1,5	5,3
	I-1 в целом	1-00-00-6-1-150	0,0-43,87	16	20	9	11	21	37	10	≤ 10	< 5	< 1,0	1,5	
					46	46	44	72	102	55	22	6	< 1,5	14,7	
					30 (11)	17	18	34	55	19	≤ 12	< 5	< 1,3	3,8	
	I-2	I-2A	6-2-00-8-4-150	43,87-67,16	9	4	< 10	≤ 10	18	31	< 10	< 10	< 5	< 1,0	< 2,0
						20	14	14	25	45	26	11	< 5	< 1,5	3,9
						10 (4)	< 11	≤ 11	22	37	13	< 10	< 5	< 1,3	< 2,2
I-2B		8-5-00-10-2-150	67,16-84,14	6	7	10	11	21	31	10	≤ 10	< 5	< 1,5	< 2,0	
					12	14	16	40	51	24	12	< 5	< 1,5	2,7	
					9 (4)	11	13	27	37	16	≤ 10	< 5	< 1,5	< 2,4	
I-2C		10-3-00-10-6-150	84,14-89,18	3	2	≤ 10	< 10	19	20	< 10	< 10	< 5	< 1,5	< 2,0	
					12	11	12	34	37	16	< 10	< 5	< 1,5	2,1	
I-2D	11-1-00-13-6-00	89,18-117,15	31	7 (2)	< 10	< 11	24	27	< 12	< 10	< 5	< 1,5	< 2,0		
				6	< 10	< 10	13	24	< 10	< 10	< 5	< 1,0	< 2,0		
I-2 в целом	6-2-00-13-6-00	43,87-117,15	31	24	15	17	37	60	24	12	< 5	< 1,5	4,8		
				14 (10)	≤ 12	≤ 13	25	39	< 16	~ 10	< 5	< 1,5	< 2,6		
				11 (20)	< 11	≤ 12	24	37	< 15	≤ 10	< 5	< 1,4	< 2,4		
I в целом			1-00-00-13-6-00	0,00-117,5	47	2	9	< 10	13	20	< 10	< 10	< 5	< 1,0	1,5
						46	46	44	72	102	55	22	6	< 1,5	14,7
						18 (31)	~ 13	~ 14	28	43	< 16	≤ 11	< 5	< 1,4	< 2,9
II			13-6-00-14-5-150	117,15-125,34	6	10	~ 10	14	29	42	16	11	< 5	< 1,5	2,0
						18	75	120	180	205	86	43	17	< 1,5	30,0
						14 (2)	~ 31	48	82	101	39	22	< 9	< 1,5	12,0

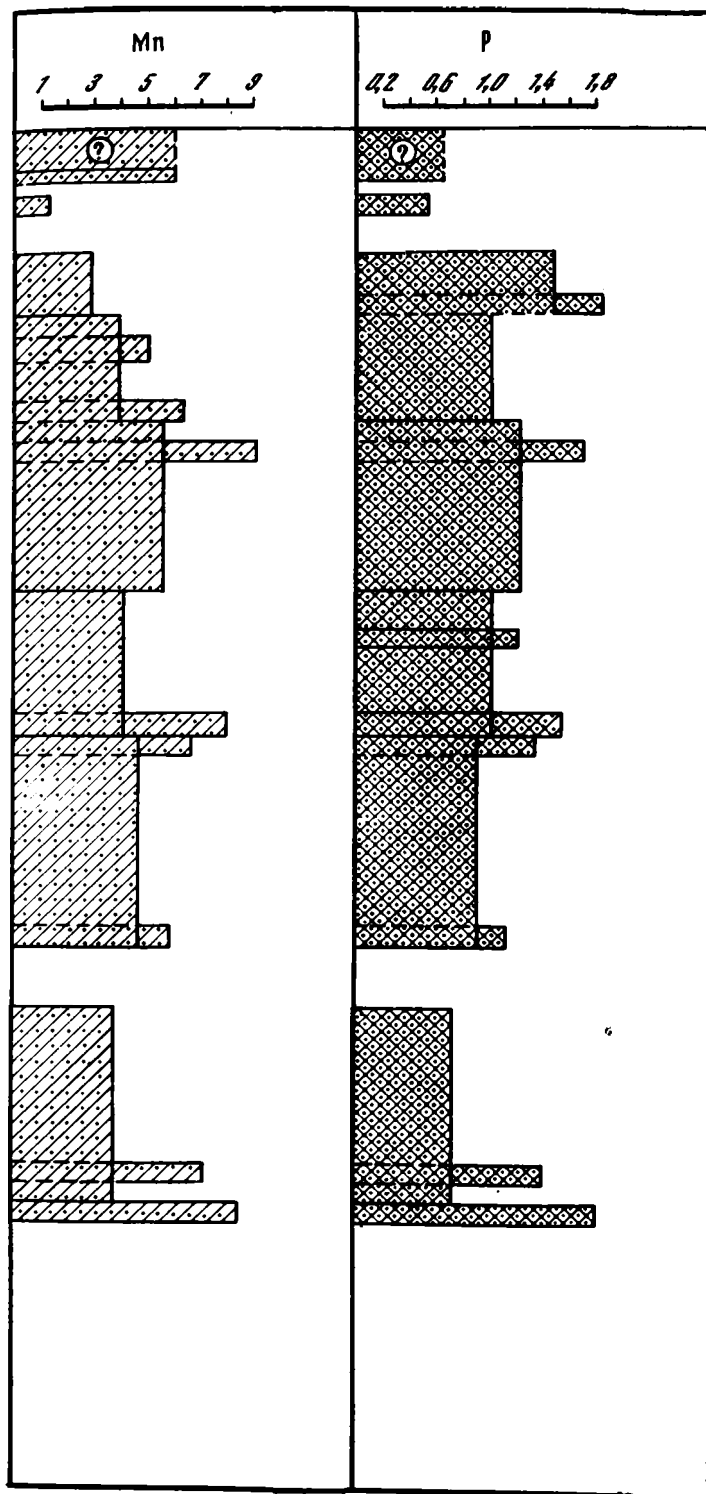
* См. примечание к табл. 5.

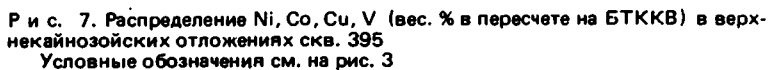
пентинитов. В разрезе скв. 396 (табл. 22, 23; рис. 9-11) наиболее высокие концентрации Fe, Mn, Ni, Co, Cu, V, Pb, Zn, Mo, а также P отмечены для пачки I-2B.

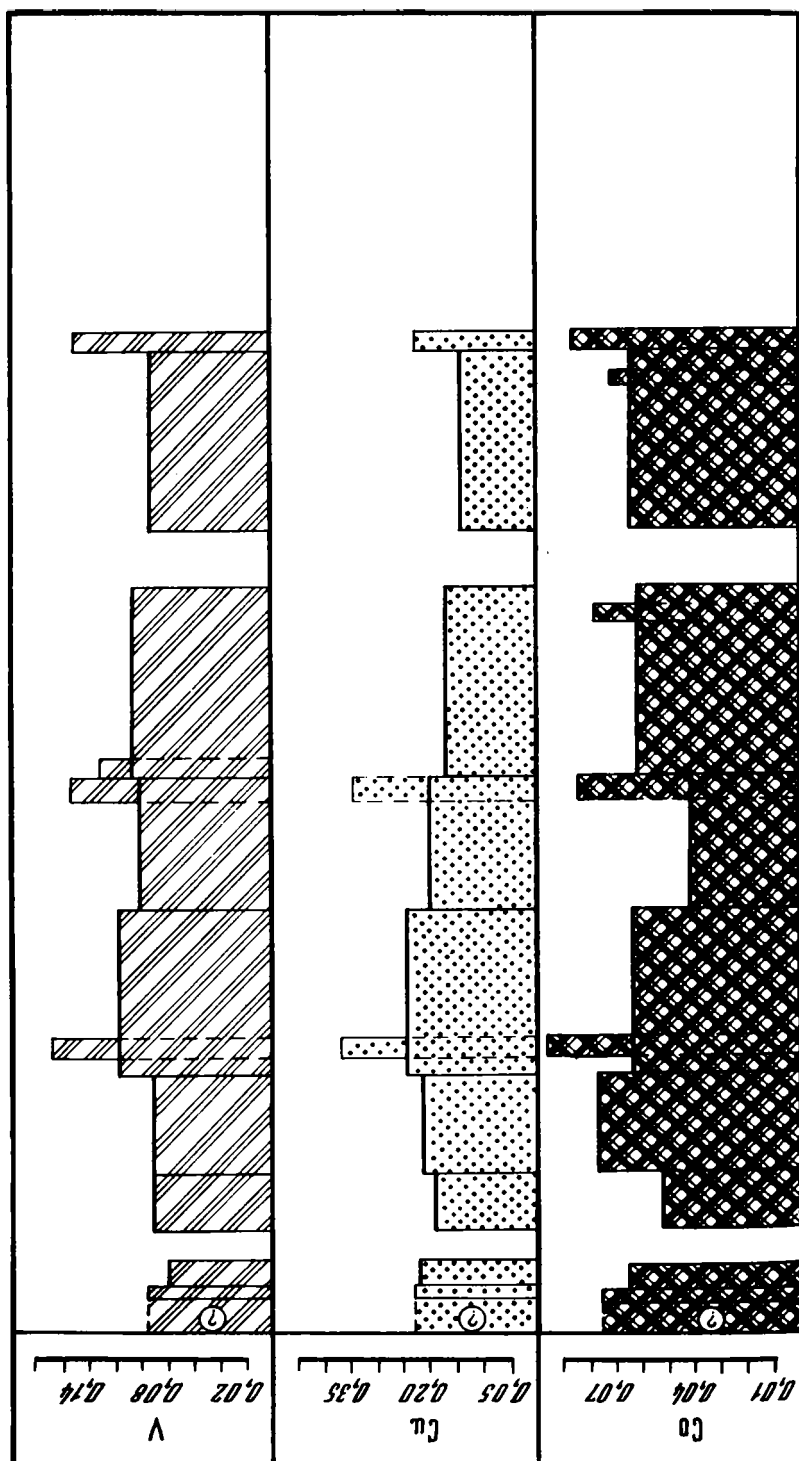
К интервалу интенсивной аккумуляции тяжелых металлов относятся базальные отложения, залегающие на измененных базальтах второго сейсмического слоя. Эти осадки, как и в разрезе скв. 395, представлены глинами, обогащенными гидроокислами Fe, Mn и фрагментами базальтового стекла; в переменных количествах содержатся наннопланктонные илы (серия II).

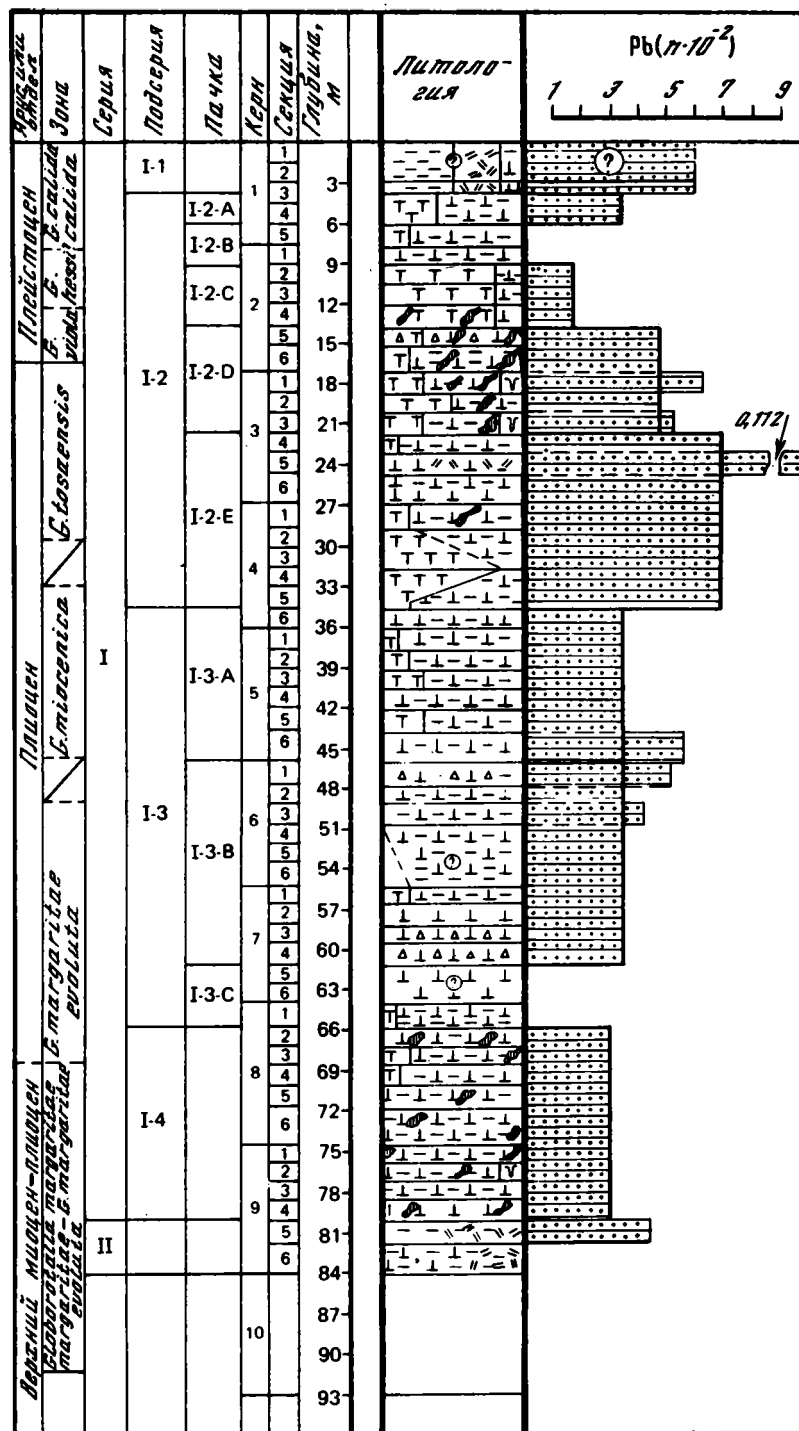


Р и с. 6. Распределение Fe, Mn, P (вес. % в пересчете на БТКВ) в верхнекайнозойских отложениях скв. 395
Условные обозначения см. на рис. 3

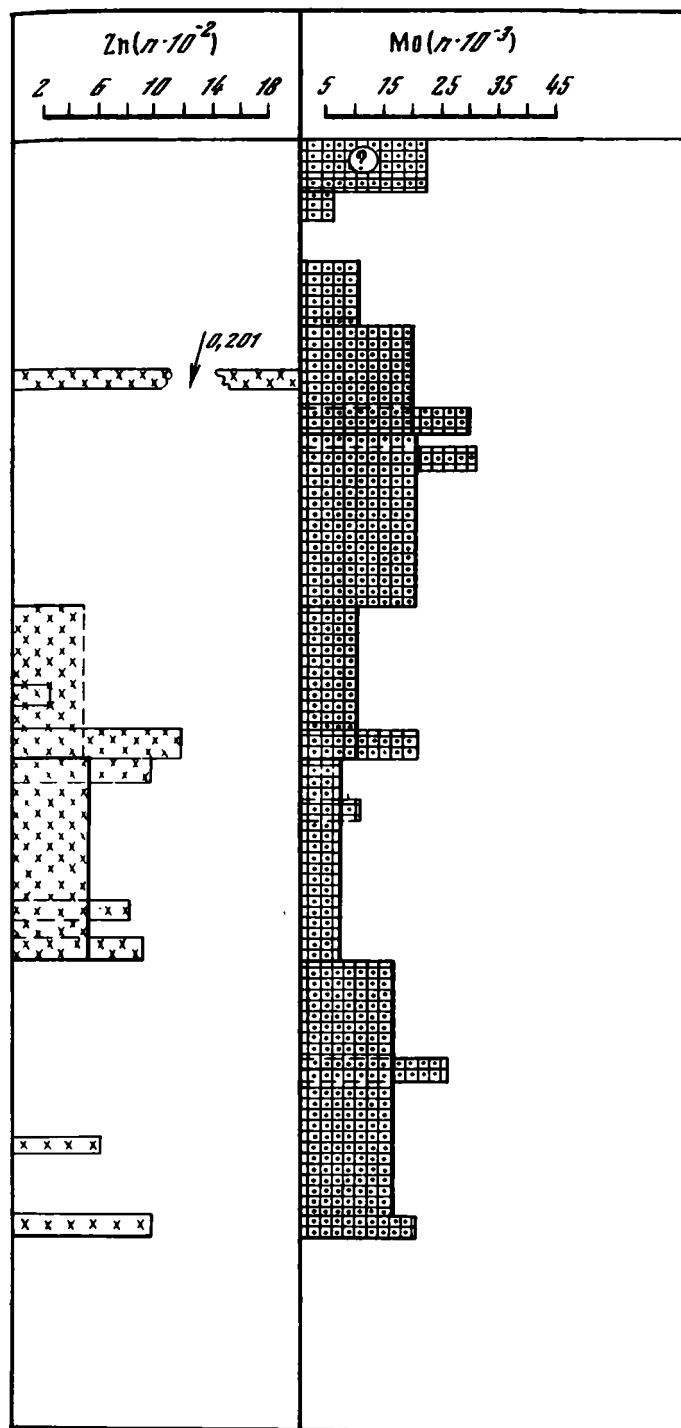


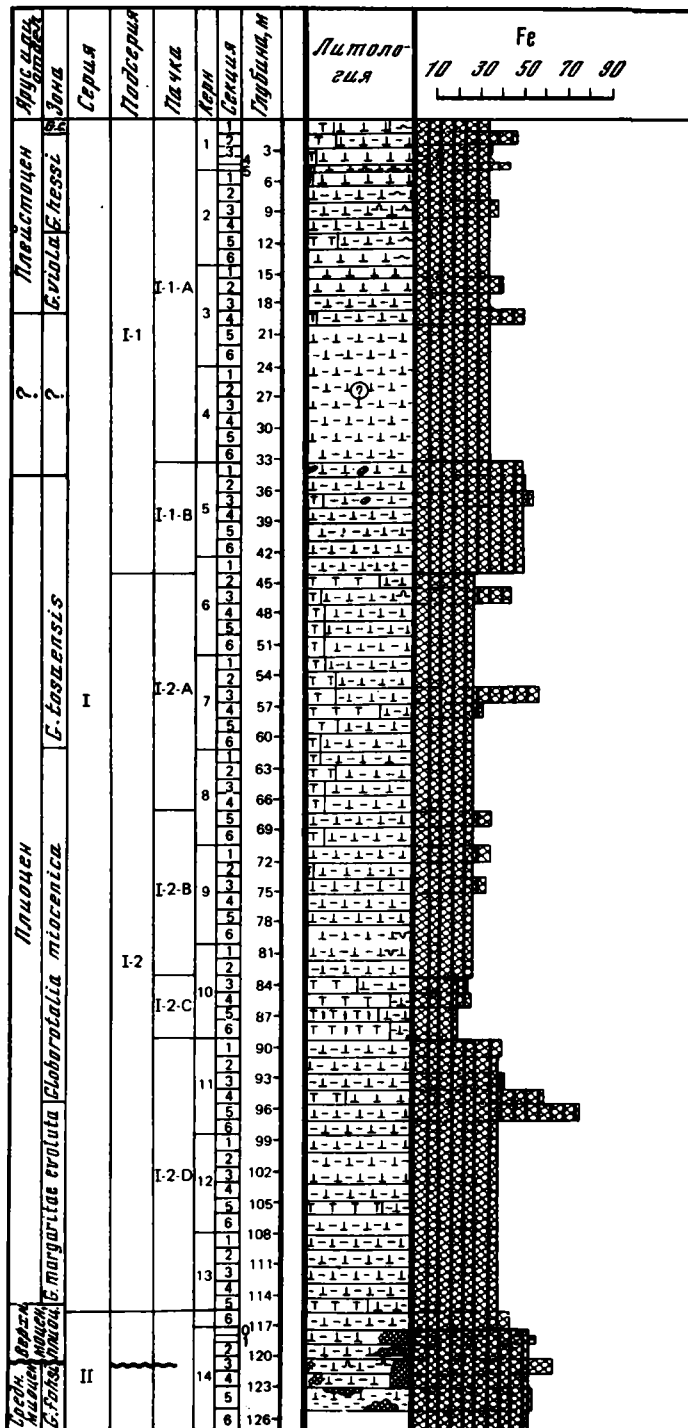




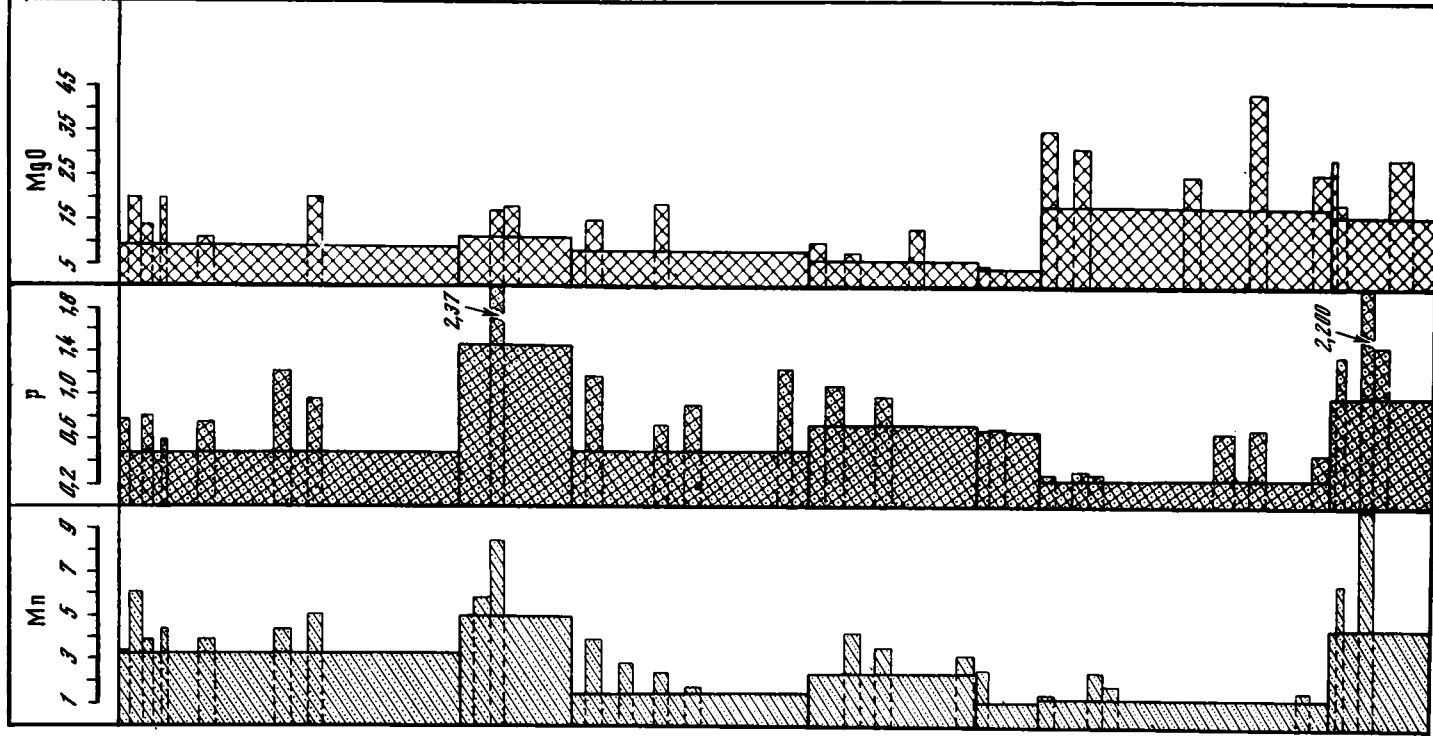


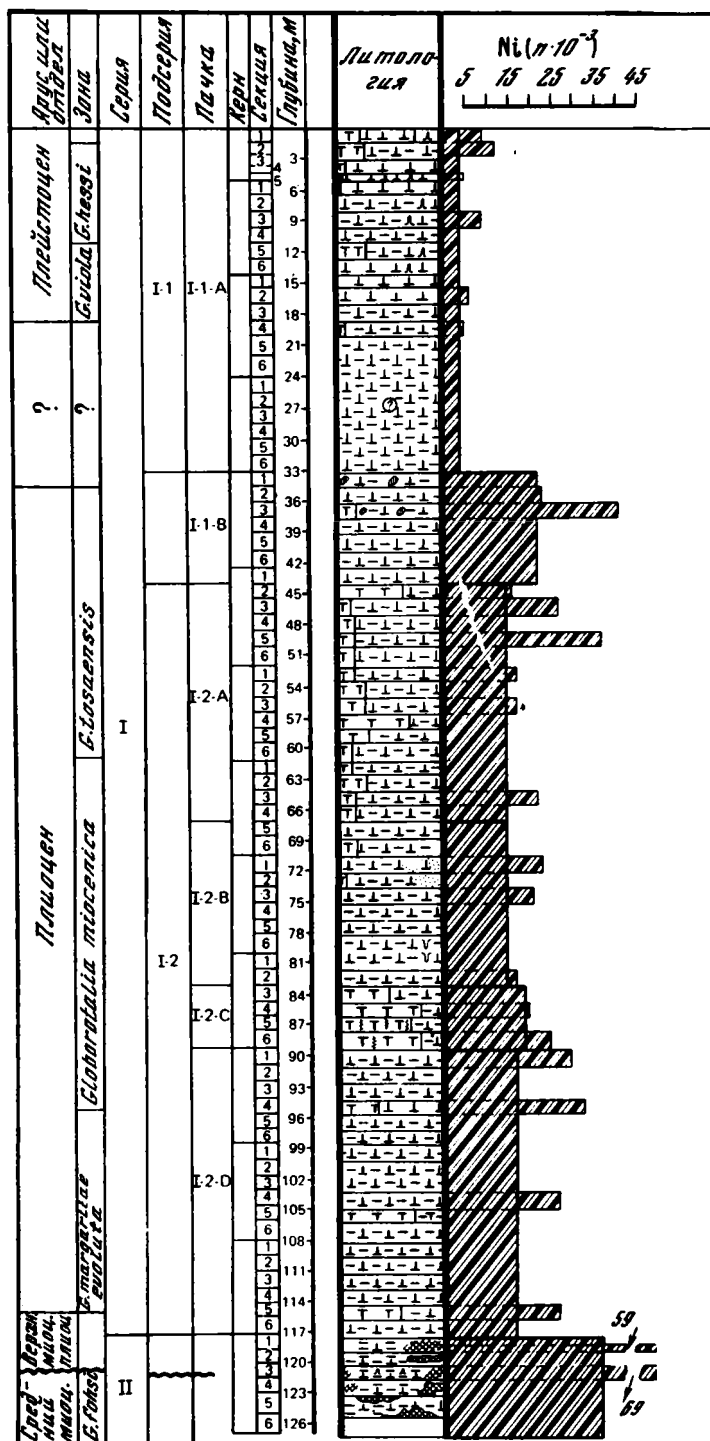
Р и с. 8. Распределение Рв, Zn, Mo (вес. % в пересчете на БТКВ) в верхне-кайнозойских отложениях скв. 395
Условные обозначения см. на рис. 3



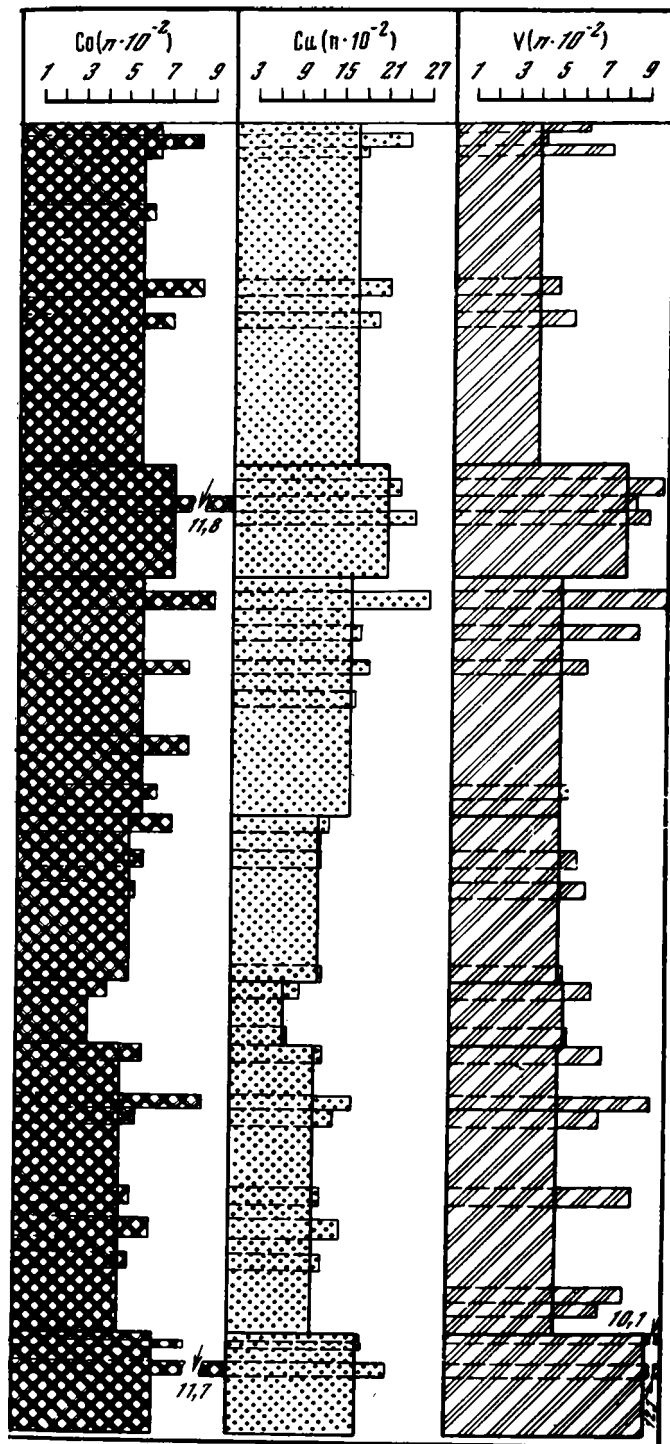


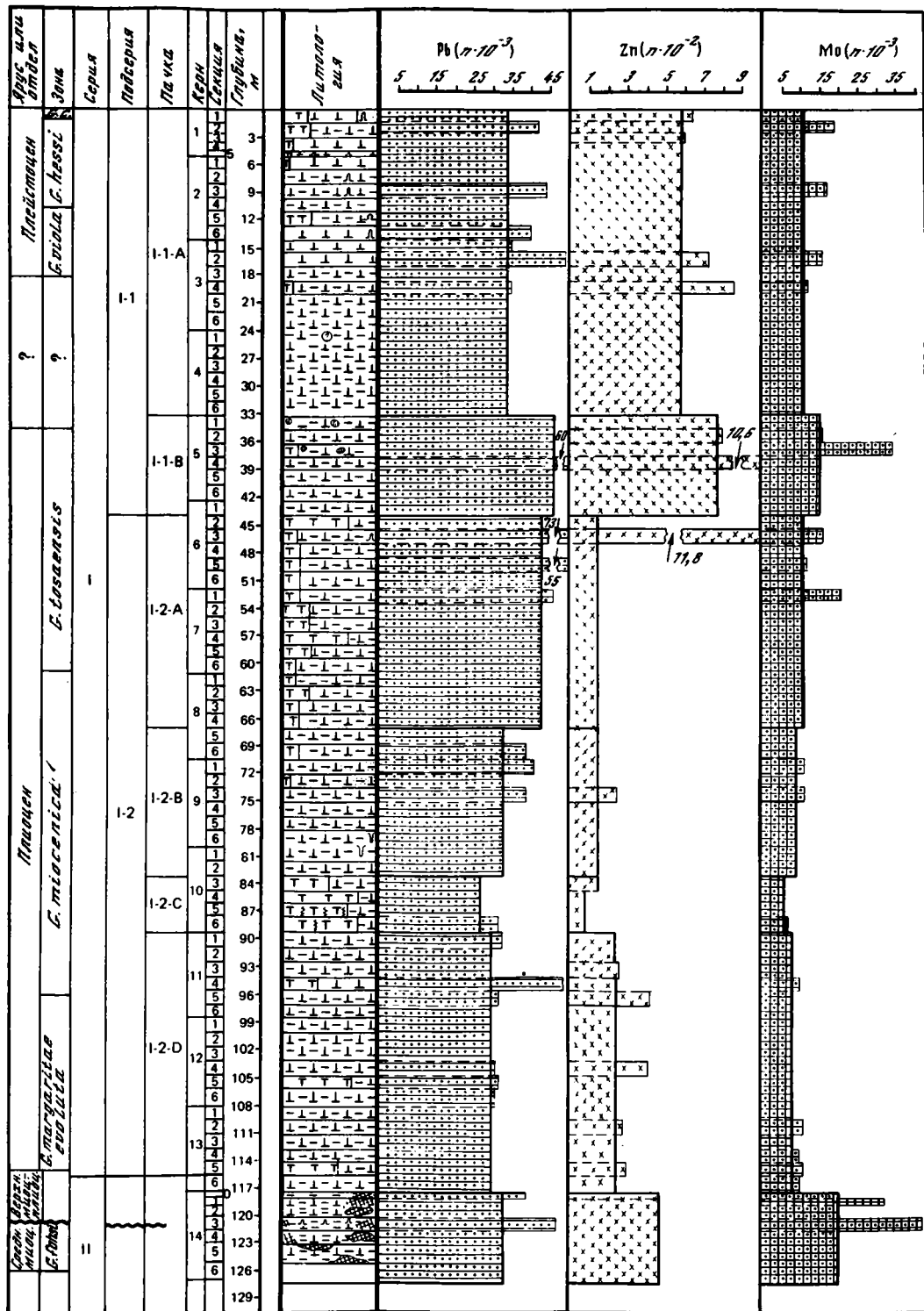
Р и с. 9. Распределение Fe, Mn, P, MgO (вес.% в пересчете на БТКВ) в верхнекайнозойских отложениях скв. 396
Условные обозначения см. на рис. 3





Р и с. 10. Распределение Ni, Co, Cu, V (вес.% в пересчете на БТКВ) в верхнекайнозойских отложениях скв. 306
Условные обозначения см. на рис. 3





Р и с. 11. Распределение Pb, Zn, Mo (вес.% в пересчете на БТКВ) в верхнекаменноугольных отложениях скв. 396

Т а б л и ц а 20
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 395
(вес.% в пересчете на БТКВ)

№обр.	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{вал}	Mn _{вал}
1-3-66-68	4,432	Нет	21,512	2,454	9,065	2,755	52,589	55,344	6,010
1-4-78-80	Нет	3,729	Нет	56,856	10,297	Нет	26,854	26,854	1,300
2-3-30-32	2,002	26,260	16,014	7,362	5,835	"	38,541	38,541	2,511
2-4-76-78	5,169	Нет	40,432	13,100	10,267	2,124	23,084	25,208	3,328
2-6-11-13	4,742	"	8,920	39,359	7,593	Нет	33,258	33,258	5,040
3-1-70-72	5,407	24,886	16,290	13,032	9,843	"	26,757	26,757	1,872
3-3-27-29	5,889	5,802	5,802	10,906	10,251	4,798	48,640	53,438	6,325
3-3-99-101	0,237	Нет	2,755	54,667	6,412	Нет	Нет	31,727	2,517
3-5-93-95	7,759	"	Нет	12,239	10,879	0,800	56,794	57,594	9,039
4-5-70-72	3,898	17,961	"	35,890	4,833	Нет	34,456	34,456	1,964
5-2-57-59	0,515	46,773	6,808	3,570	5,446	1,840	31,869	33,709	1,619
5-4-80-82	1,816	72,958	2,700	1,386	3,656	Нет	14,267	14,267	2,461
5-6-39-41	4,002	13,058	20,780	Нет	8,916	"	42,965	42,965	7,933
6-1-116-118	3,541	19,059	23,759	"	7,662	0,644	36,765	37,409	6,568
6-3-47-49	2,079	27,281	16,165	1,485	6,109	Нет	40,730	40,730	4,794
7-2-132-134	1,771	13,610	44,141	1,312	3,771	0,098	30,368	30,466	3,673
7-3-14-16	1,128	Нет	71,293	0,214	1,964	0,389	21,917	22,306	2,197
7-4-33-35	2,351	33,012	16,455	1,431	6,081	2,044	31,172	33,216	5,775
8-2-74-76	Нет	17,924	4,624	40,682	5,614	Нет	Нет	28,102	1,891
8-4-19-21	0,702	Нет	89,752	6,464	Нет	"	"	Нет	2,656
9-1-86-88	1,869	13,737	43,971	7,803	3,976	2,077	21,986	24,063	3,382
9-3-124-126	3,547	17,020	6,677	8,495	7,750	Нет	47,604	47,604	7,094
9-5-62-64	2,869	1,987	13,067	6,202	5,121	"	59,906	59,906	8,432

Т а б л и ц а 20 (окончание)

№обр.	P _{вал}	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga*	Ge*	Mo	Zn
1-3-66-68	0,651	0,015	0,025	0,095	0,238	0,075	0,058	Нет	0,001	0,022	Нет
1-4-78-80	0,547	0,007	0,003	0,079	0,219	0,065	0,034	"	0,004	0,006	"
2-3-30-32	1,120	0,027	0,030	0,081	0,129	0,041	~0,027	0,007	0,004	0,008	"
2-4-76-78	1,841	0,064	0,064	0,099	0,255	0,064	<0,006	0,025	0,010	0,011	"
2-6-11-13	0,663	Нет	0,003	0,073	0,209	0,083	0,036	Нет	0,003	0,016	"
3-1-70-72	1,178	<0,042	<0,042	<0,062	0,215	<0,062	<0,062	0,028	0,010	0,011	0,201
3-3-27-29	1,003	0,017	Нет	0,105	0,288	0,087	0,052	Нет	0,004	0,029	Нет
3-3-99-101	1,140	0,028	0,024	0,119	0,228	0,071	0,038	0,009	9,006	0,021	"
3-5-93-95	1,680	Нет	0,008	0,168	0,368	0,096	0,112	0,116	0,010	0,032	"
4-5-70-72	0,748	"	0,003	0,050	0,125	0,031	≤0,025	0,006	0,004	0,006	"
5-2-57-59	1,214	0,007	0,007	0,088	0,158	0,037	0,029	0,007	0,005	<0,005	"
5-4-80-82	0,502	Нет	0,002	0,062	0,098	0,033	0,019	0,005	0,003	0,004	0,026
5-6-39-41	1,544	"	0,007	0,147	0,344	0,084	0,056	0,014	0,009	0,021	0,119
6-1-116-118	1,352	0,013	0,006	0,129	0,245	0,077	0,051	0,013	0,008	0,010	0,097
6-3-47-49	0,933	0,004	0,017	0,114	0,157	0,064	0,042	0,008	0,005	0,011	Нет
7-2-132-134	0,689	0,069	0,095	0,069	0,157	0,052	0,026	0,007	0,004	0,005	0,082
7-3-14-16	0,428	0,101	0,156	0,043	0,099	0,047	0,016	0,004	0,002	0,003	Нет
7-4-33-35	1,124	0,015	0,036	0,077	0,204	0,066	0,041	0,010	0,007	0,007	0,092
8-2-74-76	0,961	Нет	0,006	0,090	0,111	0,036	0,024	0,006	0,004	0,013	Нет
8-4-19-21	Нет	"	Нет	0,105	0,190	0,065	0,035	Нет	0,005	0,025	"
9-1-86-88	0,682	0,139	0,074	0,068	0,092	0,036	0,024	0,006	0,004	0,010	0,062
9-3-124-126	1,401	Нет	0,012	0,092	0,179	0,071	0,036	Нет	0,003	0,017	Нет
9-5-62-64	1,766	0,002	0,020	0,150	0,225	0,086	0,044	"	0,003	0,020	0,097

*Указаны верхние границы возможного содержания.

Таблица 21
Средний химический состав литологических подразделений
верхнекайнозойских отложений скв. 395 (вес. % в пересчете на БТКВ) *

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во ана- лиз	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺
серия	под- серия	пачка										
I	I-1		1-1-00- 1-3-68	0,0- 3,68	1	4,432	Нет	21,512	2,454	9,065	2,755	52,589
	I-2	I-2A	1-3-68- 1-4-80	3,68- 5,30	1	Нет	3,729	Нет	56,856	10,297	Нет	26,854
			1-4-80- 2-1-76	5,3- 8,26	0	-	-	-	-	-	-	-
		I-2C	2-1-76- 2-4-132	8,26- 13,32	2	2,002 5,169 3,586	Нет 26,260 13,130	16,014 40,432 28,223	7,362 13,100 10,231	5,835 10,267 8,051	Нет 2,124 1,062	23,084 38,541 30,812
			2-4-132- 3-3-101	13,32- 21,04	4	0,237 5,889 4,069	Нет 24,886 7,672	2,755 16,290 8,442	10,906 54,667 29,491	6,412 10,251 8,525	Нет 4,798 1,200	Нет 48,640 27,164
		I-2E	3-3-101- 4-5-72	21,04- 33,29	2	3,898 7,759 5,829	Нет 17,961 8,980	Нет " " " " " "	12,239 35,890 24,064	4,833 10,879 7,856	Нет 0,800 0,400	34,456 56,794 45,625
			1-2 в целом	1-3-68- 4-5-72	9	Нет 7,759 3,900	Нет 26,260 8,738	" " " " " "	7,362 56,856 10,024	4,833 10,879 3,468	Нет 4,798 0,858	23,084 56,794 32,043
	I-3	I-3A	4-5-72- 5-6-41	33,29- 44,01	3	0,515 4,002 2,111	13,038 72,958 44,263	2,700 20,780 10,096	Нет 3,570 1,652	3,656 8,916 6,006	Нет 1,840 0,613	14,267 42,965 29,700
			5-6-41- 7-4-35	44,01- 60,0	5	1,128 3,541 3,435	Нет 33,012 18,592	16,165 71,293 34,363	Нет 1,485 0,888	1,964 7,662 5,117	Нет 2,044 0,636	21,917 40,730 32,190
		I-3C	7-4-35- 8-1-129	60,0- 65,94	0	-	-	-	-	-	-	-
		I-3 в целом	4-5-72- 8-1-129	33,29- 65,94	8	0,515 4,002 2,150	Нет 72,958 28,219	2,700 71,293 25,263	Нет 3,570 1,175	1,964 8,916 5,451	Нет 2,044 0,628	14,267 42,965 31,257
		I-4	8-1-129- 9-4-110	65,94- 80,03	4	Нет 3,547 1,530	Нет 17,924 8,016	4,624 89,752 36,256	6,464 40,682 15,861	Нет 7,750 4,335	Нет 2,077 0,519	Нет 47,604 17,398
	I в целом		1-1-00- 9-4-110	0,0- 80,03	22	Нет 7,759 2,857	Нет 72,958 15,293	Нет 71,293 20,857	Нет 56,856 14,487	Нет 10,879 6,646	Нет 4,798 0,801	Нет 56,794 30,028
II			9-4-110- 9-6-150	80,03- 83,13	1	2,869	1,987	13,067	6,202	5,121	Нет	59,906

* См. примечание к табл. 5.

** Указаны верхние границы возможного содержания.

Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga*2	Ge*2	Mo	Zn
55,344	6,010	0,651	0,015	0,025	0,095	0,238	0,075	0,058	Нет	0,001	0,022	Нет
26,854	1,300	0,547	0,007	0,003	0,079	0,219	0,065	0,034	Нет	0,004	0,006	"
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25,208	2,511	1,120	0,027	0,030	0,081	0,129	0,041	<0,006	0,007	0,004	0,008	Нет
38,541	3,328	1,841	0,064	0,064	0,099	0,255	0,064	~0,027	0,025	0,010	0,011	"
31,874	2,920	1,480	0,046	0,047	0,090	0,192	0,052	<0,017	0,016	0,007	0,010	"
26,757	1,872	0,663	Нет	Нет	<0,062	0,209	<0,062	0,036	Нет	0,003	0,011	"
53,438	6,325	1,178	<0,042	<0,042	0,119	0,288	0,087	<0,062	0,028	0,010	0,029	0,201
36,295	3,939	0,996	<0,022	<0,017	<0,090	0,235	<0,076	<0,047	0,009	0,006	0,019	0,050
34,456	1,964	0,748	Нет	0,003	0,050	0,125	0,031	<0,025	0,006	0,004	0,006	Нет
57,594	9,039	1,680	"	0,008	0,168	0,368	0,096	0,112	0,016	0,010	0,032	"
46,025	5,501	1,214	"	0,006	0,114	0,247	0,063	0,069	0,011	0,007	0,019	"
25,208	1,300	0,547	"	Нет	0,050	0,125	0,031	<0,006	Нет	0,003	0,006	Нет
57,594	9,039	1,841	0,064	0,064	0,168	0,368	0,096	0,112	0,028	0,010	0,032	0,201
36,426	3,766	1,102	0,020	0,020	0,093	0,226	0,067	<0,044	0,010	0,006	0,016	0,022
14,267	1,619	0,502	Нет	0,002	0,062	0,098	0,033	0,019	0,005	0,003	0,004	0,026
42,965	7,933	1,544	0,007	0,007	0,147	0,344	0,084	0,056	0,014	0,009	0,021	0,119
30,314	4,004	1,087	0,002	0,005	0,099	0,200	0,051	0,035	0,009	0,006	0,010	0,048
22,306	2,197	0,428	0,004	0,006	0,043	0,099	0,047	0,016	0,004	0,002	0,003	Нет
40,730	6,568	1,352	0,101	0,156	0,129	0,245	0,077	0,051	0,013	0,008	0,011	0,097
32,825	4,601	0,906	0,040	0,062	0,086	0,172	0,061	0,035	0,008	0,005	0,007	0,054
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14,267	1,619	0,428	Нет	0,002	0,043	0,098	0,033	0,016	0,004	0,002	0,003	0,026
42,965	7,933	1,544	0,101	0,156	0,147	0,344	0,084	0,056	0,014	0,009	0,021	0,119
31,883	4,378	0,974	0,026	0,041	0,091	0,183	0,058	0,035	0,009	0,005	0,008	0,018
Нет	1,891	Нет	Нет	Нет	0,068	0,092	0,036	0,024	Нет	0,003	0,010	Нет
47,604	7,094	1,401	0,139	0,074	0,105	0,190	0,071	0,036	0,006	0,005	0,025	0,062
24,920	3,756	0,761	0,035	0,023	0,080	0,143	0,052	0,030	0,003	0,004	0,016	0,016
Нет	1,300	Нет	Нет	Нет	0,043	0,092	0,031	<0,006	Нет	0,001	0,003	Нет
57,594	9,039	1,841	0,139	0,156	0,168	0,368	0,096	0,112	0,028	0,010	0,032	0,201
33,542	4,089	0,973	0,025	0,028	0,092	0,196	0,064	<0,039	0,008	0,005	0,013	0,019
59,906	8,432	1,766	0,002	0,020	0,150	0,225	0,086	0,044	Нет	0,003	0,020	0,097

Т а б л и ц а 22
Химический состав верхнекайнозойских отложений скв. 396
(вес.% в пересчете на БТКВ)

№ обр.	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _{вал}	Mn _{вал}
1-1-69-71	3,825	29,947	12,495	9,548	7,621	2,833	29,126	31,959	3,400
1-2-32-34	4,924	Нет	20,356	10,148	10,118	3,303	43,925	47,228	6,125
1-3-72-74	4,310	18,923	14,914	11,035	10,259	2,155	33,276	35,431	3,879
1-5-144-146	3,581	13,374	19,761	6,361	8,190	1,252	42,176	43,428	4,408
2-1-123-125	Нет	28,921	1,053	37,759	7,221	Нет	22,904	22,904	1,918
2-2-121-123	2,989	6,595	5,361	45,309	8,730	"	29,273	29,273	1,471
2-3-93-95	4,335	23,918	11,101	7,983	9,729	3,430	34,458	37,889	3,929
2-5-139-141	Нет	19,025	Нет	44,332	8,944	Нет	25,733	25,733	1,704
2-6-76-78	"	22,029	"	48,018	6,980	"	21,309	21,039	1,634
3-1-87-88	"	22,716	3,954	42,444	7,382	"	21,178	21,178	2,021
3-2-94-96	2,196	27,207	Нет	14,091	10,065	3,050	37,272	40,322	4,392
3-4-138-140	9,790	Нет	20,037	6,594	7,558	Нет	49,458	49,458	5,123
5-2-73-75	3,314	7,999	9,542	12,742	8,914	"	49,654	49,654	5,942
5-3-100-102	3,021	Нет	17,278	5,582	8,506	"	54,179	54,179	8,482
5-4-80-82	5,967	"	18,053	14,351	12,010	8,309	36,408	44,716	3,323
5-6-61-62	3,949	37,197	Нет	3,469	5,443	5,870	40,132	46,002	2,295
6-2-82-84	1,264	27,585	5,953	43,713	7,788	Нет	13,130	13,130	0,245
6-3-67-69	5,443	16,419	14,876	1,723	11,248	14,514	29,844	44,357	3,991
6-5-49-50	7,641	53,671	7,152	10,881	11,125	Нет	Нет	5,807	2,873
7-1-99-101	4,571	36,055	18,456	5,200	11,028	6,285	14,685	20,970	2,514
7-3-118-120	3,844	19,557	2,408	5,618	8,068	4,646	52,758	57,404	1,816
7-4-64-66	Нет	Нет	Нет	58,635	10,347	Нет	30,773	30,773	Нет
7-5-40-42	3,059	25,519	1,936	37,717	6,699	"	24,706	24,706	0,116
7-6-74-76	0,100	35,724	3,788	32,534	5,616	"	20,903	20,903	1,097
8-3-41-43	3,959	Нет	4,990	60,744	5,640	"	21,748	21,748	1,302
8-5-60-62	1,435	"	9,649	43,006	8,931	"	35,330	35,330	0,897
8-6-83-85	3,945	29,684	Нет	45,183	0,942	"	18,693	18,693	0,188
9-1-141-143	5,078	38,338	7,594	1,876	6,634	5,032	30,103	35,136	4,346
9-3-89-91	3,980	43,653	Нет	5,547	9,146	2,117	30,570	32,687	3,599
9-5-122-124	3,373	24,828	12,946	35,129	4,406	3,343	12,702	16,045	2,279
10-2-41-43	2,948	40,885	5,098	5,791	20,148	1,734	19,385	21,119	3,260
10-3-29-31	1,878	53,962	4,532	5,903	5,784	1,491	23,284	24,775	2,206
10-4-86-88	1,520	55,324	4,336	6,928	4,236	1,246	24,821	26,067	0,698
10-6-53-55	0,611	29,598	3,668	51,535	5,574	Нет	7,804	7,804	0,288
11-1-113-115	3,940	0,557	34,976	7,545	10,556	"	40,328	40,328	1,412
11-3-88-90	2,301	12,074	31,517	4,912	5,947	"	41,394	41,394	1,189
11-4-43-45	8,693	Нет	4,866	10,552	14,324	2,734	55,877	58,610	2,460
11-4-108-110	2,327	43,853	16,662	4,249	8,830	1,847	21,280	23,127	0,332
11-5-34-36	4,606	Нет	6,540	1,442	10,232	1,758	73,100	74,858	1,863
12-2-110-112	2,926	37,463	12,444	3,008	5,224	3,008	34,487	37,495	1,203
12-4-110-112	5,908	21,629	25,228	3,973	10,763	Нет	31,170	31,170	0,917
12-5-74-76	4,731	12,700	7,898	33,974	2,455	"	37,069	37,069	0,925
12-6-62-64	0,706	28,928	1,137	42,921	3,606	"	21,010	21,010	0,745
13-2-68-70	2,238	8,700	43,855	6,513	6,739	"	29,748	29,748	1,232
13-4-66-68	4,595	46,191	18,006	6,876	5,650	"	17,258	17,258	1,123
13-5-37-39	3,742	33,311	7,215	7,249	10,553	"	35,739	35,739	1,585
13-6-66-68	2,405	15,399	25,961	4,471	7,033	"	42,771	42,771	1,307
14-0-24-26	6,027	Нет	28,655	8,865	13,103	"	41,331	41,331	1,361
14-1-21-23	0,963	"	19,320	13,269	2,867	"	55,264	55,264	6,459
14-3-69-71	Нет	"	Нет	19,477	4,030	"	63,821	63,821	9,856
14-4-72-74	"	"	3,571	37,752	5,657	"	48,562	48,562	2,685
14-5-48-50	3,300	"	29,253	6,221	6,173	"	52,949	52,949	1,686

* Указаны верхние границы возможного содержания.

Р _{вал}	Zn	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga*	Ge*	Mo
0,793	0,062	0,014	0,009	0,062	0,164	0,085	0,025	Her	0,003	0,006
0,600	0,039	0,021	0,012	0,042	0,240	0,084	0,042	"	0,002	0,019
0,819	0,060	Her	Her	0,073	0,181	0,065	0,030	0,004	0,005	0,011
0,601	0,043	"	0,005	0,030	0,138	0,045	0,022	Her	0,003	0,009
Her	Her	"	Her	0,015	0,132	0,038	<0,026	0,004	0,003	0,006
"	"	"	"	0,019	0,166	0,038	<0,033	0,005	0,003	0,008
0,748	0,040	"	0,009	0,037	0,153	0,062	0,044	Her	0,003	0,017
Her	Her	"	Her	0,028	0,153	0,039	0,028	"	0,002	0,011
"	"	"	"	0,040	0,153	0,045	≤0,040	0,010	0,004	0,010
"	"	"	0,004	0,031	0,163	0,048	≤0,035	0,009	0,003	0,010
1,220	0,073	"	0,006	0,049	0,213	0,085	0,049	0,006	0,008	0,016
0,964	0,086	"	0,005	0,056	0,198	0,071	0,035	0,005	0,006	0,012
1,314	0,080	"	0,023	0,097	0,229	0,069	~0,046	0,011	0,007	0,016
2,368	0,056	0,005	0,041	0,085	0,208	0,118	0,034	Her	0,002	0,034
0,982	0,106	Her	0,015	0,091	0,249	0,060	~0,060	0,015	Her	Her
1,174	0,064	0,064	0,011	0,063	0,165	0,043	~0,043	0,011	0,007	<0,010
Her	Her	<0,016	≤0,016	0,049	0,163	<0,037	<0,037	0,012	0,004	<0,008
1,179	0,118	0,036	0,027	0,100	0,272	0,091	~0,073	0,018	0,012	<0,016
0,367	Her	0,031	0,037	0,086	0,177	0,055	~0,055	0,022	0,009	<0,012
0,743	0,006	0,023	0,017	0,063	0,189	0,080	0,046	0,011	0,007	0,021
0,929	0,008	0,017	0,017	0,046	0,165	0,042	0,038	0,008	0,005	<0,008
Her	Her	Her	Her	0,016	0,135	0,043	0,038	Her	0,004	<0,009
"	"	"	"	0,031	0,135	<0,031	<0,031	0,008	0,003	<0,007
"	"	"	0,008	0,017	0,096	0,080	<0,027	0,007	0,003	<0,006
1,247	"	0,016	0,022	0,054	0,141	0,065	~0,043	0,011	0,007	<0,010
0,466	"	"	Her	0,039	0,136	0,072	0,029	Her	<0,001	<0,006
1,080	"	0,005	0,014	0,047	0,122	0,038	<0,038	0,009	0,006	<0,008
0,640	0,009	0,009	0,023	0,059	0,123	0,059	~0,041	0,014	0,006	<0,011
1,016	0,025	0,021	0,021	0,063	0,119	0,055	~0,038	0,013	0,006	<0,011
0,729	0,012	0,006	0,015	0,042	0,103	0,039	~0,024	0,009	0,004	0,008
0,451	Her	0,010	0,017	0,052	0,125	0,048	~0,028	0,007	0,004	0,009
0,686	0,015	0,006	0,012	0,066	0,095	0,042	0,024	0,006	0,004	0,006
0,698	Her	≤0,020	<0,020	0,040	0,047	<0,024	<0,024	0,010	0,004	<0,005
0,847	"	≤0,025	<0,025	0,054	0,079	<0,032	<0,032	0,014	0,005	<0,007
0,297	0,015	0,026	0,030	0,071	0,126	0,059	~0,033	0,015	0,005	0,007
0,414	0,026	0,013	0,015	0,041	0,080	0,036	~0,023	0,008	0,004	<0,005
Her	Her	0,027	0,033	0,093	0,169	0,087	~0,049	0,016	0,008	<0,010
0,296	0,022	0,030	<0,030	0,059	0,085	<0,035	<0,035	0,016	0,005	<0,007
0,070	0,042	0,010	0,014	0,070	0,144	0,056	0,032	0,007	0,005	0,008
Her	0,014	0,011	0,014	0,005	0,109	0,038	~0,022	0,008	0,003	0,005
"	0,041	0,024	0,027	0,085	0,126	0,054	~0,031	0,014	0,005	≤0,006
"	Her	<0,014	<0,014	0,028	0,107	<0,032	<0,032	0,011	0,003	<0,007
0,666	"	Her	0,004	0,020	0,153	0,063	0,031	Her	0,005	≤0,007
0,704	0,028	"	0,005	0,020	0,128	0,053	0,023	"	0,003	0,011
Her	0,020	0,003	0,010	0,082	0,095	0,041	0,027	0,007	0,004	0,010
0,236	0,030	0,027	0,027	0,071	0,108	0,047	0,030	0,013	0,005	0,011
0,471	Her	Her	0,003	0,023	0,086	0,037	0,021	Her	0,003	0,010
0,155	0,047	0,023	0,027	0,101	0,183	0,058	0,039	0,012	0,005	0,007
1,382	Her	Her	0,054	0,093	0,184	0,080	0,032	Her	Her	0,032
2,200	"	"	0,069	0,121	0,220	0,117	0,047	"	"	0,042
1,462	"	"	0,017	0,069	0,141	0,038	0,024	0,005	0,003	0,012
0,071	"	0,007	0,019	0,083	0,164	0,033	0,024	0,005	0,003	0,008

Таблица 23
Средний химический состав литологических подразделений
верхнекайнозойских отложений скв. 396 (вес.% в пересчете на БТКВ)*

Литологические подразделения			Керны	Интервал глубины, м	Кол-во анализов	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ²⁺	Fe ³⁺
серия	подсерия	пачка										
I	I-1	I-1A	1-00-00-4-6-00	0,0-20,18	12	Нет 9,790 2,996	Нет 29,947 17,721	Нет 20,356 9,066	6,361 48,018 23,635	6,980 10,259 8,566	Нет 3,430 1,335	21,039 49,458 32,485
		I-1B	5-1-00-6-1-150	20,18-43,87	4	3,021 5,967 4,063	Нет 37,197 11,299	Нет 18,053 11,218	3,469 14,351 9,036	5,443 12,010 8,718	Нет 8,309 3,545	36,408 54,179 45,093
		I-1 в целом	1-00-00-6-1-150	0,0-43,87	16	Нет 9,790 3,263	Нет 37,197 16,116	Нет 20,356 9,619	3,469 48,018 19,985	5,443 12,010 8,604	Нет 8,309 1,888	21,039 54,179 35,637
	I-2	I-2A	6-2-00-8-4-150	43,87-67,16	9	Нет 7,641 3,320	Нет 53,671 23,834	Нет 18,456 7,729	1,723 60,744 28,529	5,616 11,248 8,617	Нет 14,514 1,215	Нет 52,758 23,172
		I-2B	8-5-00-10-2-150	67,16-84,14	6	1,435 5,078 3,460	Нет 43,653 29,565	Нет 12,946 5,881	1,876 45,183 22,755	0,942 20,148 8,368	Нет 5,032 2,038	12,702 35,330 24,464
		I-2C	10-3-00-10-6-150	84,14-89,18	3	0,611 1,878 1,336	29,598 55,324 46,295	3,668 4,532 4,179	5,903 51,535 21,455	4,236 5,784 5,198	Нет 1,491 0,912	7,804 24,821 18,636
		I-2D	11-1-00-13-6-00	89,18-117,15	13	0,706 8,693 3,778	Нет 46,191 20,068	1,137 43,855 18,177	1,442 42,921 10,591	2,455 14,324 7,839	Нет 3,008 0,719	17,258 73,100 37,010
		I-2 в целом	6-2-00-13-6-00	43,87-117,15	31	Нет 8,693 3,347	Нет 55,324 25,535	Нет 43,855 11,409	1,442 60,744 19,205	0,942 11,248 7,912	Нет 14,514 1,137	Нет 73,100 28,786
	I в целом		1-00-00-13-6-00	0,00-117,15	47	Нет 9,790 3,318	Нет 55,324 7,435	Нет 43,855 10,800	1,442 60,744 19,470	0,942 12,010 8,148	Нет 14,514 1,392	Нет 73,100 31,118
	II		13-6-00-14-5-150	117,15-125,34	6	Нет 6,027 2,116	Нет 15,399 2,567	Нет 29,253 17,793	4,471 37,752 15,009	2,867 13,103 6,477	Нет Нет Нет	41,331 63,821 50,783

* См. примечание к табл. 5

*2 Указаны верхние границы возможного содержания.

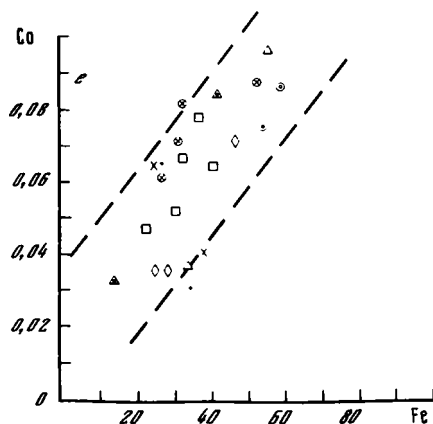
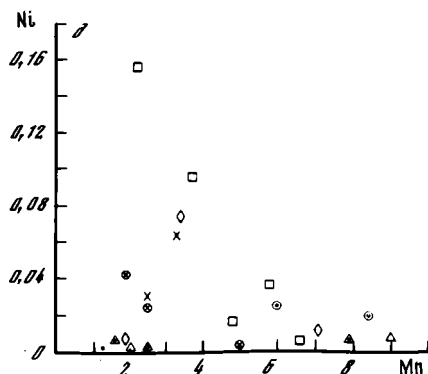
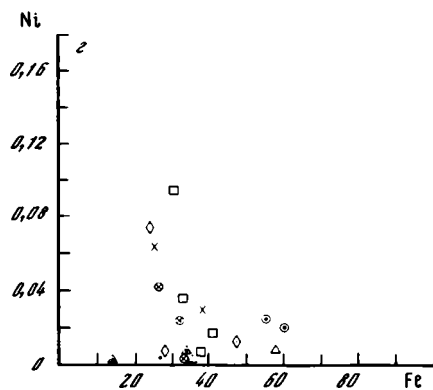
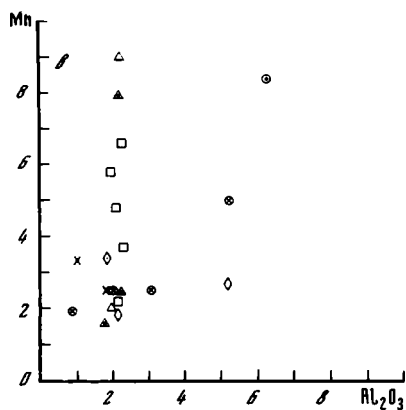
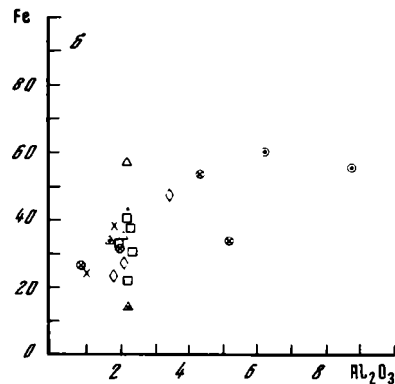
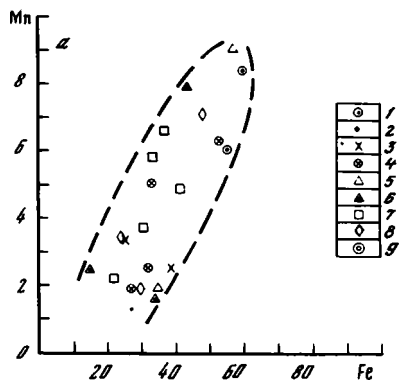
АССОЦИАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

Анализ распределения тяжелых металлов в верхнекайнозойских отложениях изучаемого района (см. табл. 20-23 и рис. 6-11) указывает на то, что основные особенности их геохимии контролируются поведением железа, представленного преимущественно гидроокисными соединениями. Этот вывод получает детальное подтверждение в специфике корреляционных соотношений рассматриваемых элементов (рис. 12, 13). Из рассмотрения корреляционных соотношений металлов следует, что между Fe и рядом металлов (Mn, Co, Cu, Pb, Zn, Mo и др.) имеется выраженная парагенетическая связь. Концентрации данных металлов и P в существенной мере контролируется содержанием Fe³⁺. В то же время не наблюдается сколько-нибудь явных корреляционных соотно-

Fe _{вал}	Mn _{вал}	P _{вал}	Zn	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga*2	Ge*2	Mo
21,039	1,471	Нет	Нет	Нет	Нет	0,015	0,132	0,038	0,022	Нет	0,002	0,006
49,458	6,125	1,220	0,086	0,021	0,012	0,073	0,240	0,085	0,049	0,010	0,008	0,019
33,820	3,334	0,479	0,034	0,003	0,004	0,040	0,171	0,057	0,034	0,004	0,004	0,011
44,716	2,295	0,982	0,056	Нет	0,011	0,053	0,165	0,043	0,034	Нет	Нет	Нет
54,179	8,482	2,368	0,106	0,064	0,041	0,097	0,249	0,118	0,060	0,015	0,007	0,034
48,638	5,010	1,460	0,077	0,017	0,022	0,081	0,213	0,072	0,046	0,009	0,004	0,015
21,309	0,748	Нет	0,039	Нет	Нет	0,015	0,132	0,038	0,022	Нет	Нет	Нет
54,179	8,482	2,368	0,106	0,064	0,041	0,097	0,249	0,118	<0,060	0,015	0,007	0,034
37,526	3,753	0,724	0,045	0,007	0,009	0,050	0,182	0,061	<0,037	0,005	0,004	0,012
5,807	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,016	0,135	<0,031	<0,027	Нет	0,003	<0,006
57,404	3,991	1,247	0,118	0,036	0,037	0,100	0,272	0,091	<0,073	0,022	0,012	0,021
26,644	1,550	0,496	0,015	0,015	0,015	0,051	0,164	<0,058	<0,043	0,011	0,007	<0,011
16,045	0,188	0,466	Нет	Нет	Нет	0,039	0,103	0,038	<0,024	Нет	0,001	<0,006
35,330	4,346	1,080	0,025	0,021	0,023	0,063	0,136	0,072	0,041	0,014	0,006	<0,011
26,502	2,428	0,730	0,008	0,009	0,015	0,050	0,121	0,052	<0,033	0,009	0,005	<0,009
7,804	0,288	0,647	Нет	0,006	0,012	0,040	0,047	<0,024	<0,024	0,006	0,004	<0,005
26,067	2,206	0,698	0,015	<0,025	<0,025	0,066	0,095	0,042	0,032	0,014	0,005	<0,007
19,549	1,064	0,677	0,005	<0,017	<0,019	0,053	0,074	<0,033	<0,027	0,010	0,004	<0,006
17,258	0,332	Нет	Нет	Нет	0,004	0,005	0,080	<0,032	<0,022	Нет	0,003	<0,005
74,858	2,460	0,704	0,042	0,030	0,033	0,093	0,169	0,087	<0,049	0,016	0,008	0,011
37,737	1,253	0,243	0,020	0,012	0,017	0,051	0,117	<0,049	<0,030	0,009	0,004	<0,008
5,807	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,005	0,047	<0,024	<0,021	Нет	0,003	0,005
74,858	4,346	1,247	0,118	0,036	0,037	0,100	0,272	0,091	<0,073	0,022	0,012	0,021
29,936	1,549	0,453	0,015	0,013	0,016	0,051	0,127	<0,051	<0,032	0,009	0,005	0,009
5,807	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,005	0,047	<0,024	<0,021	Нет	Нет	Нет
74,858	8,482	2,368	0,118	0,064	0,041	0,100	0,272	0,118	<0,073	0,022	0,012	0,034
32,520	2,229	0,545	0,025	0,011	0,014	0,051	0,146	<0,054	<0,035	0,008	0,005	0,010
41,331	1,307	0,071	Нет	Нет	0,003	0,023	0,086	0,033	0,021	Нет	Нет	0,007
63,821	9,856	2,200	0,047	0,023	0,069	0,121	0,220	0,117	0,047	0,012	0,005	0,042
50,783	3,892	0,957	0,008	0,005	0,032	0,082	0,163	0,061	0,031	0,004	0,002	0,019

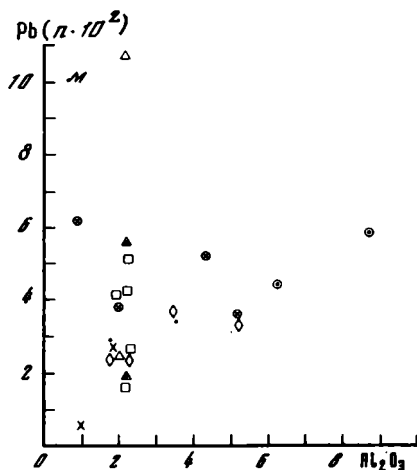
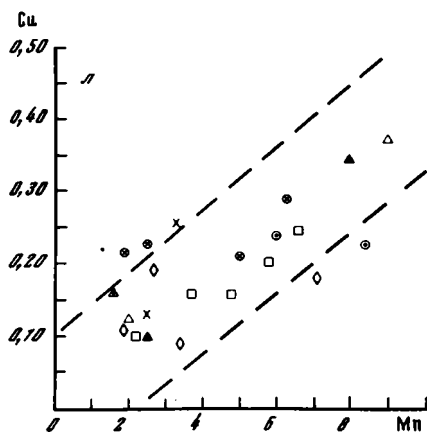
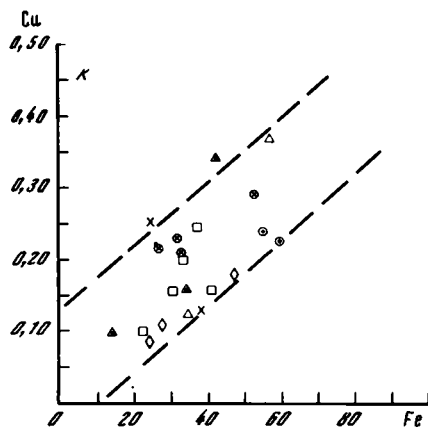
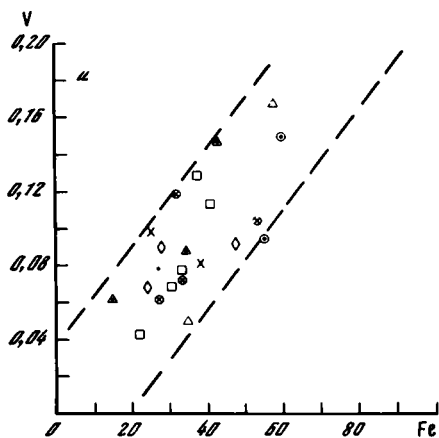
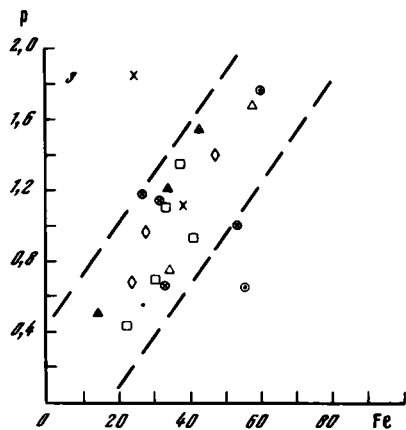
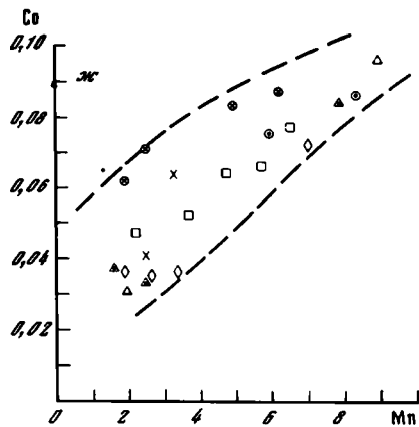
шений между Al_2O_3 и тяжелыми металлами (см. рис. 12, б, в, м, р; рис. 13, б, в, м, р). Подобный характер связей указывает на то, что алюмосиликатные фазы, в том числе примесные количества компонентов терригенного, золотого, вулканокластического происхождения, не играли существенной роли в аккумуляции тяжелых металлов. Известно, что важнейшим геохимическим свойством гидроокисных соединений Fe и Mn является их высокая сорбционная способность, позволяющая осуществлять роль коллектора, извлекающего из раствора, в том числе морской воды, рассеянные концентрации тяжелых металлов [Варенцов, 1976].

Таким образом, отсутствие связи между концентрациями тяжелых металлов и Al_2O_3 — главным компонентом алюмосиликатных материалов и, напротив, четкая

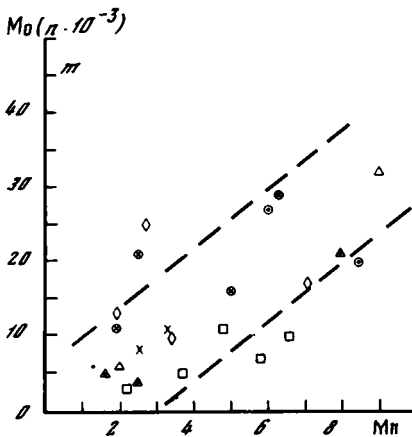
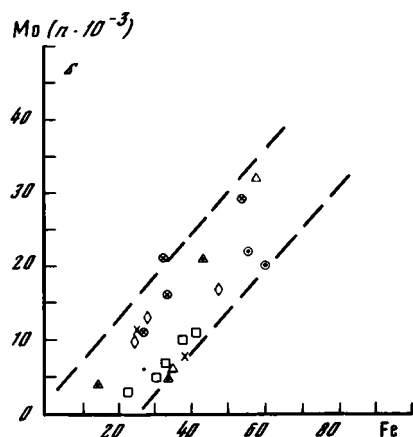
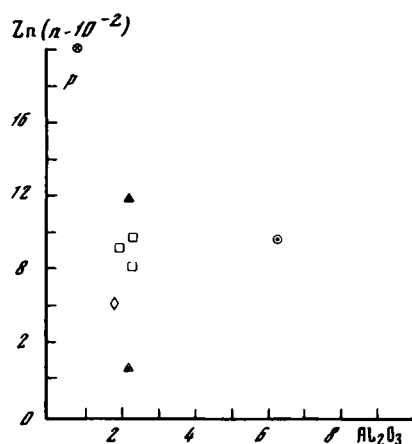
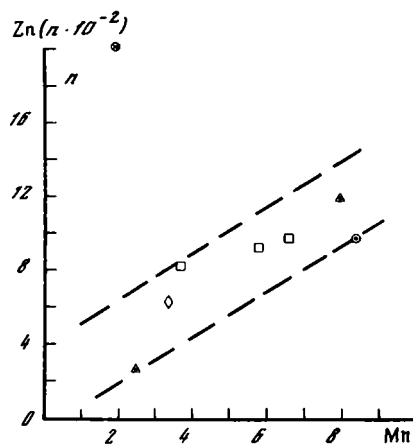
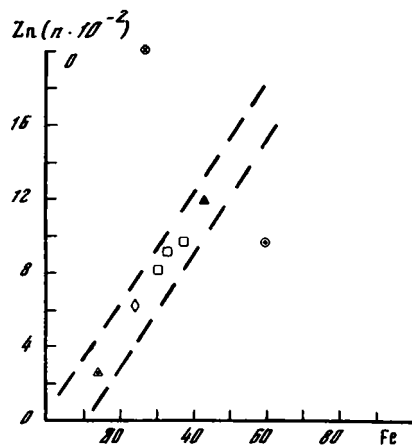
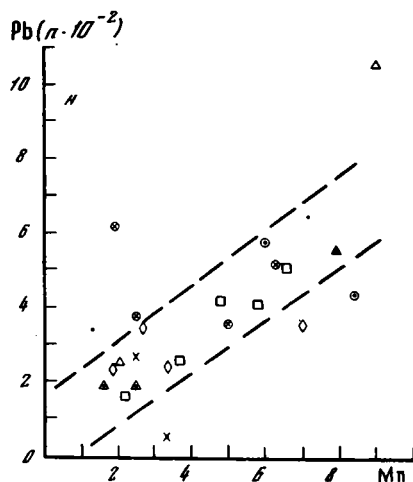


Р и с. 12. Корреляционные соотношения тяжелых металлов в верхнекайнозойских отложениях скв. 395

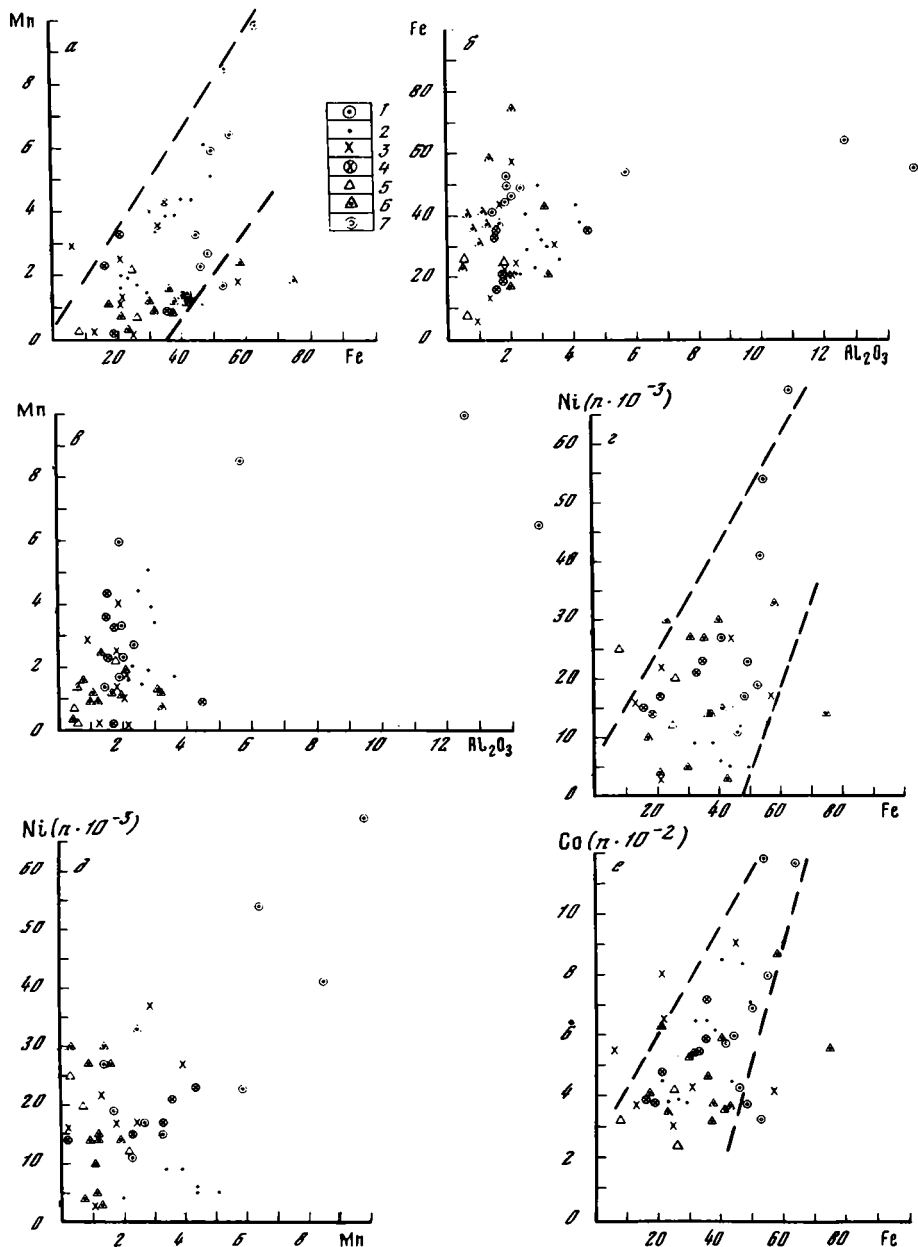
Содержание тяжелых металлов — вес.% в пересчете на БТКВ; Al_2O_3 — вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску. Литологические подразделения: 1 — I-1; 2 — I-2A; 3 — I-2C; 4 — I-2D; 5 — I-2E; 6 — I-3A; 7 — I-3B; 8 — I-4; 9 — II



Р и с. 12 (продолжение)

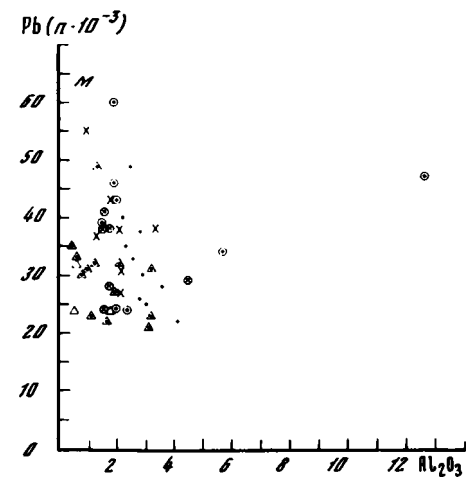
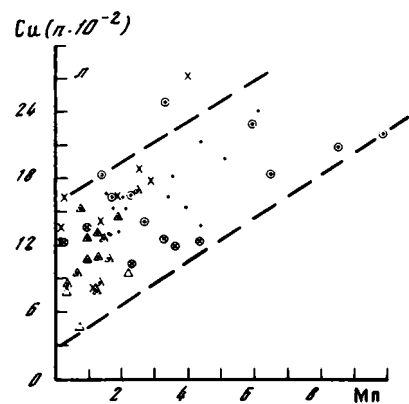
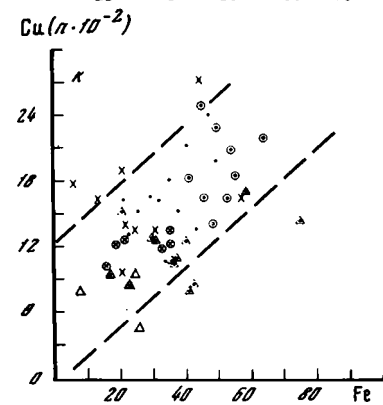
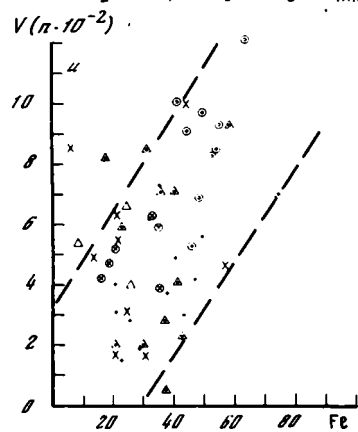
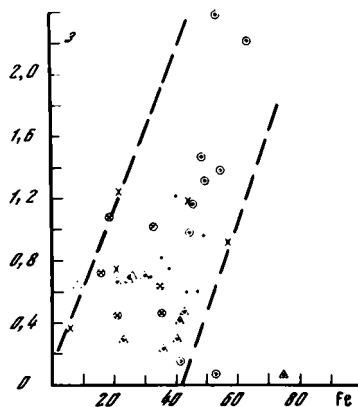
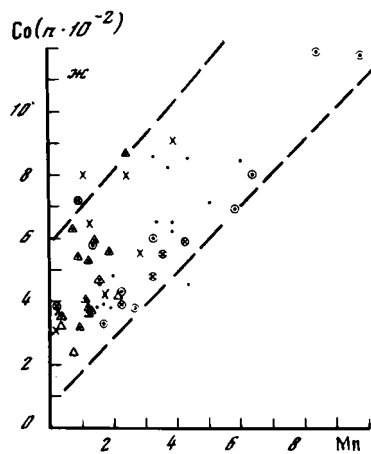


Р и с. 12 (омончание)

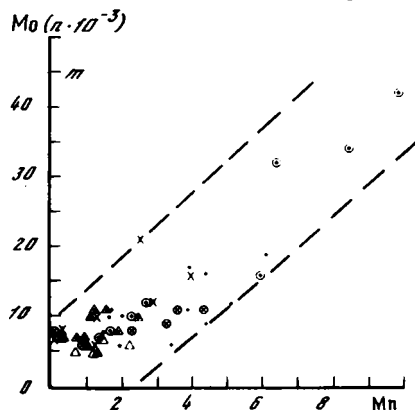
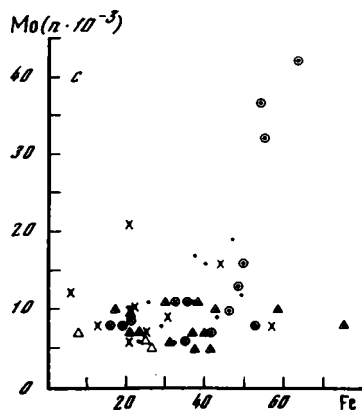
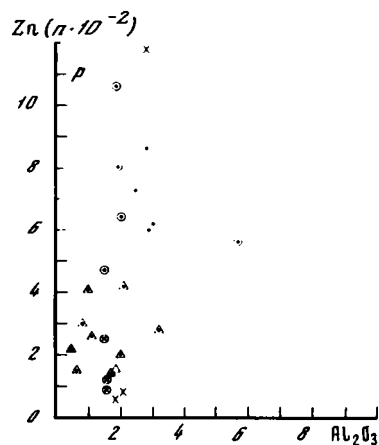
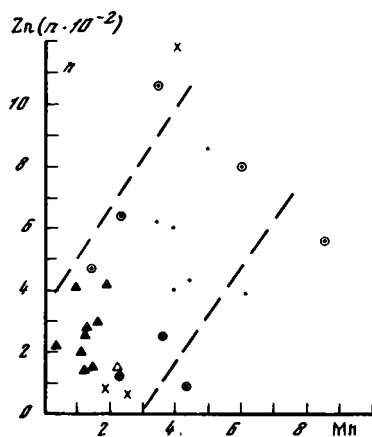
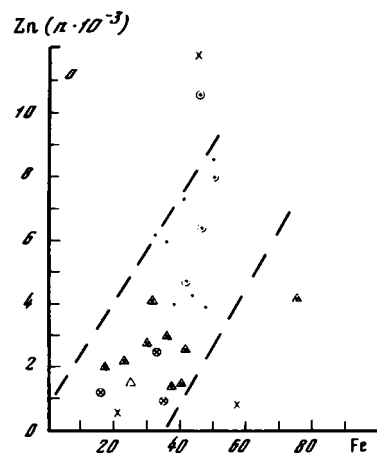
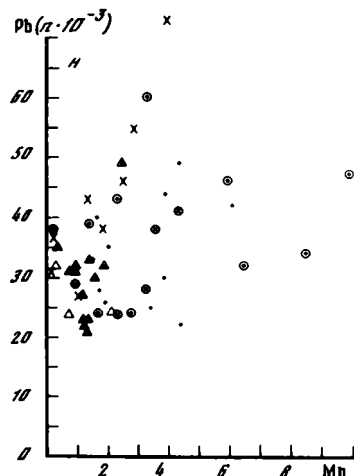


Р и с. 13. Корреляционные соотношения тяжелых металлов в верхнекайнозойских отложениях скв. 396

Содержание тяжелых металлов — вес.% в пересчете на БТКВ; Al_2O_3 — вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску. Литологические подразделения: 1 — I-1A; 2 — I-1B; 3 — I-2A; 4 — I-2B; 5 — I-2C; 6 — I-2D; 7 — II



Р и с. 13 (продолжение)



Р и с. 13 (окончание)

связь в разрезах осадков обеих пространственно разобщенных впадин распределения тяжелых металлов и гидроокислов Fe и Mn позволяют считать, что эти элементы представлялись гидротермальными растворами, восходящими из рифтовой впадины приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Формирование гидроокислов Fe и Mn происходило при взаимодействии гидротерм с морской водой. Это явление сопровождалось массивным соосаждением рассеянных тяжелых металлов.

ИСТОРИЯ АККУМУЛЯЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДКАХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Верхнекайнозойские отложения, накапливавшиеся в небольших изолированных впадинах приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта, представлены относительно однообразной толщей наннопланктонных илов с переменными количествами остатков фораминифер, рассеянными гидроокислами железа. Однако, несмотря на такую общность, их седиментация протекала в известной мере в разобщенных впадинах, различавшихся и по гидродинамическому режиму. Об этом свидетельствует заметно различное стратиграфическое положение турбидитных слоев, представленных фораминиферовыми песками. Неизбежно возникает вопрос: насколько широкий региональный характер имели в истории осадконакопления интервалы аккумуляции тяжелых металлов?

Изложенные выше материалы (см. табл. 16–23 и рис. 6–13) и схематические профили распределения содержания ряда металлов в разрезах верхнего кайнозоя западного и восточного флангов хребта (рис. 14–19) позволяют сделать ряд выводов.

Железо. В истории аккумуляции осадков западной и восточной впадин приосевой зоны хребта можно выделить главные региональные этапы, когда в близкие геохронологические интервалы происходило значительное (по концентрации и общему количеству) накопление этого металла (см. рис. 14). Таких региональных этапов два. Первый — среднемиоценово-позднемиоценово-плиоценовый, когда формировались существенно глинистые осадки с переменными количествами наннопланктонных илов, фрагментов разложенного базальтового стекла, обогащенные гидроокислами железа, марганца. Осадки залегают на глубоко измененных базальтах второго сейсмического слоя. Следует отметить, что металлоносные осадки, залегающие на базальтах, почти повсеместно распространены в Мировом океане и являются продуктами главным образом гидротермальной деятельности осевых зон [Boström, 1973; Boström, et al., 1971]. Второй этап — позднеплиоценовый (зона *Globorotalia tosaensis*). В это время в обеих впадинах накапливались ощутимые концентрации (см. табл. 20–23) железа: при снятии разбавляющего влияния карбонатного, алюмосиликатного, кремнистого материала становится очевидным, что гидроокислы Fe являются главным компонентом осадка. Его поступление следует связывать с крупной вспышкой гидротермальной активности рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Наряду с этими региональными этапами аккумуляции Fe для каждой впадины выделяются интервалы локального значения. Такие интервалы характерны лишь для осадконакопления одной из впадин и не наблюдаются в другой. Так, после формирования базальтовых металлоносных осадков западной впадины в позднем миоцене—плиоцене происходило накопление наннопланктонных илов (подсерии I–4), относительно обедненных Fe: нет — 47,60 (среднее — 24, 92%) (см. табл. 21, рис. 14). В восточной впадине осадки, сменяющие базальные металлоносные отложения (пачка I–2D, нижняя часть плиоцена), характеризуются более высокими концентрациями Fe: 17,26–74,86 (37,74%) (см. табл. 23).

Выше в разрезе верхнего кайнозоя обеих впадин, за исключением уже упоминавшихся региональных этапов, также отмечаются выраженные местные различия в истории накопления железа (см. рис. 14). Такие различия связаны, по-видимому, с локальными проявлениями гидротермальной деятельности в районе каждой из обсуждаемых впадин и структурой палеотечений.

Марганец. В истории накопления этого металла выделяются два крупных региональных этапа, соответствующих этапам аккумуляции железа (см. рис. 15, табл. 20–23). Локальные интервалы формирования накоплений Mn существенно различаются для каждой из рассматриваемых впадин. Из рассмотренных выше парагенетических

соотношений Mn с Fe и особенностей седиментации в позднем кайнозое можно сделать вывод о гидротермальном привносе Mn. Причем распределение Mn в значительной мере контролировалось генетически близким компонентом — гидроокислами Fe, игравшими роль соосадителя.

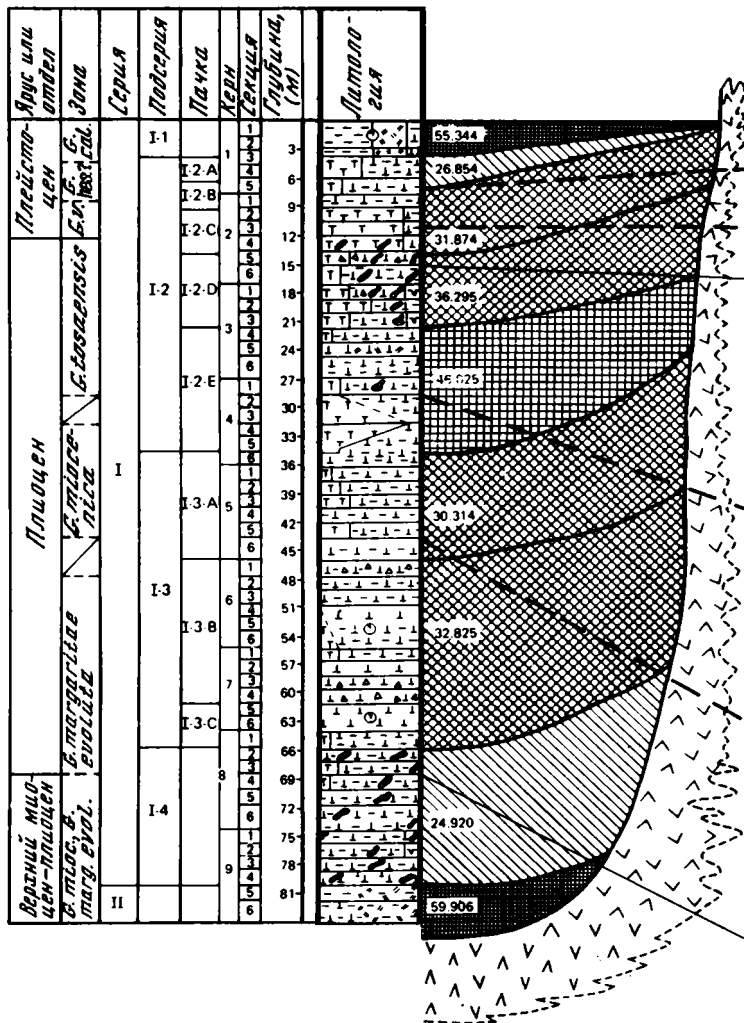
Ванадий. Для него, как и для железа, наблюдаются два крупных региональных этапа накопления в истории позднекайнозойской седиментации (см. рис. 16, табл. 20–23). Однако интенсивность накопления V в западной впадине, общий уровень концентрации этого металла существенно выше, чем во впадине восточного фланга хребта. Обращает на себя внимание, что продолжительность относительно позднего регионального этапа накопления V эквивалентна двум фораминиферным зонам: *Globorotalia tosaensis* и *Globorotalia miocenica*, отвечающим второй половине плиоцена. Относительная обогащенность осадков западной впадины ванадием отражает, по-видимому, специфическую эндогенную активность этого участка в позднем кайнозое. В данных осадках наблюдается повышенные концентрации Fe, Mn и других металлов (см. рис. 14, 15, табл. 20–23).

Кобальт. Намечаются два крупных региональных этапа накопления Co, соответствующие этапам аккумуляции Fe, Mn, V (см. рис. 17, табл. 20–23). Важно отметить, что для рассматриваемого элемента геохронологический объем позднего регионально-го этапа несколько увеличен за счет осадков пачки I–2D (верхние слои плиоцена, верхняя часть зоны *Globorotalia tosaensis*). В целом для осадков верхнего кайнозоя западной впадины характерны существенно более высокие концентрации Co, чем для аналогичных отложений впадины восточного фланга.

Медь. Картина распределения содержания Cu в верхнекайнозойских осадках во многом совпадает с рассмотренными выше особенностями аккумуляции Co (см. рис. 17, 18, табл. 20–23): выявляются два выраженных региональных этапа: осадки западной впадины относительно обогащены данным металлом. Особо следует отметить заметную обедненность медью базальных осадков восточной впадины.

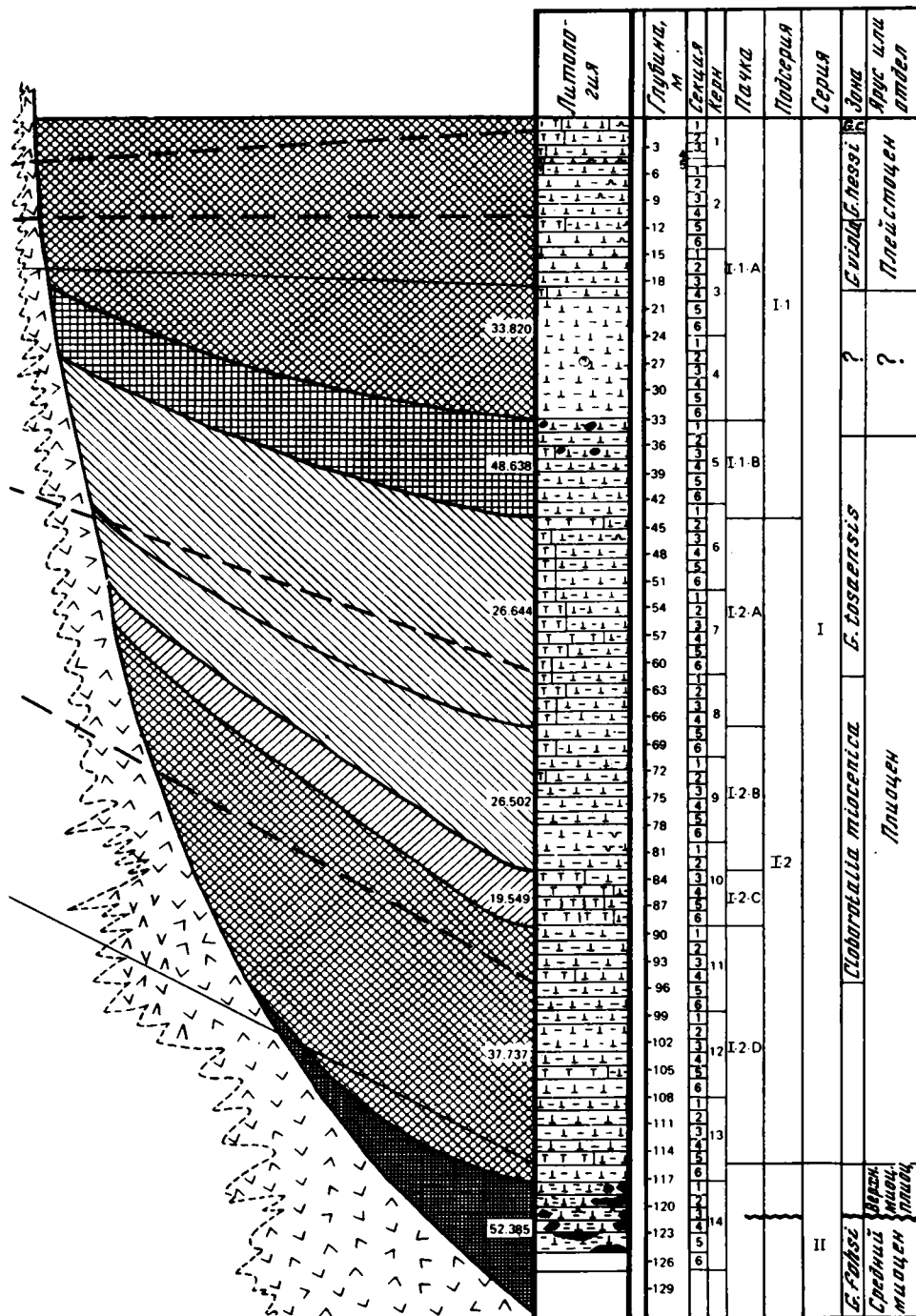
Титан. Он является компонентом, история накопления которого (см. рис. 19, табл. 20–23) заметно отличается от группы тяжелых металлов и алюминия (данные о них приведены в разделе “Литология, минералогия, особенности геохимии главных компонентов верхнекайнозойских отложений”). Так, для TiO_2 не наблюдается накопления сколько-нибудь значительных концентраций в базальных осадках, покрывающих измененные породы второго сейсмического слоя. Однако относительно повышенные концентрации TiO_2 отмечаются на позднеплиоценовом региональном этапе (см. рис. 19), характерном также и для большинства тяжелых металлов (верхняя часть зоны *Globorotalia tosaensis*). Подобная региональная выдержанность отложений, сравнительно обогащенных TiO_2 , в пределах узкого геохронологического интервала и приуроченность к этому интервалу сравнительно высоких концентраций Fe, Mn, V, Co, Cu и других тяжелых металлов дают основание считать, что в это время имел место массивированный импульс поступления гидротермальных растворов из приосевой зоны хребта. Растворы, по-видимому, отличались крайне низкими величинами pH и, возможно, высокой температурой. При нейтрализации этих растворов морской водой происходило массивированное формирование TiO_2 , гидроокислов Fe и Mn, сопровождавшееся интенсивным соосаждением ряда тяжелых металлов, находящихся в данной системе. Под действием гидрологических факторов и известной соосаждающей роли карбонатного наннопланктонного материала происходили последующее перераспределение компонентов и их накопление в седиментационных впадинах.

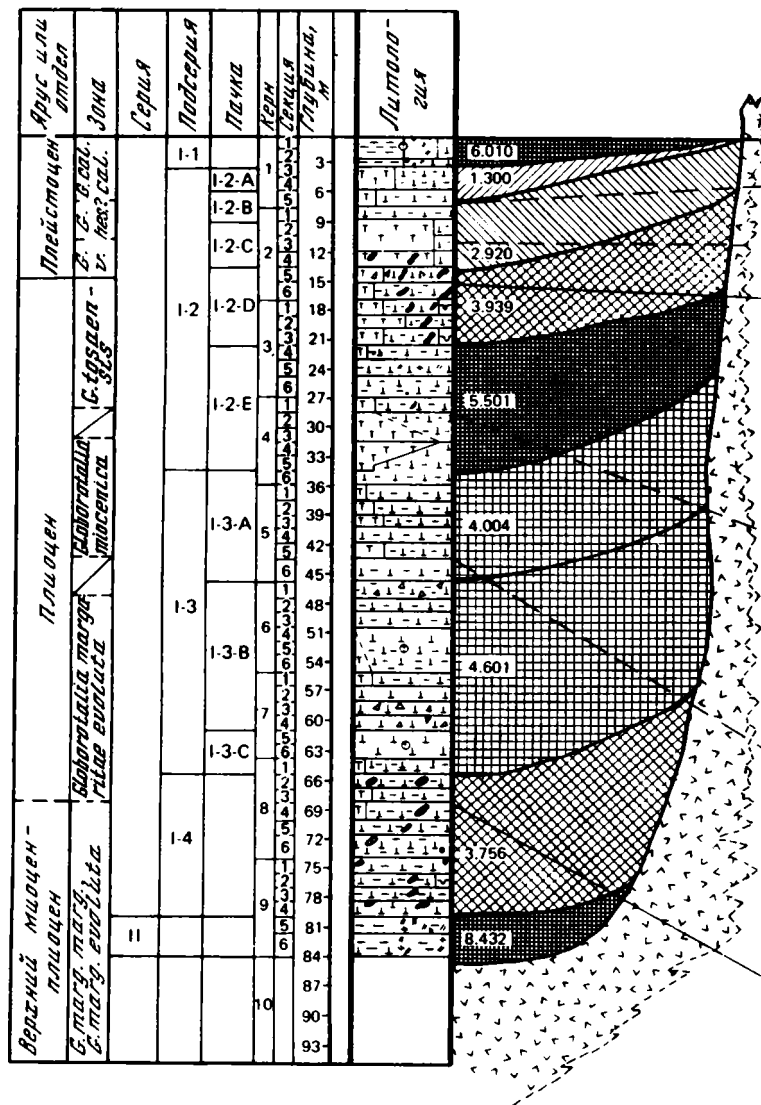
При интерпретации особенностей распределения Ti в данных осадках нельзя не учитывать также и существенной роли тонкого детрита ультрабазитов. В процессе постседиментационного изменения такого материала могли формироваться продукты, существенно обогащенные TiO_2 . К подобным слоям, очевидно, следует отнести пачку I–3B (скв. 395), в которой относительно высокие концентрации TiO_2 коррелируются с заметными количествами фрагментов измененных ультрабазитов, серпентинита.



Содержание Fe (вес.% в пересчете на БТКВ): 1 - > 50; 2 - 40-50; 3 - 30-40; 4 - 20-30; 5 - < 20

Остальные условные обозначения см. на рис. 3

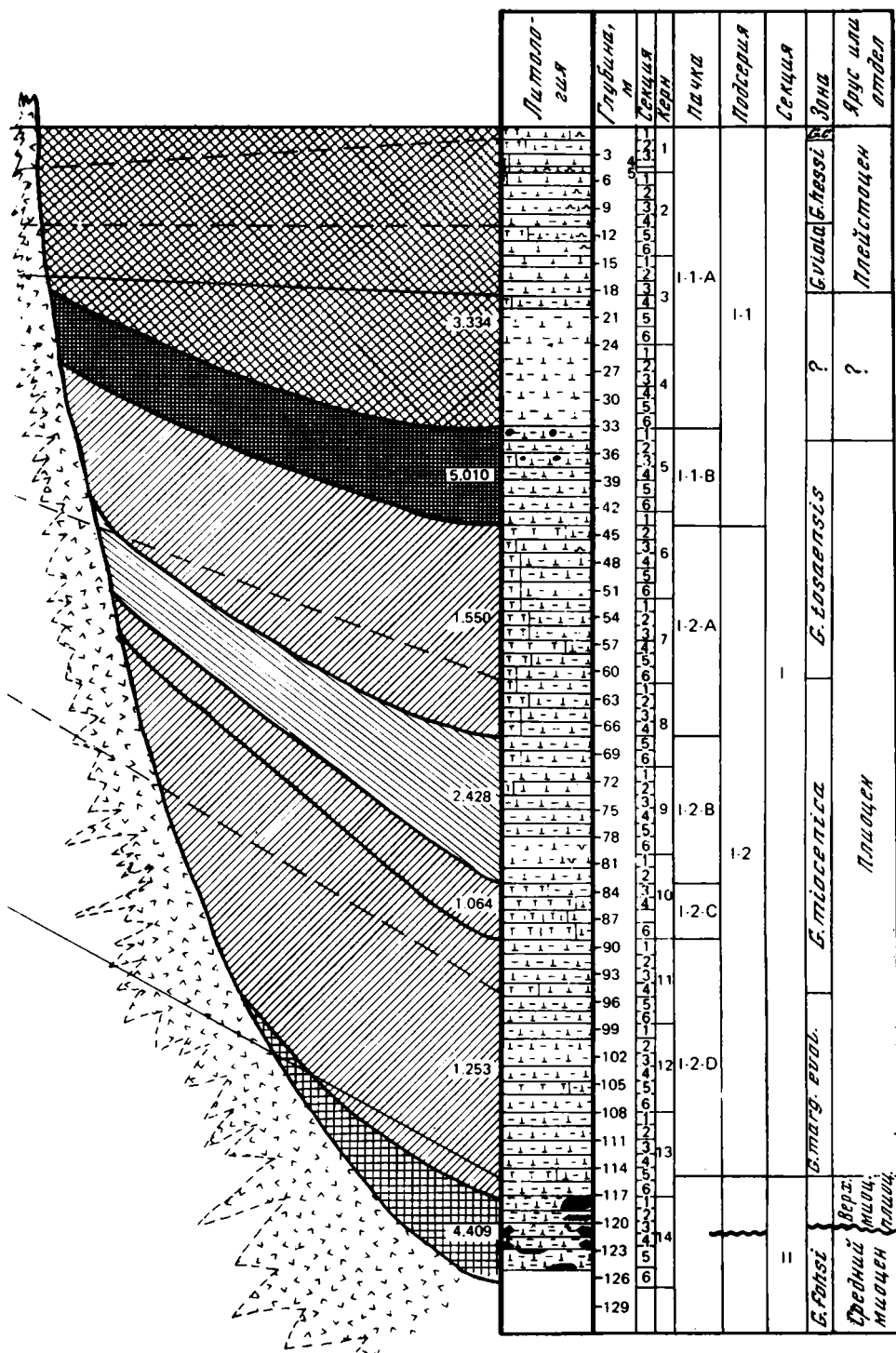


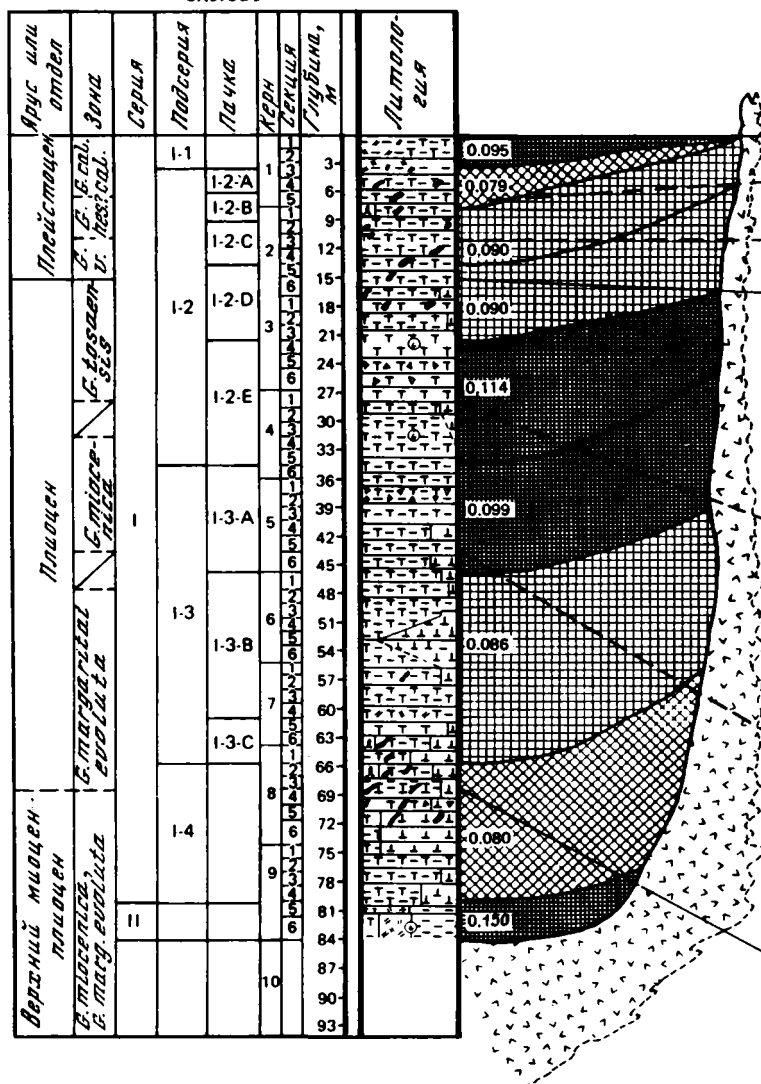


Р и с. 15. Схематический профиль распределения Мп в верхнекайнозойских отложениях района Срединно-Атлантического хребта

Содержание Мп (вес.% в пересчете на БТККВ): 1 — > 5,0; 2 — 4,0–5,0; 3 — 3,0–4,0; 4 — 2,0–3,0; 5 — < 2,0

Остальные условные обозначения см. на рис. 3

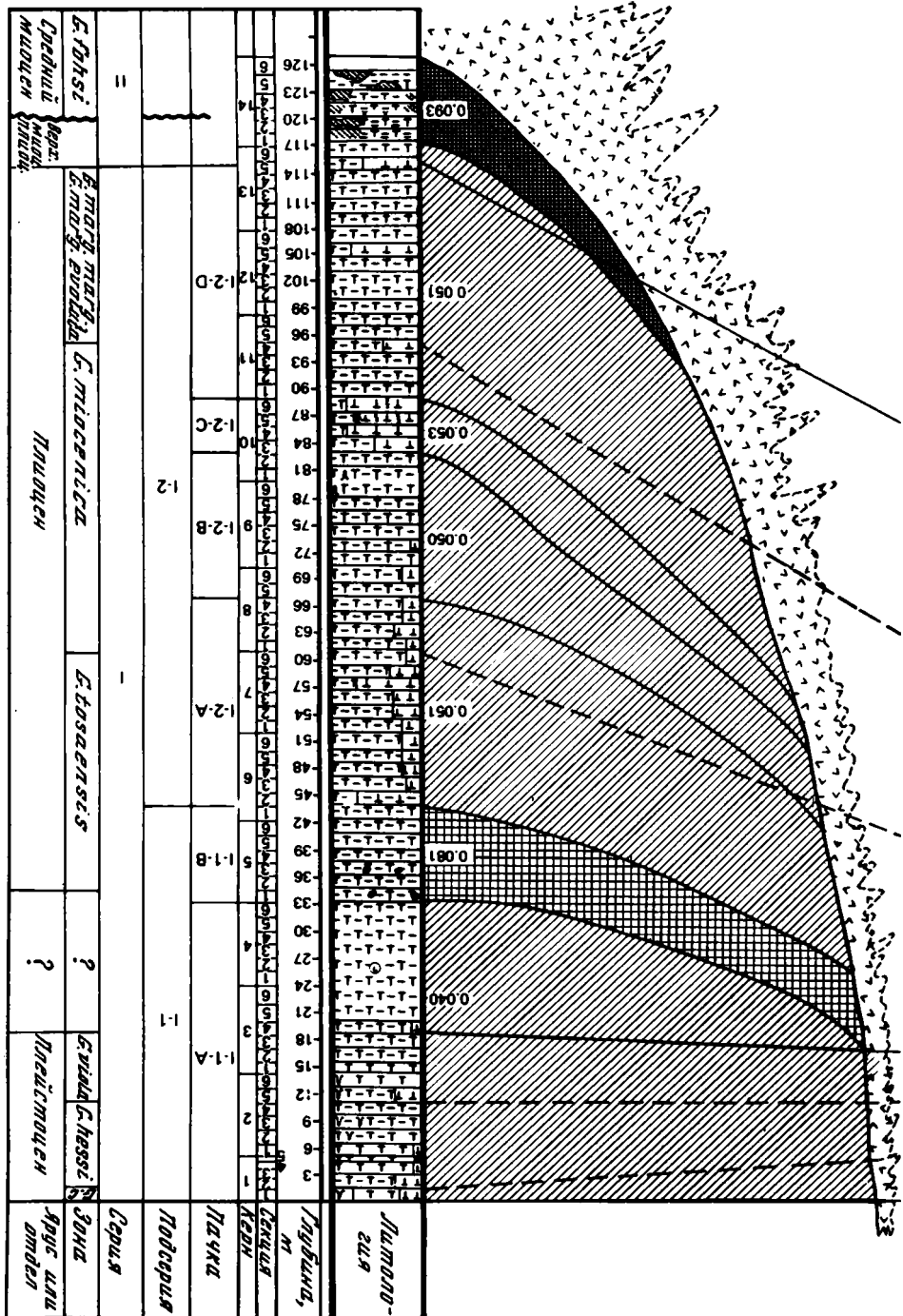


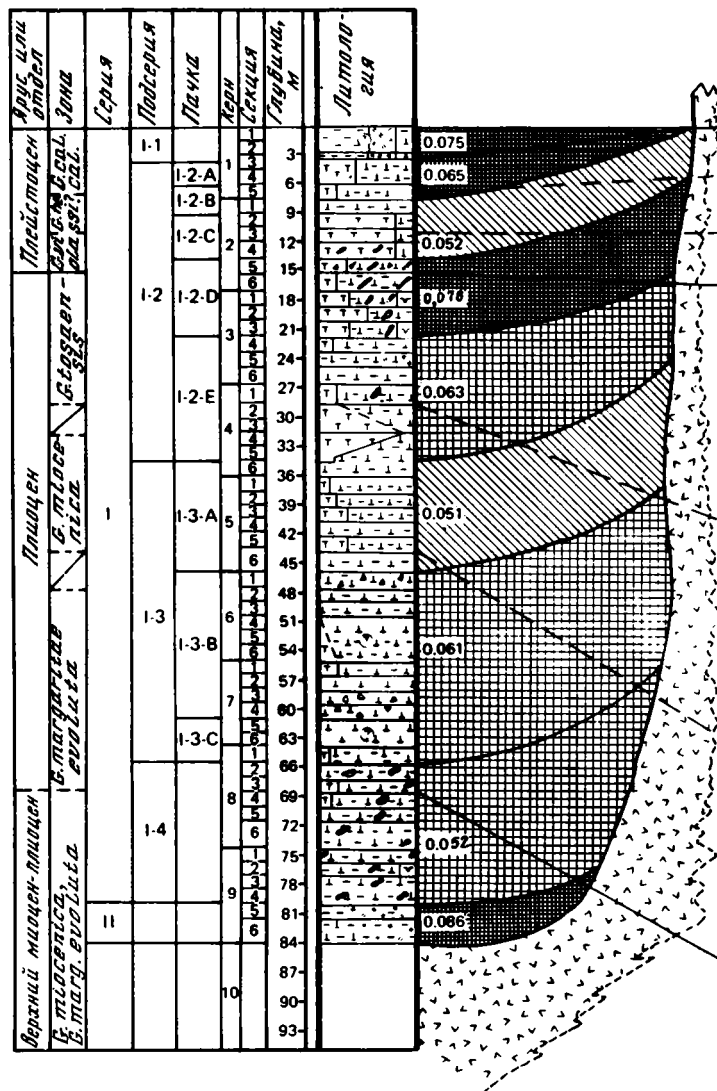


Р и с. 16. Схематический профиль распределения V в верхнекайнозойских отложениях района Срединно-Атлантического хребта

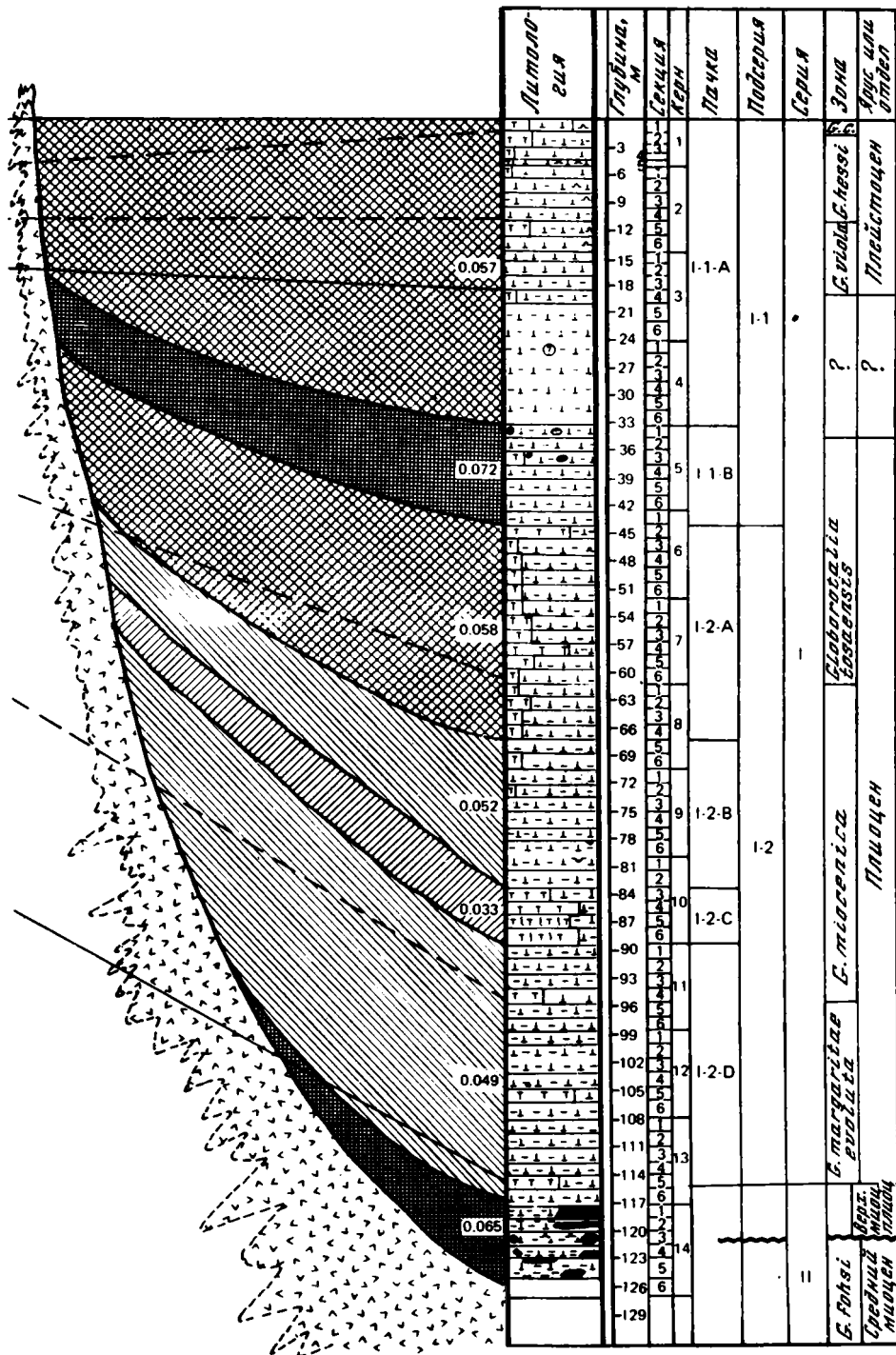
Содержание V (вес.% в пересчете на БТКВ): 1 - $> 0,09$; 2 - $0,08-0,09$; 3 - $0,07-0,08$; 4 - $0,06-0,07$; 5 - $\leq 0,06$

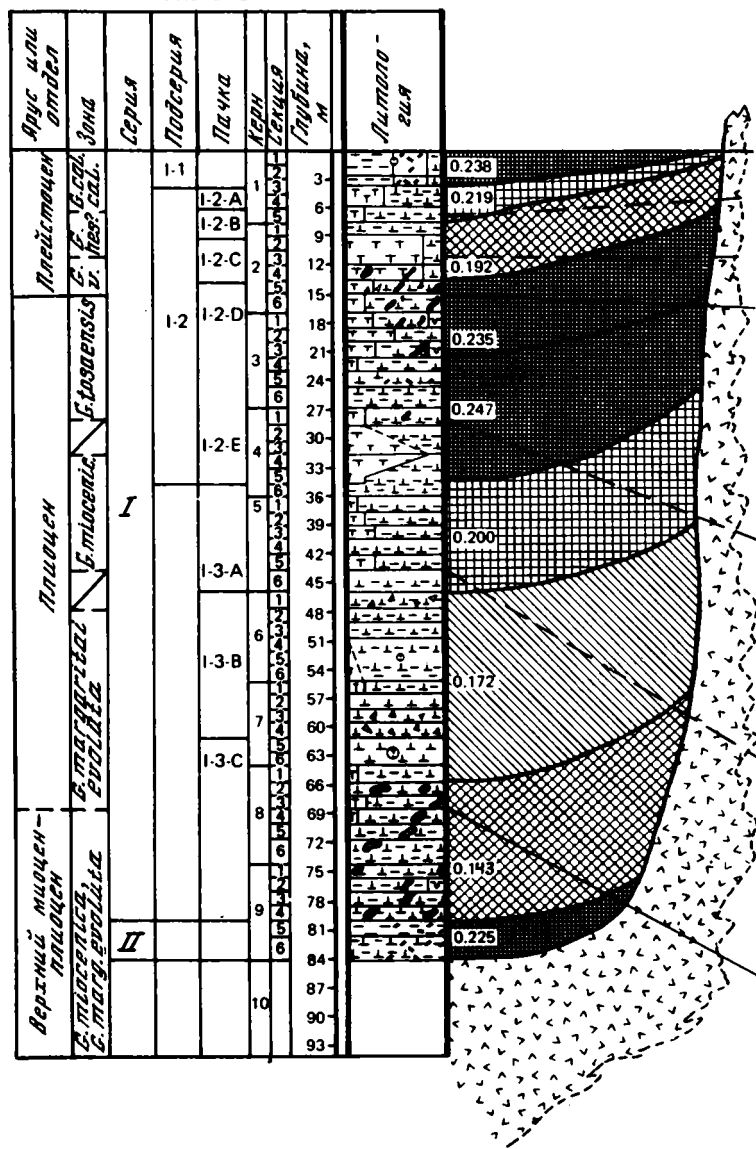
Остальные условные обозначения см. на рис. 3



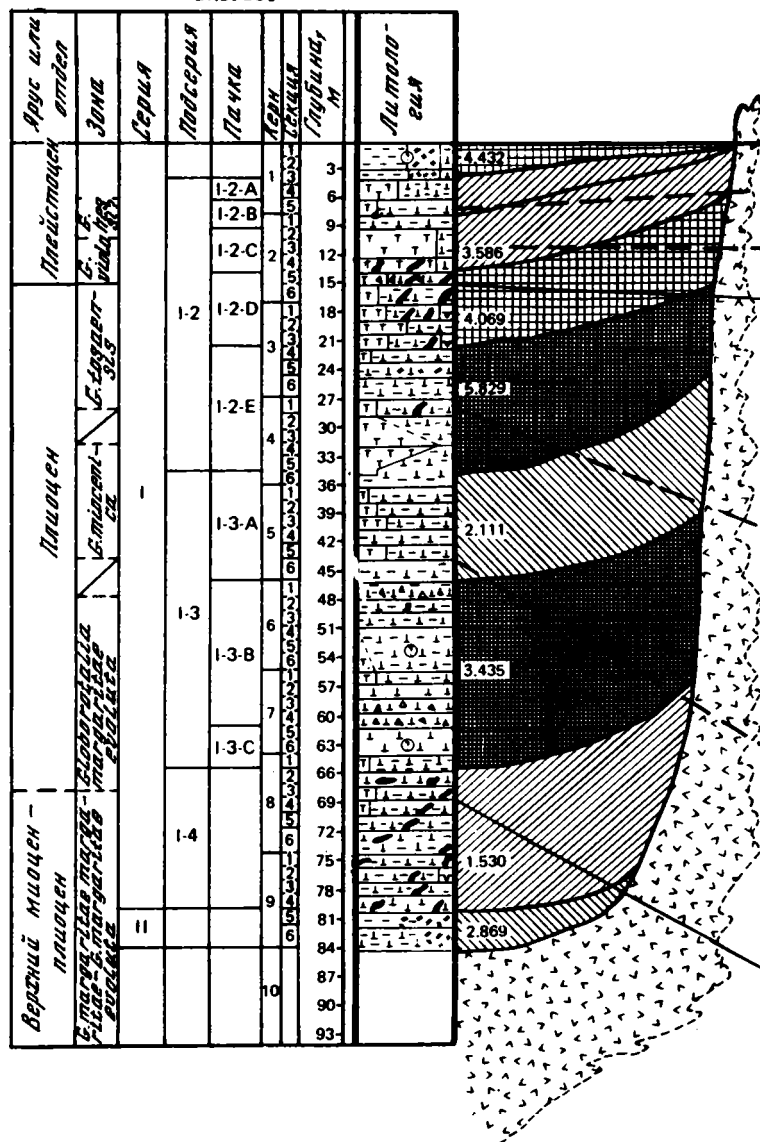


Р и с. 17. Схематический профиль распределения Со в верхнекайнозойских отложениях района Срединно-Атлантического хребта
 Содержание Со (вес.% в пересчете на БТКВ): 1 – > 0,065; 2 – 0,060–0,065; 3 – 0,055–0,060; 4 – 0,045–0,055; 5 – < 0,045
 Остальные условные обозначения см. на рис. 3





Р и с. 18. Схематический профиль распределения Cu в верхнекайнозойских отложениях района Срединно-Атлантического хребта
Содержание Cu (вес.% в пересчете на БТККВ): 1 – $> 0,225$; 2 – $0,200-0,225$; 3 – $0,175-0,200$; 4 – $0,150-0,175$; 5 – $< 0,150$
Остальные условные обозначения см. на рис. 3



Р и с. 19. Схематический профиль распределения TiO_2 в верхнекайнозойских отложениях района Срединно-Атлантического хребта
Содержание TiO_2 (вес. % в пересчете на БТКВ) : 1 – > 5,00; 2 – 4,00–5,00; 3 – 3,00–4,00; 4 – 2,00–3,00; 5 – < 2,00
Остальные условные обозначения см. на рис. 3

ВЫВОДЫ

Осадки верхнего кайнозоя, которые накапливались в небольших впадинах на флангах приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта (23° с.ш.), представлены относительно однообразной толщей наннопланктонных илов с переменными количествами фораминифер, примесью гидроокислов железа, глинистого материала, измененной вулканокластики.

Изучение особенностей геохимии тяжелых металлов в разрезе этих отложений (скв. 395, 396; после снятия влияния карбонатного, терригенного, кремнистого разбавления путем перерасчетов) позволяет считать, что они образуют выраженную ассоциацию с Fe. Высокая сорбционная активность гидроокислов Fe и Mn контролирует распределение тяжелых металлов в этих отложениях. Для Al_2O_3 не установлена сколько-нибудь отчетливая корреляционная зависимость с тяжелыми металлами.

В позднекайнозойской аккумуляции тяжелых металлов выделяются два широко-региональных этапа формирования относительно высоких концентраций: а) среднемиоценово-позднемиоценово-плиоценовый (в это время формировались металлоносные базальные осадки, залегающие на измененных породах второго сейсмического слоя) и б) позднеплиоценовый (зона *Globorotalia totaensis*): наннопланктонные илы, накапливавшиеся в это время, отличались относительно высокими концентрациями тяжелых металлов.

Источниками тяжелых металлов являлись гидротермы, поступавшие из приосевой части хребта и отчасти из разломных зон флангов.

Вследствие местного перераспределения материала (палеогидрология) и поступления гидротерм из локальных разломных зон осадки впадины западного фланга хребта (скв. 395) относительно обогащены тяжелыми металлами по сравнению с отложениями восточной впадины (скв. 396).

**ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ
(РЕЙС 71-Й)**

**ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНОВ
ПЛАТО ФОЛКЛЕНД И АРГЕНТИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ**

В нашем распоряжении был керновый материал скв. 511, 513 и 513А 71-го рейса (см. рис. 1). Цель исследований заключалась в том, чтобы на основе литологического и фациального анализов, детального изучения состава пород, их текстурно-структурных особенностей и минералогии глинистого компонента установить литологические и минеральные критерии расчленения рассматриваемых отложений и выявить закономерности в истории их накопления.

Надо заметить, что скважины 71-го рейса судна "Гломар Челленджер" пробурены в геологически сложном районе. Он входит в зону раздвижения в конце мезозоя—начале кайнозоя трех материков: Южной Америки, Антарктиды и Африки [Initial Reports..., 1983]. Это раздвижение, несомненно, должно было сказываться на океаническом осадконакоплении, в частности на глинообразовании в переходной зоне. При рассмотрении терригенного осадконакопления в Южной Атлантике Э.С. Тримонис [1981] уже отмечал важную роль тектонического движения материков (Южной Америки и Африки) в неравномерном поступлении терригенного материала в бассейны переходной зоны от континентов к океану, в резких вариациях глубин и морфологии подводного рельефа, в изменениях поверхностных и донных течений и т. п. Это относится непосредственно и к рассматриваемому нами району плато Фолкленд (скв. 511), который был близок к материковой окраине такого типа, о чем свидетельствует нахождение в скв. 330 (отстоящей от скв. 511 всего на 10 км) гранитного основания в виде докембрийских пегматитовых гнейсов (обнаруженных на глубине 550 м и имеющих абсолютный возраст 535 млн. лет). Бассейны переходной зоны района плато Фолкленд и Аргентинской котловины отличались интенсивной поставкой терригенного материала в альбе—сеномане с заметным ослаблением ее на границе мела и третичного периода.

Непосредственно в районе плато Фолкленд В.А. Крашенинников и И.А. Басов [1981] отмечали существование в поздней юре и раннем мелу мелководных замкнутых впадин с ограниченной циркуляцией вод и восстановительными условиями седиментации, в которых накапливались осадки с повышенным содержанием органического углерода — так называемые "черные сланцы".

На границе раннего и позднего мела постепенное погружение впадин сменилось резким опусканием, что привело к накоплению в альб—сеноманское время известково-глинистых и кокколитовых осадков.

В позднем кампане—среднем маастрихте в районе плато Фолкленд отлагались карбонатные фораминиферовые илы с глауконитом и цеолитом. В кайнозое, точнее в палеоцен—эоцене, на этом участке формировались пелагические глинистые осадки. После раскрытия пролива Дрейка, с позднего эоцена до настоящего времени на плато отлагались диатомовые илы, чередовавшиеся с наннопланктонными осадками, одновременно с формированием покровного оледенения в районе Антарктиды. В пределах Аргентинской котловины (район скв. 513 и 513А) разрез неоген—четвертичных осадков (от нижнего олигоцена до плейстоцена включительно) складывается переслаиванием диатомовых осадков с наннопланктонными илами, которое отражает сложную картину флюктуаций полярного фронта антарктической конвергенции [Крашенинников, Басов, 1981].

Подобная обстановка осадконакопления в районе расположения скважин 71-го рейса в значительной мере определяла формирование как самих литолого-фациальных типов осадков, так и специфику свойственных им глинистых минералов.

Эволюция фациальных условий формирования биогенно-терригенных (глинистых) осадков сильно осложнялась многократными перерывами осадконакопления в раннем сеномане—туроне, маастрихте—палеоцене, раннем олигоцене—плиоцене и плиоцене—плейстоцене, которые зафиксированы в изученных разрезах.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Скважина 511

Скважина, пройденная в районе плато Фолкленд ($51^{\circ}00'28''$ ю. ш.; $46^{\circ}58'30''$ з. д.), расположена в 10 км южнее скв. 330 (36-го рейса). Она пробурена с непрерывным отбором керна до 632 м. Глубина океана в этой точке 2589 м.

Осадочная толща, вскрытая скв. 511, имеет широкий возрастной диапазон: от поздней юры до раннего олигоцена включительно, причем главную по мощности часть этой толщи (керны 23—70) составляют мезозойские отложения (рис. 20).

Разрез характеризуется неполнотой стратиграфической колонки: отдельные горизонты или совсем отсутствуют, или представлены сильно сокращенными мощностями. Как уже отмечалось выше, в ней констатируются следы седиментационных перерывов. Толща сложена разнообразными породами, но все они произошли из глинистых или известково-глинистых (кокколитовых и фораминиферовых) илов, обогащенных то органическим веществом смешанного состава с преобладанием сапропелевого материала, то раковинным детритом, то биогенной SiO_2 . Примесь алевроитовых и мелкопесчаных частиц в этих породах обычно ничтожно мала. Прослой с заметной примесью пирокластики очень редки. Иногда бывают заметны следы биотурбации первичных осадков.

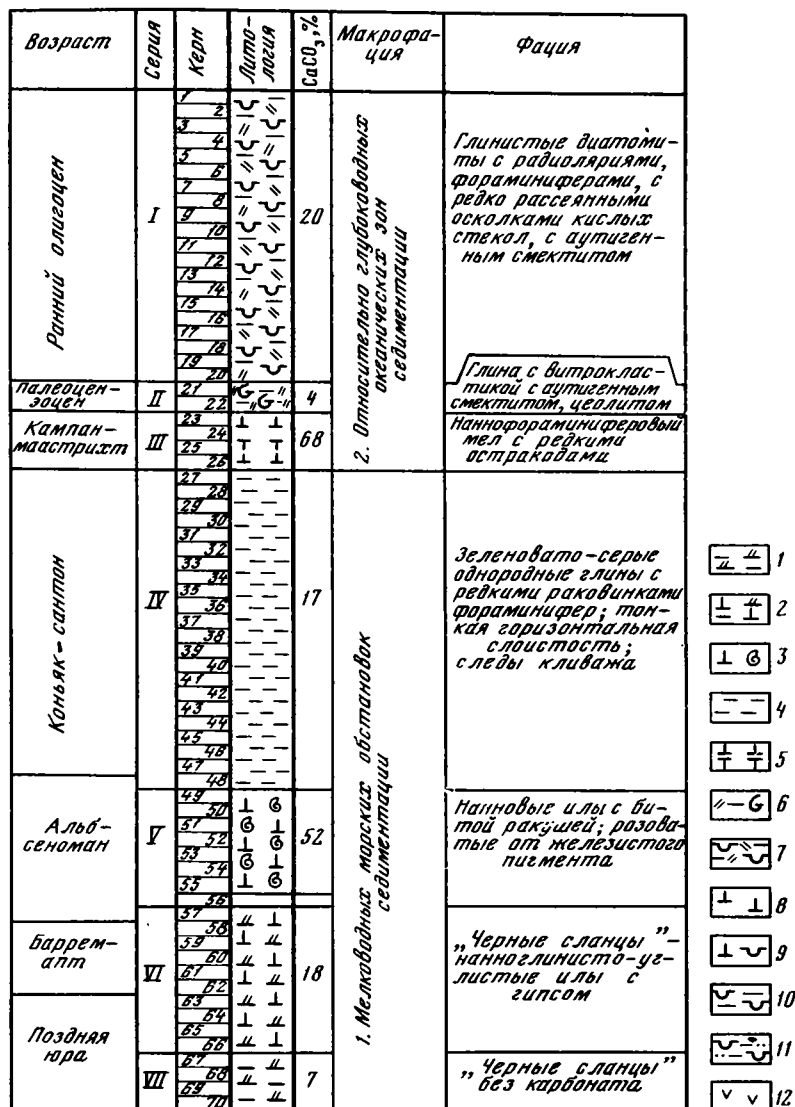
По литологическим признакам весь разрез скв. 511 делится нами на семь серий. Описание пород каждой серии дается снизу вверх по разрезу.

Серия VII (керны 67—70, мощность ~ 36 м), поздняя юра. Она складывается темно-серыми тонколистатыми сапропелевыми глинами с примесью гумусового материала ($\text{C}_{\text{орг}}$ до 4,1%), известными в литературе под названием "черные сланцы". Породы слабокарбонатны (они содержат до 7% CaCO_3). Основная масса осадков состоит из глинистого материала, обогащенного органическим веществом смешанного состава, с редко рассеянными алевроитовыми частицами кварца, полевых шпатов, слюд; среди тяжелых минералов (которые в мелкоалевритовой фракции составляют сотые доли процента) преобладают рудные зерна, единичны зерна циркона, граната и рутила. Осадки обогащены пиритом, которым чаще всего замещаются органоглобули, а иногда инкрустируется витринит. Глинистые частицы ориентированы субпараллельно, относятся к детритному матриксу и не проявляют заметных признаков постседиментационных изменений. Они представлены в основном слабо набухающими смешаннослойными минералами (Г-М), близкими к гидрослюде; присутствует небольшая примесь иллита и хлорита. В породах часто встречаются розетковидные агрегаты аутигенного тонковолокнистого гипса.

Органическое вещество относится к смешанному типу с преобладанием сапропелевого материала, представленного в основном органоглобулями¹. Органоглобули имеют размер 4—20 мкм, бурый цвет и достаточно четкие контуры. Они относятся к микрокомпонентам типа-класса альгинито-талломит [Боголюбова и др., 1979]. Органоглобули погружены в сапро-коллинит, который с глинистой составляющей образует органо-минеральную смесь желтовато-бурого, местами буровато-бежеватого цвета, иногда с сероватым оттенком. Сапропелевый материал неравномерно распределяется в осадке, образуя пятна, обогащенные альгинито-талломитом, а также линзовидные слои, подчеркивающие горизонтальную и горизонтально-волнистую слоистость осадка. Среди сапропелевого материала нередко встречаются водоросли тасманитес.

Гумусовому материалу принадлежит второстепенная роль в органическом веществе осадка. Он представлен главным образом фрагментами тканей, иногда щепкообразной

¹ Ранее мы относили их к новым видам цист органодинотриплексов [Боголюбова и др., 1979; Timofeev, Bogoliubova, 1981].



Р и с. 20. Литолого-фациальная схема разреза отложений скв. 511

Условные обозначения к рис. 20 и 21

1 — "черные сланцы"; 2 — "черные сланцы" с кокколитами; 3 — биогенно-карбонатные породы; 4 — глины; 5 — наннофораминиферовые илы; 6 — глинистые илы с пепловым материалом и с аутигенным, слабо глауконитизированным смектитом; 7 — глинистые диатомиты с пепловым материалом; 8 — наннофоссилии илы; 9 — наннодиатомовые илы; 10 — глинистые диатомиты; 11 — глинистые диатомиты с глациотерригенным материалом; 12 — базальты

формы, а также крупным и мелким, часто оскольчатым аттринитом, довольно равномерно рассеянным в осадке. В составе гумусового материала преобладают черные фюзенизированные микрокомпоненты, относящиеся к ксилонитро-фюзиниту и витро-фюзиниту. Витринит встречается значительно реже. Это обычно довольно крупные (иногда в длину больше поля зрения микроскопа) фрагменты тканей оранжево-красного цвета, нередко с трещинами отдельности. Расположение в осадке фрагментарных гумусовых микрокомпонентов обычно беспорядочное, но иногда бывает и послойное. Среди органического вещества осадка в небольшом количестве присутствует сапро-гумо-коллинит,

который в отличие от сапро-коллинита имеет красноватый оттенок. В верхней части разреза (кern 67) осадок становится более карбонатным за счет появления значительного количества кокколитов. Одновременно в составе сапропелевого материала наблюдается уменьшение количества органоглобуль и увеличение количества сапро-коллинита, хотя общее содержание органического вещества сохраняется сравнительно высоким.

По всему разрезу этого отрезка толщи "черных сланцев" отмечается обогащение осадка кристаллами пирита различных размеров, возникшими в основном по органоглобулям, реже наблюдается приуроченность его к фрагментам витринита.

Серия VI (керна 57—66, мощность ~ 90 м), поздняя юра—альб. Это темно-серые глины углистые, то тонколистоватые, то более компактные. Все они легко размокают в воде. Отличаются от пород нижележащей серии несколько более высоким содержанием CaCO_3 , которое за счет кокколитов достигает здесь 18%. Породы имеют микрорванную текстуру: светлые пятна — скопления кокколитов, темные — сапропелевая масса с редкими, полурасстворенными кокколитами. Имеется постоянная, но малая примесь алевроитовых частиц. Встречаются мелкие костные остатки рыб, гнезда аутигенного гипса. Глинистое вещество тонкодисперсное; похоже, что оно произошло из коллоидного раствора (поступало в осадки вместе с органическими коллоидами) и *in situ* раскристаллизовывалось в Са, Na-сметиты либо в близкий к ним смешанно-слоистый, сильно набухающий минерал (M-i).

В верхней части серии (керна 57—59) породы более светлые и не листоватые. Здесь (кern 59, секция 2) встречен очень интересный минерал — бледно-зеленый новообразованный монтмориллонит в виде изометричных и эллипсовидных, хорошо очерченных тонкозернистых выделений. Основная масса породы состоит из глинистого вещества. Присутствуют раковины фораминифер, полурасстворенные кокколиты.

Органическое вещество, так же как и в серии VII, относится к смешанному типу. Однако в его сапропелевой составляющей преобладает сапро-коллинит. Он цементирует небольшое количество органоглобуль (альгинито-талломита), имеющих, как правило, нечеткие контуры. В ряде случаев сапро-коллинит имеет комковато-глобулярное строение, подчеркивающее его происхождение за счет гелефикации органоглобуль.

Среди гумусового материала преобладают черные, чаще всего щепкообразные фрагменты физионизированных тканей, а также крупный и мелкий черный щепкообразный и таблитчатый аттринит. В подчиненном количестве встречаются крупные и мелкие включения витринита оранжево-красного цвета, некоторые из них частично пиритизированы. Коллоидное гумусовое вещество, очевидно, находится в смеси с сапропелевым, образуя сапро-гумо-коллинит, выделяющийся по красноватому оттенку.

Вверх по разрезу, начиная с керна 63, содержание гумусового материала постепенно падает, и форма его залегания становится в основном аттринитной. Вместе с тем появляются отдельные слои (кern 62, секции 2—5; kern 61, секции 1 и 3; kern 59, секции 1 и 3) с уменьшенной карбонатностью, в которых органоглобули преобладают и характеризуются отчетливыми контурами. Начиная с керна 58 общее содержание органического вещества резко падает, хотя состав его сохраняется смешанным.

Серия V (керна 49—56, мощность ~ 72 м), альб—сеноман. С резким контактом на породах серии VI лежит совершенно иная серия пород. Они выделяются даже чисто внешне своей светлой пятнистой окраской в розово-коричневые тона. В них часто присутствуют крупные обломки раковин моллюсков. Постоянно встречаются раковинки фораминифер; отмечаются единичные створки остракод. В отдельных прослоях так много раковинного детрита, что порода может быть названа ракушечником или органогенно-обломочным известняком. Основная масса, вмещающая обломки раковин, состоит из плохо сохранившихся кокколитов и глинистого вещества, которое неравномерно окрашено железистым пигментом в розовые, разных оттенков бурые и коричневые тона.

Глинистое вещество тонкодисперсно, под микроскопом не обнаруживает постседиментационных преобразований. По составу оно полиминерально и складывается двумя типами смешанно-слоистых минералов (M-i) и (i-M) с примесью иллита и каолинита. Зримого органического вещества не встречено.

Серия IV (керна 27—48, мощность ~ 180÷200 м), коньяк—сантон. Это — темно-серые глины (аргиллитоподобные — не до конца размокают в воде), тонкогоризонтально-слоистые, со следами кливажа и зеркалами скольжения. Гранулометрически глины

чистые, почти без примеси алевритовых частиц. Карбонатность, которая связана с присутствием раковин фораминифер, колеблется от 9 до 21, реже до 31, составляя в среднем 17%. Серые оттенки пород обусловлены тонкораспыленными частицами аттринита, представленного фузинитом, в меньшем количестве — витринитом.

Глинистое вещество, слагающее основную массу рассматриваемой, серии пород, полиминерально и имеет детритный характер; его тончайшие чешуйки обычно имеют одинаковую ориентировку, подчеркивая этим слоистую текстуру осадков. В составе пелитовых фракций преобладает устойчивый, сильно набухающий смешаннослойный минерал с преобладанием монтмориллонитовых пакетов (до 70%). Кроме того, постоянно присутствуют детритные иллит и хлорит. В некоторых образцах глинистых пород бывают хорошо заметны следы биотурбаций.

Серия III (керны 23—26, мощность ~ 36 м), кампан—маастрихт. Она объединяет породы, резко отличные от нижележащей серии IV. Это мучнистые, светлые, палевые мелоподобные кокколито-фораминиферовые илы. В основной глинисто-кокколитовой массе много раковин фораминифер; изредка встречаются единичные и парные створки ostracod. Нерастворимый остаток (32—37%) состоит в основном (на 97—100%) из глинистого материала. Глинистое пелитоморфное вещество содержит в своем составе сильно набухающий минерал (M-i) с примесью цеолита. Среди алевритовых частиц (составляющих до 3% всей породы) заметны отдельные осколки кислых вулканических стекол. Зримого органического вещества не обнаружено.

Серия II (керны 21—22, мощность ~ 18 м), палеоцен—эоцен. Эта серия включает породы, которые в рассматриваемом разрезе составляют всего лишь около 18 м по мощности, но они весьма своеобразны. Зеленовато-серые, слабокарбонатные (4% за счет биогенного CaCO_3) глины с небольшой примесью витрокластического материала (осколков бесцветных и коричневых вулканических стекол) и с обилием аутигенных образований ярко-зеленого монтмориллонитового вещества со следами глауконитизации. Оно представлено в виде изолированных, резко очерченных изометричных, овальных и неправильных агрегатных зерен. При скрещенных николях проявляется точечная поляризация, напоминающая поляризацию зерен глауконита. В породах присутствует аутигенный цеолит. Он устанавливается рентгенографически во фракции < 0,001 м и улавливается в шлифах и иммерсионных препаратах.

Мы не исключаем возможности, что породы этой серии связаны своим происхождением с глинистыми осадками, которые накапливались в условиях подтока минерализованных гидротерм. Шло интенсивное образование монтмориллонитового минерала и частичное замещение калием его межслоевого пространства, возникал аутигенный цеолит, растворялся биогенный карбонат (возможно, иловые воды были сильнощелочными).

Серия I (керны 1—20, мощность ~ 180 м), ранний олигоцен. Она представлена известково-глинистыми диатомитами, мучнистыми, светло-серыми породами. Карбонатность их находится в пределах 13—20% (составляя в среднем 20%) и обусловлена присутствием полурастворенных кокколитов и раковин фораминифер. Нерастворимый остаток, помимо биогенной SiO_2 , состоит из глинистого материала и содержит ничтожную примесь алевритовых частиц кварца, слюд, плагиоклазов. Биогенный кремнезем принадлежит главным образом остаткам диатомей; присутствуют скелеты радиолярий, изредка встречаются спиккулы кремневых губок. Среди детрита панцирей диатомей попадаются осколки этмодискусов (кern 18). Очень интересна порода из обр. 2—2—60—62 — диатомит с радиоляриями и обилием аутигенного ярко-зеленого смектита по скелетам радиолярий. Некоторые раковины фораминифер прокрашены зеленым монтмориллонитовым пигментом. Детритная примесь иллита и хлорита низкая. Органическое вещество, очевидно, сапропелевого типа выявляется по серовато-бежеватой окраске осадка под микроскопом.

Скважины 513 и 513А

Скважины были пробурены на западном склоне Срединно-Атлантического хребта (47° 34' 99" ю. ш.; 24° 38' 40" з. д.), на глубине 4373 м. Общая глубина скв. 513А 387 м, из них 380 м пройдено по осадочным породам и только 7 м — по базальтам.

Осадочная толща залегает на эродированной поверхности базальтового ложа, в ее подошве присутствуют куски кремней, базальтовых и других пород. Осадочный чехол

Возраст	Глубина, м	Серия	Подсерия	Керн	Лито-логия	CaCO ₃ , %	Макрофашия	Фашия	Подфашия
Плей-стоцен	290	I	a	1*	—	12	Относительно глубоководных океанических зон оседиментации	Глинисто-биогенных диатомовых илов	Глинистые биогенные с примесью терригенной примеси
Плиоцен				2*	—				
				3*	—				
				4*	—				
				5*	—				
				6*	—				
				7	—				
				8	—				
				9*	—				
				10	—				
				11	—				
				12	—				
Миоцен	б	13	—	12	Глинисто-биогенных диатомовых илов	Глинистые биогенные с примесью терригенной примеси			
		14	—						
		15	—						
		16	—						
		17	—						
		18	—						
		19	—						
		20	—						
		21	—						
		22	—						
		23	—						
Позд-ний олигоцен	a	24	—					42	Биогенных карбонатных илов с примесью биогенной SiO ₂
		25	—						
		26	—						
		27	—						
		28	—						
		29	—						
		30	—						
		31	—						
		32	—						
		33	—						
		34-36	—						
Поздний олигоцен	б	35	—	70	Биогенных карбонатных илов с примесью биогенной SiO ₂	Известково-диатомо-вых осадков			
		36	—						
		37	—						
		38	—						
		39	—						
		40	—						
		41	—						
		42	—						
		43	—						
		44	—						
		45	—						

Р и с. 21. Литолого-фашиальная схема разреза отложений скв. 513 и 513 А

Звездочкой отмечены керны из скв. 513, остальные — из скв. 513А. Условные обозначения см. на рис. 20

океана здесь относительно молодой: самые древние отложения датируются поздним олигоценом, выше идут осадки миоценового, плиоценового и плейстоценового возраста.

Олигоцен-плейстоценовая толща сложена биогенными и глинисто-биогенными породами. В них присутствуют остатки диатомей и радиолярий, наннопланктона и фораминифер. Для всех пород рассматриваемого разреза характерна следующая особенность. Нерастворимый (в 2%-ной HCl) остаток (независимо от его количества в породе) всюду состоит на 90–99% из пелитового материала (< 10 мкм), который содержит в переменном соотношении тонко измельченный биогенный кремнезем и глинистые частицы. По всему разрезу в отдельных прослоях осадков встречается небольшая примесь (доли процента) осколков прозрачного бесцветного кислого вулканического стекла.

Литологически осадочная толща делится на две резко различные серии пород, а каждая серия в свою очередь — на две подсерии (рис. 21). Основные различия серий заключаются в их окраске и вещественном составе пород, в соотношениях остатков кремневых и карбонатных организмов, в количестве глинистого компонента пелитовой фракции. Породы смежных серий и подсерий связаны постепенными переходами.

Серия II (скв. 513А, керны 13–33), поздний олигоцен. Она представлена светлыми, почти белыми и розовато-палевыми нанновыми илами и нанновым мелом. Бывает заметна точечная горизонтальная слоистость. В этих породах большую, а то и главенствующую роль играют остатки известковых микроорганизмов.

Подсерия IIб (керны 20–33) включает белые мелоподобные породы, которые особенно богаты органическим карбонатом. Он составляет в среднем ~70% (54–78%) породы и относится в основном к остаткам наннопланктона; в меньшем количестве

присутствуют раковинки фораминифер. Нерастворимый остаток этих пород (~ 30%) принадлежит главным образом диатомовому материалу (реже радиоляриевому), в меньшей степени — глинистому. Последний полиминерален, в его составе констатированы гидрослюда и смешаннослойная фаза (M-i) с непостоянным количеством неразбухающих пакетов вплоть до (i-M).

Подсерия IIa (керны 13—19) — розовато-палевые известково-кремнеземистые диатомовые породы. В них, как правило, количество остатков кремневых организмов несколько преобладает над остатками карбонатных (в среднем 42% CaCO_3), и только в отдельных прослоях содержание биогенного карбоната достигает 58% и породы приобретают мелоподобный облик.

Серия I (скв. 513, керн 1—6, 9; скв. 513 А, керны 1—12), миоцен—плейстоцен. Породы этой серии отличаются от пород серии II прежде всего своим цветом. Они серовато-зеленоватые, без палевого оттенка. По вещественному составу эти породы относятся к глинистым диатомитам с очень низким содержанием биогенного карбоната (в среднем 12% CaCO_3). Глинистое вещество присутствует в заметном количестве. Оно нередко подчеркивает (расположением своих частиц) тонкую горизонтальную текстуру илов, образует тонкие прослои, слабее засоренные диатомовым детритом. В глинистой массе пород серии всегда присутствуют мельчайшие пылевидные зернышки кварца. Глинистое вещество имеет следующий состав: большая часть принадлежит гидрослюдам, остальное — монтмориллонитовому минералу, содержащему небольшое количество неразбухающих (иллитовых) пакетов. Глинистое вещество в общей массе имеет детритный характер. Однако в породах этой серии встречаются и явно аутигенные выделения смектитового минерала. Некоторые скелетные остатки радиолярий бывают выполнены бледно-зеленой метакolloидальной монтмориллонитовой массой.

Подсерия Iб (скв. 513А, керны 4—12) содержит породы, которым полностью отвечает характеристика, приведенная выше для пород серии I в целом.

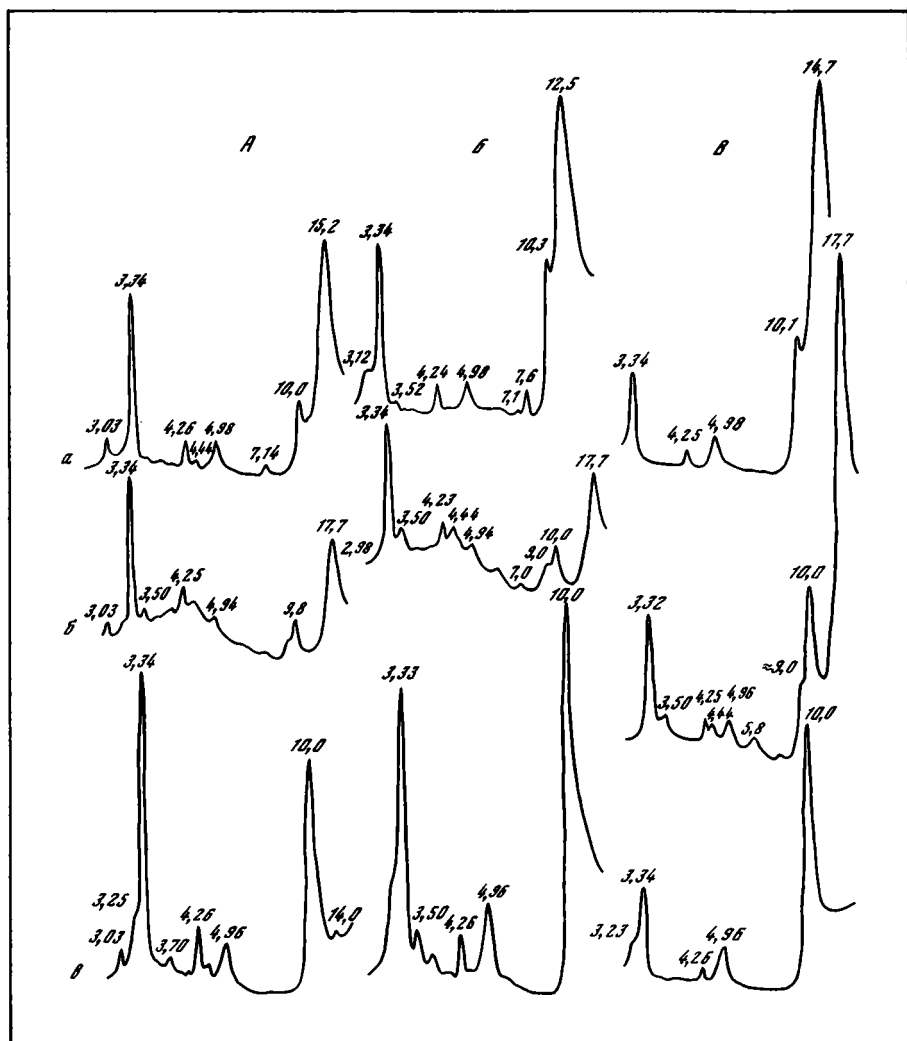
Подсерия Ia (скв. 513, керны 1—6, 9; скв. 513А, керны 1—3) содержит породы, отличающиеся постоянной примесью несортированного (гравийно-песчано-алевритового) полимиктового терригенного материала. Примесь эта количественно ничтожна (фракции > 0,5 мм составляют в среднем 3% нерастворимого остатка), но очень знаменателен сам факт ее присутствия здесь. В составе терригенного материала: зерна кварца, полевых шпатов, обломки различных метаморфических пород, алевритов с серицитовым цементом и др. Разнообразен и состав тяжелой фракции (0,01—0,10 мм); в ней отмечаются зерна циркона, граната, эпидота, моноклинного пироксена, зеленой роговой обманки, минералов группы анатаза и брукита и др. Нет сомнений в том, что терригенный гравийно-песчано-алевритовый материал вносился в осадок с помощью плавающих льдов.

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗАХ

Рентгенографически исследовались фракции размером < 0,001 мм и < 0,01 мм. Выделение фракций производилось после обработки 2%-ной HCl без нагревания и отмывки солей дистиллированной водой и декантацией суспензий. Определение структурных разновидностей велось по рентген-дифрактограммам, снятым на дифрактометре ДРОН-1 при CuK_α -излучении, при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования составляла 2°/мин. Съемка рентгенограмм, как обычно, велась при трех состояниях образца: 1) природном или воздушно-сухом, 2) насыщенном глицерином, 3) прокаленном при 550°С. Идентификация глинистых минералов, включая группу смешаннослойных образований, производилась на основе работ Г. Бриндли [X-ray identification..., 1951], Д. Мак Юэна [MacEwan, 1949], Р. Рейнольдса [Reynolds, 1968], В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976] и Б.П. Градусова [1976].

Наиболее распространенными минералами глинистой фракции < 0,001 мм в разрезах изученных скважин являются разновидности минералов смектитовой группы и близкие к ним сильно набухающие смешаннослойные образования типа монтмориллонит-иллита (M-i) с сильным преобладанием набухающих пакетов (M).

В группе смектитов здесь установлены три разновидности (рис. 22): Na-монтмориллонит (с $d_{001} = 12,5 \text{ \AA}$ для прокаленного при 550°С), Са-монтмориллонит (с парамет-



Р и с. 22. Дифрактограммы смектитов с различными обменными катионами из углистых готерив-аптских глин скв. 511

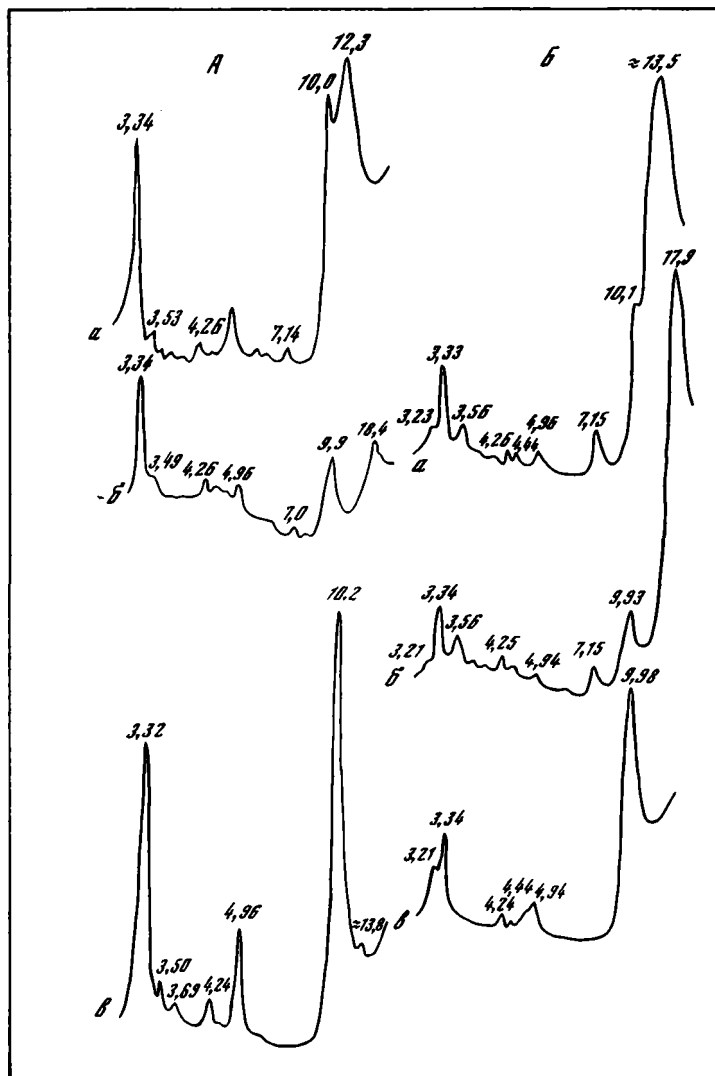
А — Са-монтмориллонит — обр. 60—3 — 144—146; Б — На-монтмориллонит — обр. 61—4—46—50; В — Mg, Са-монтмориллонит — обр. 62—4—116—120

Состояние образца: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 500° С

рами соответственно: 15,2; 17,7 и 10 Å) и Mg, Са-разность смектитов (с 14,7; 17,7 и 10 Å). В тех случаях, когда монтмориллонит был определен без указания структурной разновидности, он соответствует обычному устойчивому Al-монтмориллониту группы смектитов.

Среди смешаннослойных минералов с неупорядоченным чередованием монтмориллонитовых и иллитовых пакетов определены четыре типа структурных образований:

1) сильно набухающий смешаннослойный минерал (M-i) с малым количеством Al-слояных пакетов, относительно устойчивый к переотложению и наиболее широко распространенный как в скв. 511, так и в скв. 513 (где он присутствует наряду с иллитом в качестве существенной примеси); он определяется асимметричным пиком $d_{001} = 12,3$; 13—14 (до 14,7) Å в природном состоянии и $d = 9,98 \div 10$ Å — в прокаленном;



Р и с. 23. Дифрактограммы минералов из отложений скв. 511

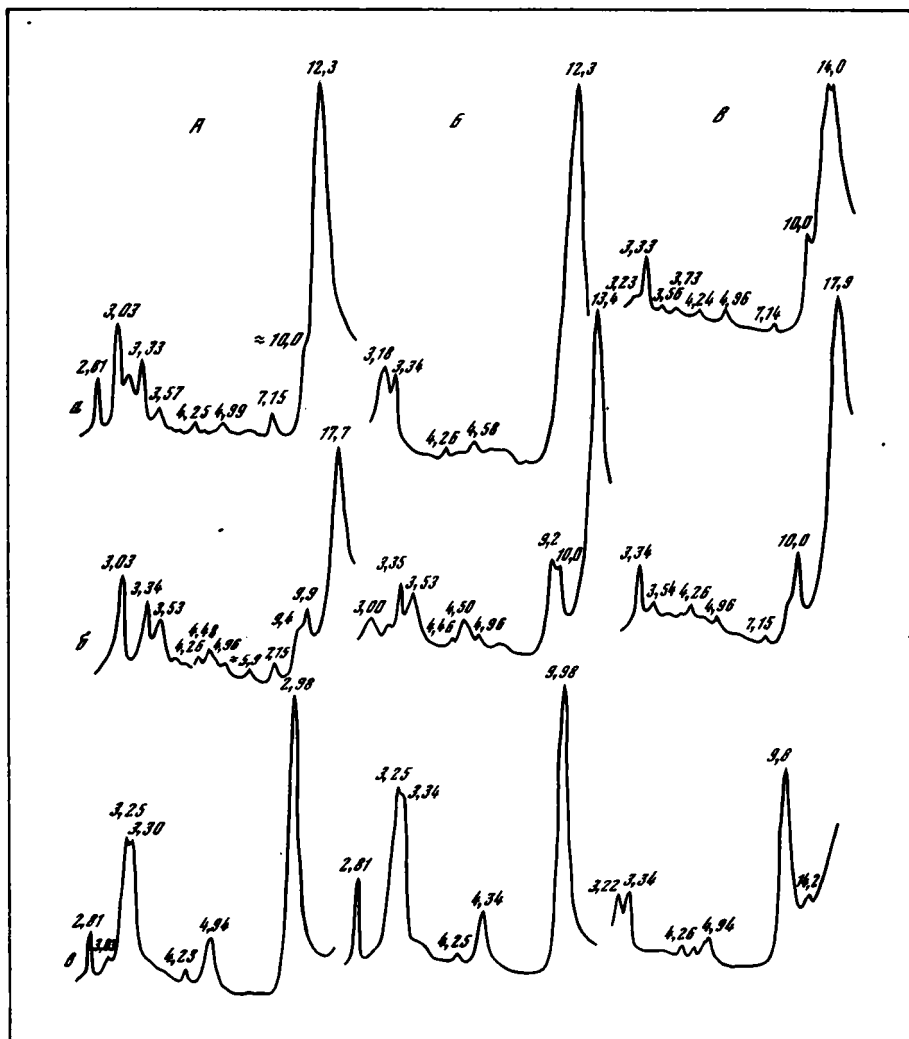
А — слабо набухающий смешаннослойный (i-M) [Дриц, Сахаров, 1976] из позднелурских углестых глин (с примесью иллита, хлорита, кварца) — обр. 69-2-38-40; Б — смешаннослойный (M-i) с примесью иллита и каолинита из глинистых пород коньяка-сантона — обр. 46-1-38-40

в, г — см. подпись к рис. 22

2) сильно набухающий неупорядоченный смешаннослойный минерал (M-i) с малым количеством пакетов калиево-железистого иллита, являющийся продуктом инициальной глауконитизации океанических смектитов;

3) слабо набухающий неупорядоченный смешаннослойный иллит-монтмориллонитовый минерал (i-M) с малым процентом набухающих смектитовых пакетов (рис. 23). Он характеризуется $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ в природном состоянии; от 9,8 до 9,9 $\text{\AA}$ — после насыщения глицерином и 9,8 $\text{\AA}$ — после прокалывания при 550°C [Дриц, Сахаров, 1976]. Этот минерал часто рассматривается как слабо набухающий иллит, но при более точном определении он должен быть отнесен к смешаннослойным образованиям;

4) серия или ряд смешаннослойных (M-i) неупорядоченных минералов с сильно варьирующим соотношением пакетов от 100% M до 100% i или от (M-i) до (i-M);



Р и с. 24. Дифрактограммы серии или ряда сильно набухающих, неупорядочно смешаннослойных (М-и) (с варьирующим соотношением пакетов) из наннофораминиферовых илов мезозойского возраста скв. 511

А — обр. 50—4—38—40 — альб—сеноман; Б — обр. 27—2—71—75 — коньяк—сантон; В — обр. 49—6—36—38 — альб—сеноман

а, б, в — см. подпись к рис. 22

определяется асимметричными дифракционными пиками 14,2–14,7 Å в воздушно-сухом состоянии; $d = 18 \div 18,4$ Å — после насыщения глицерином и $d = 9,98 \div 10$ Å — после прокаливания при 550°C (рис. 24).

В качестве малой примеси присутствует Mg, Fe-хлорит триоктаэдрического ряда, иногда с "дефектной" структурой и параметрами $d = 13,1 \div 13,8$ Å после прокаливания до 550°C (или разрушающийся при той же температуре) [Дриц, Сахаров, 1976].

Примесь детритного каолинита (с рефlekсами, характеризующимися $d = 7,14 \div 7,15$ и $3,56 \div 3,57$ Å и исчезающими после прокаливания) обнаружена в скв. 511 в альб-сеноман-коньяк-сантонских осадках. Помимо глинистых минералов, обнаруживаются небольшие примеси: цеолита из группы гейландита (со стандартными параметрами), кристаллита, аморфной SiO_2 (часто в сочетании с плохо окристаллизованным монтмориллонитом в диатомовых осадках), а также кварца и полевых шпатов.

Описание распределения глинистых минералов в разрезе скважин дается снизу вверх в соответствии с историей геологического развития региона и эволюции условий осадко-накопления (рис. 25, табл. 24).

Серия VII (керны 67–70). В составе глинистой фракции ($< 0,001$ мм) пород этой серии ("черных сланцев") доминирует гидрослюдистый смешаннослойный минерал (i-M) с преобладанием иллитовых пакетов и незначительным процентом набухающих, смектитовых слоев. Помимо слюдистого, слабо набухающего детритного смешаннослойного минерала, присутствует примесь и отдельной фазы — иллита; отмечаются следы хлорита и кварца.

Серия VI (керны 57–66). Породы этой серии представлены темно-серыми углистыми глинами с коллоидальным органическим веществом, с реликтами кокколитов и с эллипсоидными монтмориллонитовыми аутигенными образованиями. Глинистое вещество пород характеризуется обилием монтмориллонитовых минералов с различными катионами обменного комплекса. Здесь обнаруживаются Na-, Ca- и Mg-, Ca-разности монтмориллонитов или сильно набухающие, близкие к смектиту смешаннослойные минералы (M-i) также с Na или Ca в смектитовых пакетах.

Наконец, здесь же обнаруживается и так называемая инициальная глауконитизация (появление K, Fe-иллитового пакета с $d = 11$ Å в смешаннослойных (M-i)-образованиях), происходящая на стадии раннего диагенеза [Timofeev et al., 1979] при взаимодействии весьма тонкодисперсных смектитов с коллоидным органическим веществом и растворенным калием поровых вод. Детритная примесь глинистой фракции этих пород мала. В ней улавливается лишь незначительное количество иллита, изредка следы хлорита и кварца.

Серия V (керны 49–56). Серию слагают розовато-коричневые (пестроокрашенные) наннопланктонные илистые осадки с обломками раковин моллюсков. Ассоциация минералов глинистой фракции отличается присутствием ряда смешаннослойных образований от (M-i) до (i-M) с вариацией соотношения структурных пакетов от 100% M до 100% i. Помимо того, обнаруживается небольшая детритная примесь иллита и каолинита; хлорит здесь не характерен, видимо, в силу выпадения его из профиля субтропического выветривания области питания, откуда, вероятно, приносился глинистый материал.

Серия IV (керны 27–48). Это — темно-серые аргиллитоподобные слабокарбонатные тонкогоризонтальноносистые глинистые породы. Их глинистая фракция сложена в основной массе сильно набухающим смешаннослойным минералом (M-i) со значительным преобладанием монтмориллонитовых слоев (от 60 до 90% M). Соответственно содержание слюдистых (иллитовых) слоев (i) в структуре этих смешаннослойных образований варьирует от 10 до 40%. Помимо главного компонента, обнаруживается постоянная примесь иллита и хлорита, кварца и полевого шпата. Малая примесь каолинита ($< 5\%$) прослеживается в разрезе серии IV лишь в нижней части коньяк-сантонской толщи (керны 40–48), исчезая в верхней половине серии (выше керна 40).

Серия III (керны 23–26). Породы серии представлены светлоокрашенными мелоподобными карбонатными илами с обилием фораминифер и с осколками кислых вулканических стекол. В ассоциации глинистых минералов отложений этой серии главным компонентом является сильно набухающий смешаннослойный минерал (M-i) с довольно постоянным соотношением структурных пакетов $M:i \approx 80:20$, сопровождающийся цеолитом из группы гейландита. Этот комплекс слоистых силикатов формировался либо *in situ*, т.е. аутигенно при диагенезе, либо за счет перераспределения продуктов преобразования вулканитов однопипного состава, возможно, близкого к андезито-базальтам.

Серия II (керны 21–22). Маломощная пачка зеленовато-серых слабокарбонатных глинистых осадков характеризуется заметной примесью бесцветных и коричневых вулканических стекол и обилием аутигенных образований зеленого, слабоглауконитизированного смектита (в ассоциации с гейландитом). Процесс глауконитизации смектитов, происходивший здесь, имел самый начальный характер, на что указывает появление в структуре смектита небольшого количества пакетов глауконитоподобной калиево-железистой гидрослюды (всего до 5%). Однако, несмотря на это, мы не исключаем возможности участия в этом процессе и подтока гидротермальных растворов. Примесь детритных минералов иллита и кварца в этих осадках весьма невелика.

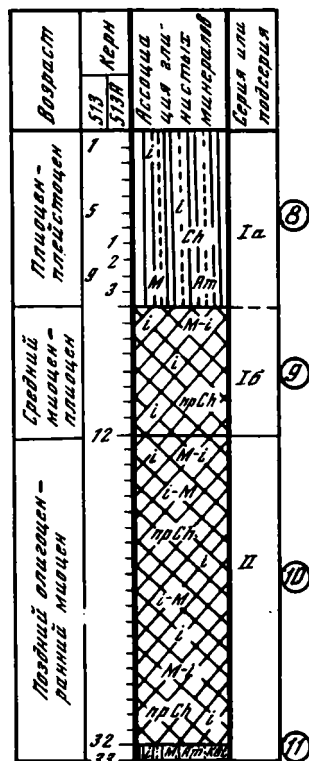
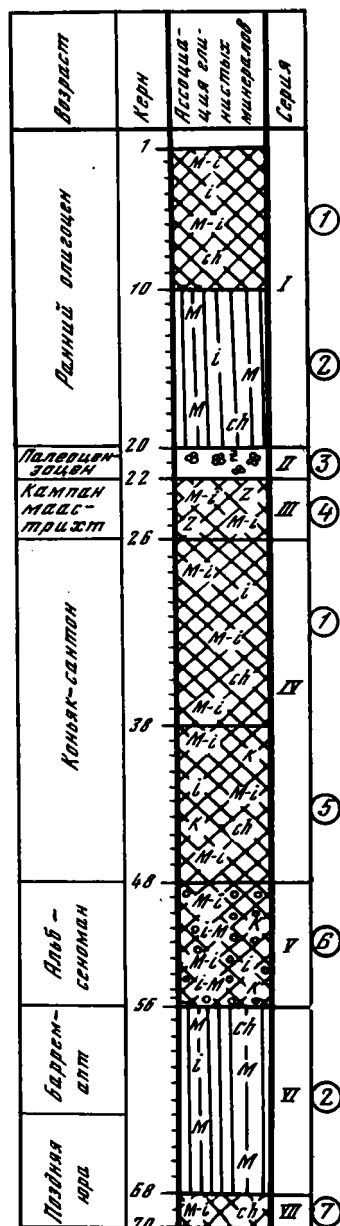
Т а б л и ц а 24
Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 511

Возраст	№ обр.	Серия или подсерия	Генетический тип осадков	Минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Макрофашия	Фашия
Ранний олигоцен	2-4-14-16	Ia	Диагомит известково-глинистый, с радиоляриями	Монтмориллонит, иллит, кварц, полевой шпат	Смешаннослойная сильно набухающая (M-i) с примесью иллита и хлорита	Относительно глубоководных океанических зон седиментации	Биогенно-кремнистых осадков со слабой смектитизацией вулканических стекол
	Иллит, хлорит, кварц						
	Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит, кварц, полевой шпат						
	Монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц, полевой шпат						
	Смешаннослойный (M-i), иллит, хлорит (дефектный), кварц						
	9-3-89-93	Диагомит известково-глинистый, с фораминиферами и костями рыб	Смешаннослойный (M-i), иллит, следы хлорита, кварц, полевой шпат				
	11-2-36-40	Ib	Диагомит известково-глинистый, с раковинами фораминифер	Монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц	Монтмориллонитовая с примесью иллита и хлорита		
	16-1-60-62		Диагомит известково-глинистый, с единичными зернами глауконита и радиоляриями	Монтмориллонит, иллит, хлорит (дефектный)			
	17-3-28-30		Диагомит известково-глинистый	Монтмориллонит, иллит, хлорит (мало), кварц			
Палеоген-эоцен	21-1-10-12-a	II	Глина, вмещающая крупные аутигенные выделения зеленого глауконитового минерала с осколками вулканических стекол и цеолитом	Смешаннослойный (M-i) с малым процентом иллитовых слоев, иллит, гейландит, кварц	Глауконит-монтмориллонитовая с цеолитом	Начальной глауконитизации по кислой вулканокластике	
	21-1-10-12-b		Зеленый глауконитовый минерал	Ряд смешаннослойных минералов (M-i) с разным содержанием M- и i-слоев			
Кампан-маастрихт	24-2-46-48	III	Наннофораминиферовый ил с остатками остракод	Ряд смешаннослойных минералов (M-i), иллит, примесь хлорита, кварц, полевые шпаты	Смешаннослойная (M-i) с цеолитом (по кислой вулканокластике)	Сильнокarbonатных осадков с аутигенной смектитизацией	
	25-1-78-82		Глина с редкими остатками радиолярий	Смешаннослойный (M-i) с M:i ≈ 75:25, иллит, цеолит из группы гейландита, кварц			

Коньяк—сантон	27—2—71—75	IV	Наннофораминиферовый ил	Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 75:25, иллит, кварц	Смешаннослойная (M-i) с примесью иллита и хлорита	Мелководных морских обстановок седиментации	Терригенных глинистых слабокарбонатных осадков (более холодный климат)
	28—5—92—96		Глина однородная	Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 90:10, иллит, хлорит, кварц			
	30—3—50—52			Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 80:20, иллит, кварц			
	31—3—66—68			Смешаннослойный (M-i), иллит (мало), кальцит			
	33—4—72—74		Глина однородная, кливажированная	Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 60:40, иллит, кальцит	Смешаннослойная (M-i) с иллитом, хлоритом и примесью каолинита		
	35—2—52—54		Глина однородная, с остатками фораминифер	Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 80:20, иллит, хлорит, кальцит			
	36—4—22—24			Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 90:10, иллит, следы хлорита, кристобалит, кварц, полевой шпат			
	39—3—39—43			Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 70:30, иллит, каолинит, хлорит (дефектный), кварц			
	40—4—40—44		Глина, местами пиритизированная, с мелкими раковинами фораминифер	Монтмориллонит, иллит, хлорит, следы каолинита, кварц, полевой шпат			
	46—1—38—40		Глина однородная, слабавлестистая	Смешаннослойный (M-i), иллит, каолинит, полевой шпат			
47—6—48—50	Глина однородная, с мелкими раковинами фораминифер, крупными остатками костей рыб и единичными кокколитами	Смешаннослойный (M-i) с M: i $\approx$ 70:30, иллит, хлорит, каолинит, следы кварца, полевой шпат					
Альб—сеноман	49—6—36—38	V	Красноцветный наннофораминиферовый ил с остракодами и обломками раковин моллюсков	Ряд смешаннослойных минералов (M-i), иллит, хлорит, кварц	Серия смешаннослойных минералов от (M-i) до (i-M) (с вариацией пакетов от 100% M до 100% i), примесь иллита и каолинита	Мелководных морских обстановок седиментации	Глинисто-биогенных наннофораминиферо-вых карбонатных осадков с приносом каолиновых продуктов размыва кор выветривания
	50—4—38—40—а		Красноцветный наннофораминиферовый ил с крупными обломками фауны	Ряд смешаннослойных (M-i), иллит, каолинит, кальцит, кварц			
	50—4—38—40—6			Ряд смешаннослойных (M-i), иллит, каолинит, кварц			
	51—6—62—66			Смешаннослойный (M-i), иллит, каолинит, кварц			

Т а б л и ц а 24 (окончание)

Возраст	№ обр.	Серия или подсерия	Генетический тип осадков	Минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Макрофация	Фация
Альб-сеноман	53-4-76-80-а	V	Красноцветный наннофораминиферовый ил с остракодами и обломками раковин моллюсков	Ряд смешаннослойных (M-i), (от 100% M до 100% i), иллит, каолинит (малая примесь), хлорит, кварц, полевой шпат	Серия смешаннослойных минералов от (M-i) до (i-M) (с вариацией пакетов от 100% M до 100% i), примесь иллита и каолинита	Мелководных морских обстановок седиментации	Глинисто-биогенных наннофораминиферовых карбонатных осадков с присутствием каолиновых продуктов размыва кор выветривания
	53-4-76-80-6			Ряд смешаннослойных (M-i) (от 100% M до 100% i), примесь каолинита, кварца			
	55-5-38-40		Глина тонкодисперсная, с пылеватыми углистыми частицами	Mg, Са-монтмориллонит, иллит (мало), кварц			
Баррем-апт	59-2-9-11	VI	Нанноил углистый, с новообразованиями глауконитоподобного минерала и розетками гипса	Смешаннослойный (M-i), иллит, кварц	Монтмориллонит-смешаннослойная (M-i) с примесью иллита и хлорита		Терригенных осадков с обилием органического вещества (теплый и влажный климат)
	60-3-144-146		Нанноил углистый, с пятнами зеленой глины	Са-монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц, кальцит			
	61-4-46-50		Нанноил углистый, с выделениями гипса	Na-монтмориллонит, иллит, гипс, примесь хлорита и кварца			
	62-4-116-120			Mg, Са-монтмориллонит, иллит, кварцит			
Поздняя юра	64-3-26-30	VII	Нанноил углистый, слабоалевритистый, с гипсом	Смешаннослойный (M-i), иллит (7A-минерал), кварц	Слюдистый, слабо набухающий смешаннослойный (i-M), примесь иллита и хлорита		
	69-2-38-40		Глина слабоалевритистая, с пятнами углистого органического вещества	Смешаннослойный (i-M) с небольшим процентом M-слоев, иллит, хлорит (следы)			



Р и с. 25. Распространение ассоциаций глинистых минералов в разрезах скв. 511, 513 и 513А

Ассоциации: 1 — сильно набухающая смешаннослойная (M-i) с примесью иллита и хлорита; 2 — монтмориллонитовая смешаннослойная с примесью иллита и хлорита; 3 — зеленый аутигенный, слабо глауконитизированный смектит с цеолитом (гейландитом); 4 — сильно набухающий смешаннослойный (M-i) по кислому вулканическому стеклу с цеолитом (гейландитом); 5 — сильно набухающий смешаннослойный (M-i) с иллитом, хлоритом и примесью каолинита; 6 — серия смешаннослойных от (M-i) до (i-M) (с вариацией пакетов от 100% M до 100% i), примесь иллита и каолинита; 7 — слабо набухающий смешаннослойный (i-M) с преобладанием слюдяных (иллитовых) пакетов, с иллитом и примесью хлорита; 8 — иллит, монтмориллонит, примесь хлорита и аморфной SiO_2 ; 9 — иллит и сильно набухающий (M-i) с примесью хлорита; 10 — иллит и серия смешаннослойных минералов от (M-i) до (i-M), примесь "дефектного" хлорита, иногда кристобалита; 11 — иллит, монтмориллонит, примесь аморфной SiO_2 и кристобалита

Серия I (керны 2–20). Она представлена известково-глинистыми диатомитами. В составе глинистой фракции пород всей пачки диатомитов главную часть составляют минералы группы смектита. В нижней половине разреза (керны 10–20) это более или менее чистые смектиты, а в верхней половине — сильно набухающие (близкие к смектитам) смешаннослойные минералы (M-i) с малым содержанием (не более 15%) слюдистых, иллитовых пакетов. Основная смектитовая часть глинистой фракции во всем разрезе раннего олигоцена сопровождается заметной примесью детритных минералов: иллита, хлорита, кварца и полевых шпатов. В условиях достаточно глубоководного океанического бассейна, существовавшего в районе плато Фолкленд (в раннем олигоцене), в котором отлагались осадки, обогащенные аутигенным кремнеземом, при близости полярного фронта антарктической конвергенции смектиты частично могли формироваться по имевшемуся вулканокластическому материалу либо, обладая весьма тонкодисперсным состоянием, приноситься течениями из самых отдаленных областей. Однако явное аутигенное замещение зеленым железистым смектитом скелетов радиолярий или обволакивание им раковин фораминифер обнаружено нами в обр. 2–2–60–62 на самой границе раннеолигоценовых диатомитов с гравийно-песчаными нано-планктонными илами четвертичного возраста.

Скважины 513 и 513А

Нанномеловая порода (кern 33) с остатками диатомовых и раковин фораминифер, лежащая над базальтами, состоит из иллита, монтмориллонита с кристобалитом и обилием аморфной SiO_2 . Монтмориллонит развивается здесь по обломкам базальта (см. рис. 25; табл. 25).

Серия II (скв. 513А, керны 13–33). Породы представлены наноилами и нанномелом, содержат в составе глинистой фракции иллит и ряд смешаннослойных минералов с сильно варьирующим соотношением пакетов от (M-i) до (i-M). Примесь хлорита, реже кристобалита невелика. Серия таких смешаннослойных образований своим происхождением, возможно, обязана разрушению триоктаэдрических слюд биотитового ряда. Серия отличается постоянством ассоциаций глинистых минералов, что не дает возможности выделить по ним подсерии.

Серия I (скв. 513, керны 1–6, 9; скв. 513А, керны 1–12). Породы представлены диатомовыми глинистыми илами. По составу глинистой фракции, так же как и по литологии, различаются две подсерии.

Подсерия Ib (скв. 513А, керны 4–12), представленная диатомовыми глинистыми илами (иногда с остатками радиолярий), имеет в составе глинистой фракции, кроме иллита, сильно набухающий смешаннослойный минерал (M-i) и малую примесь хлорита.

Подсерия Ia (скв. 513, керны 1–6, 9; скв. 513А, kern 1–3), представленная диатомовыми глинисто-алевритистыми и песчаными илами, отличается наличием в глинистой фракции (кроме иллита) монтмориллонита с обилием аморфной SiO_2 и малой примесью хлорита.

Таким образом, в глинистой фракции осадков почти всего мезозойско-кайнозойского разреза скв. 511, пробуренной в области плато Фолкленд, резко преобладают, за исключением самой нижней части (керны 69–70), минералы смектитовой группы: либо сами монтмориллониты, либо близкие к ним, сильно разбухающие смешаннослойные минералы ряда (M-i). Иллитовые слюдистые и хлоритовые минералы составляют второстепенную часть в виде примеси ($\approx 5 \div 15\%$). В разрезе же скв. 513 и 513А, расположенных в пределах Аргентинской котловины, главным компонентом являются слюдистые иллитовые минералы, а смектиты всюду второстепенны. Возможно, эти различия в минеральном составе глинистого компонента осадков в разрезах обеих скважин связаны с их разновозрастностью. Как уже упоминалось, в скв. 511 разрез заканчивается отложениями раннего олигоцена, а в скв. 513 и 513А начинается олигоцен и заканчивается плейстоценом.

Т а б л и ц а 25 (окончание)
Данные рентгенографического анализа глинистых минералов по скв. 513 и 513А

Возраст	№ обр.	Серия	Подсерия	Генетический тип осадков	Минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Макрофашия	Фашия и подфашии
Плиоцен	5—6—128—130	I	Ia	Диатомовый ил, глинисто-алеуритовый	Скв. 513 Иллит, монтмориллонит (тонкодисперсный, плохо окристаллизованный), следы хлорита, много аморфной SiO ₂ , полевой шпат, кварц	Иллит-монтмориллонитовая с примесью хлорита и аморфной SiO ₂	Относительно глубоководных океанических зон седиментации	Глинисто-био-генных диатомовых илов с примесью полимиктового терригенного материала (холодный климат)
	6—4—44—46			Диатомовый ил, глинистый, с примесью алеуритового и мелкопесчаного материала	Иллит, монтмориллонит (плохо окристаллизованный), следы хлорита, много аморфной SiO ₂ , полевой шпат			
	4—4—85—87		Ib	Диатомовый ил, глинистый, с радиоляриями	Скв. 513А Иллит, монтмориллонит (плохо окристаллизованный), аморфная SiO ₂ , полевой шпат, кварц			
Средний — верхний миоцен	8—4—129—131	Диатомовый ил, глинистый		Иллит, смешаннослойный (М-и), малая примесь хлорита, полевой шпат, кварц	Иллит-смешаннослойный (М-и), с примесью хлорита			
	10—5—110—112	Иллит, смешаннослойный (М-и), хлорит (дефектный), полевой шпат, кварц						
	12—4—70—72	Диатомовый ил, глинистый, с радиоляриями						
Поздний олигоцен	16—2—93—95	II		Наннодиатомит с радиоляриями	Иллит, ряд смешаннослойных от (М-и) до (i-М), хлорит, кварц, полевой шпат	Иллит с серией смешаннослойных от (М-и) до (i-М), с примесью хлорита, иногда кристобалита)		Биогенных карбонатных илов с примесью биогенной SiO ₂ (сравнительно теплый климат)
	17—1—74—76			Наннодиатомовый ил с радиоляриями	Иллит, ряд смешаннослойных от (М-и) до (i-М), хлорит, кристобалит, полевой шпат, кварц			
	17—3—74—76			Иллит, ряд смешаннослойных от (М-и) до (i-М), хлорит (дефектный), кристобалит, полевой шпат, кварц				

Таблица 25 (окончание)

Возраст	№ обр.	Серия	Подсерия	Генетический тип осадков	Минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Макрофашия	Фашия и подфашия
Поздний олигоцен	18-2-22-24	II		Нанномел с остатками диатомей	Иллит, ряд смешаннослойных от (M-i) до (i-M), кристобалит, кварц, полевой шпат	Иллит с серией смешаннослойных от (M-i) до (i-M), с примесью хлорита, иногда кристобалита)	Относительно глубоководных океанических зон седиментации	Биогенных карбонатных илов с примесью биогенной SiO ₂ (сравнительно теплый климат)
	20-2-26-28			Нанноил с остатками диатомей и радиолярий	Иллит, смешаннослойный (M-i), хлорит (мало), полевой шпат, кварц			
	24-2-46-48			Нанномел с остатками диатомовых и радиолярий	Иллит, ряд смешаннослойных от (M-i) до (i-M), хлорит (дефектный), кварц, полевой шпат			
	28-2-96-98			Нанномел с остатками диатомей, радиолярий и раковинками фораминифер	Иллит, ряд смешаннослойных от (M-i) до (i-M), хлорит (дефектный), кварц, полевой шпат			
	29-2-124-126			Нанномел с биогенной SiO ₂ и остатками фораминифер	Иллит, ряд смешаннослойных от (M-i) до (i-M), хлорит (дефектный), кварц, полевой шпат			
	30-4-62-64				Иллит, ряд смешаннослойных от (M-i) до (i-M), хлорит, (дефектный), кристобалит, кварц, полевой шпат			
	33-5-50-52			Нанномел с остатками диатомовых и раковин фораминифер	Иллит, монтмориллонит, кристобалит, много аморфной SiO ₂ , кварц, полевой шпат	Иллит-монтмориллонитовая с аморфной SiO ₂ и кристобалитом		

Одновременное детальное изучение литолого-фациальных типов океанических осадков и присущих им ассоциаций глинистых минералов скв. 511 дало возможность выявить специфические черты эволюции фациальной обстановки осадконакопления в районе плато Фолкленд. В этой эволюции мы различаем два важнейших последовательных этапа, причем общая направленность ее отличалась постепенной сменой морских мелководных обстановок осадконакопления более глубоководными, океаническими.

Первый этап седиментации (макрофазия 1) осуществлялся в мелководных (относительно) бассейнах переходной зоны (см. рис. 20). Он охватывал мезозойский период осадконакопления — от поздней юры до сантона (керны 27–70). Этому этапу соответствуют серии пород, которые генетически связаны соответственно с четырьмя фациальными типами осадков. Две нижние серии (VI и VII) включают породы, которые образовались из осадков мелководья (возможно, прибрежного), где шло накопление главным образом терригенных илов и органического вещества смешанного состава с преобладанием сапропелевого материала. Заметим, что такой состав органического вещества является нефтематеринским. Близость плоского заболоченного побережья обеспечивала поступление в рассматриваемую область аккумуляции значительного количества гумусового материала. Обилие в илах остатков реакционноспособного растительного вещества благоприятствовало (при условии достаточной аэрации придонных и иловых вод) процессам растворения скелетных остатков и раковин известковых организмов. Присутствие в осадках аутигенного гипса говорит о том, что на данном участке акватории могло периодически возникать некоторое изменение солености морской воды, которое и приводило к небольшой заглинованности илов.

В период накопления серий VI и VII климат на прилегавшей суше был, вероятно, влажный и умеренно теплый; во время накопления отложений серии VII (поздняя юра) в бассейн седиментации с повышенной биопродуктивностью (обогащенность осадка органическими веществами) вносились глинистый детрит, гелефицированные и гелефузенизированные микрокомпоненты гумусового материала фрагментарной и атритной размерности.

В полузамкнутые морские котловины тонкий глинистый материал поступал из ближайших областей размыта, включая разнородные продукты перемыка не только мелководно-морских, но, возможно, и субазальных континентальных фаций теплого морского климата — во всяком случае в раннем мезозое [Initial Reports..., 1977].

В частности, в позднелурский бассейн в самом начале отложения листоватых углистых глин, или "черных сланцев", со смешанным составом органического вещества вносился преимущественно слюдитовый (иллитовый) слабо набухающий минерал (i-M). Последний поступал из соседних участков акватории в виде детритных пластинчатых частиц средне- и крупнопелитовой размерности. Наряду с ним вносилось небольшое количество неразбухающих, вероятно, мусковитовых слюд и хлорита.

При накоплении осадков, объединенных нами в серию VI, по-видимому, климат стал несколько теплее. На водосборной площади при гипергенных процессах начали образовываться в значительных количествах минеральные коллоиды, которые поступали в баррем-аптский бассейн седиментации, возможно, более замкнутый, чем позднелурский. Обильное содержание сапро-коллинита в осадках благоприятствовало широкому развитию аутигенных процессов с образованием органо-монтмориллонитовых комплексов. Последние в ходе диагенеза в зависимости от вариаций катионов в составе поровых вод преобразовывались соответственно в Са-, Mg, Са- или Na-монтмориллонитовые разности. Примесь детритных иллитов, хлоритов здесь была невелика. В конце рассматриваемого времени (когда образовывались осадки из интервала разреза, представленного кернами 57–59) климат стал более сухим и с континента уже не поступало большого количества гумусового материала.

В ходе развития трансгрессивной фазы существования данного участка бассейна мелководные фациальные условия осадконакопления сменились несколько более глубоководными. Здесь стали накапливаться отложения, объединенные нами в серию V. В это время отлагались глинисто-биогенные коричневые илы почти без примеси остатков растительного материала. Основная глинисто-кокколитовая масса осадков содержала (в переменном количестве) раковины фораминифер, осколки раковин моллюсков и т.п. Эти красноцветные осадки альба-сеномана отличаются еще большим раз-

нообразием и разнородностью минералов глинистой фракции. В ее составе преобладает серия смешаннослойных минералов от близких к смектитам (M-i) до близких к слюдам, иллитами (i-M). Такой диапазон соотношений смектитовых и иллитовых пакетов (от 100% M до 100% i) вряд ли может возникнуть в сравнительно однообразной физико-химической среде морского бассейна или его осадков. Обычно они возникают при деградации слюдистых минералов в обстановке субэразального выветривания в теплом климате. Из континентального источника происходили также присутствующие здесь каолинит и гидроокислы железа. Эти минералы могли поступать за счет переотложения юрских железисто-каолиновых глин (вскрытых скв. 330 в 36-м рейсе) в результате эрозии соседних участков суши.

Снос каолинита с материковой суши (за счет переотложения из более древних каолинитсодержащих пород) происходил еще и в течение формирования нижней половины глинистой серии IV — примерно до конца среднего сантона (до керна 39).

Осадки серии V с резким контактом и седиментационным перерывом перекрыты монотонной, достаточно мощной (~200 м) серией зеленовато-серых глинистых отложений, которые объединены нами в серию IV. Эти глинистые осадки формировались в обстановке относительно спокойного тектонического режима. Аккумуляция обычного материала происходила в условиях длительного компенсированного прогибания. Здесь образовывались глинистые, тонкогоризонтальнослоистые илы. Осадочный материал был преимущественно терригенным. Он сносился с суши в виде взвеси детритных глинистых и пылевидных углистых частиц. Минеральный состав глинистой фракции этих осадков отличается преобладанием устойчивого, сильно набухающего смешаннослойного образования (M-i), близкого к смектиту, с примесью детритных минералов — гидрослюда и хлорита. Медленное осадконакопление обеспечивало длительное существование на поверхности илов окислительной пленки и, следовательно, интенсивное разложение растительных остатков, повышение парциального давления CO_2 в илах. В итоге илы оказывались слабокарбонатными за счет интенсивного растворения биогенного кальцита. Снос с суши в основном детритного, глинистого и атритного углистого материала (без защитной примеси органо-минеральных коллоидов) мог осуществляться в условиях умеренно влажного и прохладного климата. Возможно, в это время на континент большое влияние оказывали холодные антарктические течения. Они могли оттеснять на север поверхностные воды бассейна вместе с соответствующими теплолюбивыми формами фауны и флоры.

Второй этап седиментации (макрофация 2) характеризовался накоплением осадков в глубоководных частях бассейна (см. рис. 20). Он охватывает период от кампана—маастрихта до раннего олигоцена. Осадконакопление протекало в условиях оживленных тектонических движений, которые обуславливали частые седиментационные перерывы, а в соответствующих областях акватории — и активизацию вулканических проявлений. Океанический этап включает три ярко выраженные фациальные обстановки (или фации) глубоководной, пелагической седиментации, в которых соответственно отлагались осадки трех верхних серий разреза.

При формировании пород серии III (кампан—маастрихт) вследствие резкого опускания рассматриваемого участка океана произошло смещение пелагических фаций в сторону суши. В силу этого там, где раньше шло накопление мезозойской серии глин, стали образовываться глинисто-биогенные глубоководные нанофораминиферовые слабокарбонатные илы (с содержанием CaCO_3 до 68%). С появлением в этих илах кислой вулканокластиков в них начинали интенсивно развиваться процессы аутигенной смектитизации в виде сильно набухающих смешаннослойных минералов (M-i), сопровождавших-ся образованием гейландита. Детритная примесь иллита и хлорита невелика.

Довольно своеобразной была фациальная обстановка во время отложения осадков серии II (палеоцен—эоцен). В это время заметную роль в качестве источника питания илов осадочным материалом начали играть пеплопады. Зеленоватые илы обогащались осколками свежих, реакционноспособных вулканических стекол бесцветной и коричневой окраски. На этапе раннего диагенеза в этих илах по вулканическим стеклам развивался зеленый аутигенный, слабо глауконитизированный смектитовый минерал смешаннослойной структуры (M-i) с малым количеством пакетов калиево-железистой гидрослюда. Вторым продуктом замещения вулканических стекол здесь, как и в серии III, является цеолит из группы гейландита, образование которого сопровождал процесс инициальной глауконитизации. Из детритных минералов отмечается только иллит.

Скорость накопления осадочного материала из-за привноса пирокластики была настолько велика, что глинистые илы не успевали засоряться биогенным CaCO_3 .

Венчается разрез осадочной толщи по скв. 511 олигоценовыми отложениями. Они представлены глинисто-известковыми диатомитами, которые в редких прослоях содержат небольшую примесь осколков вулканических стекол. Накопление этих отложений шло уже в относительно глубоководной зоне океана в условиях высокой продуктивности диатомовой флоры соответствующих слоев океанских вод.

Ассоциация глинистых минералов в диатомовых осадках серии I характеризуется преобладанием сильно набухающих, близких к смектитам, устойчивых смешанно-слоистых (M-i) тонкодисперсных минералов или самих смектитов (в нижней части серии I, керны 10–20). Эти весьма тонкодисперсные смектитовые минералы частично формировались по витрокластам в условиях обилия реакционноспособной биогенной SiO_2 в поровых водах в эпохи усиления интенсивности вулканизма. Однако процессы смектитизации лимитировались либо недостатком реакционноспособного Al_2O_3 , либо слишком высоким темпом осадконакопления диатомовых осадков. В силу этого в подобных условиях пелагической седиментации приходится допускать возможность привноса тонкодисперсных продуктов смектитовой минерализации течениями. При этом интенсивность концентрации смектитов в осадках контролируется рядом факторов: конфигурацией и размерами бассейна, расположением вулканических очагов, направлением течений, передвижением полярного фронта и т.п.

Район Аргентинской котловины — скв. 513 и 513А

Разрез скв. 513 и 513А не сопоставим с разрезом скв. 511. Как уже подчеркивалось, в скв. 511 разрез заканчивается отложениями раннего олигоцена, а в скв. 513 и 513А он начинается осадками позднего олигоцена.

Накопление надбазальной осадочной толщи в районе расположения скв. 513 и 513А происходило в глубоководной зоне океана. Сначала туда сносился в основном биогенный материал с очень небольшой примесью глинистого вещества. В позднеолигоценое время главную роль среди биогенного материала играли остатки известковых нанномикроорганизмов, хотя всегда присутствовала и биогенная SiO_2 . Последняя постепенно начала превалировать над биогенным CaCO_3 , и в результате в самом конце олигоцена — начале раннего миоцена стали накапливаться осадки известково-кремнеземистые, со средним содержанием CaCO_3 около 42%. Теплый климат благоприятствовал расцвету в поверхностных водах океана известковой микрофауны (например, кокколитофорид), которая обеспечивала массовое поступление биогенного кальцита.

Глинообразование в этих условиях (олигоценовая серия II) характеризовалось привносом устойчивых слюд (иллитов) без признаков набухания и формированием целой серии смешанно-слоистых минералов (с резко варьирующим соотношением пакетов), от сильно набухающих (M-i) до слабо набухающих (i-M), которые здесь, вероятно, связаны в большей своей части с разрушением неустойчивых триоктаэдрических слюд биотитового ряда. Небольшая примесь хлорита представлена Mg, Fe-разностью с "дефектным" бруситовым слоем. Весь этот комплекс минералов своим происхождением, вероятно, обязан размыву метаморфических пород, может быть, района Антарктиды, где они были особенно широко развиты в то время.

В конце раннего миоцена условия осадконакопления на рассматриваемом участке акватории изменились: в область седиментации почти перестал поступать биогенный CaCO_3 (его содержание в среднем не превышало 12%), усилился привнос биогенного кремнезема и глинистого материала. Возможно, что одну из причин такого резкого изменения вещественного состава осадков надо искать в соответствующей эволюции климата того времени. Он, безусловно, становился постепенно прохладней, а начиная с конца плиоцена и в течение всего плейстоцена был просто холодным. С суши в океан спускались ледники и разносили по акватории терригенный полимиктовый обломочный материал, который частично мог проникать и в глубоководные зоны океана.

Глинообразование этого периода (миоцен-плиоцен-плейстоценовая серия I) характеризовалось как продолжавшимся привносом устойчивых минералов иллита и смешанно-слоистого минерала (M-i) с пакетом алюминиевой слюды, так и формированием собственно монтмориллонитов при обилии аморфной SiO_2 , развивавшейся по тонкой вулканокластике.

Итак, в истории накопления осадочного чехла плато Фолкленд выделяется (судя по наиболее полному разрезу скв. 511) два крупных седиментационных этапа. Для каждого из них была характерна своя, особая обстановка аккумуляции осадков.

Первый этап, мезозойский, отличался мелководно-морским седиментогенезом; накопление осадков происходило в полузамкнутых бассейнах переходной зоны в обстановке сближенных материков (Южной Америки, Африки, Антарктиды). С этим этапом мы связываем четыре последовательные фациальные зоны бассейнов. Смена характера осадконакопления контролировалась вариациями климата, соотношением поступающих терригенного и гумусового материалов, колебаниями солёности в зависимости от степени замкнутости бассейна (судя по заглифованности некоторых осадков), наличием местных размывов или более длительных перерывов в осадконакоплении; и все это — приблизительно в пределах переходной зоны не ниже глубин 2000—3000 м.

Второй, преимущественно кайнозойский этап отличался формированием нормальных пелагических осадков открытой части океана с глубинами до 4000 м и более. Основными факторами, контролировавшими седиментацию этой зоны, являлись: глубокие тектонические опускания океанического дна, приближение или удаление фронта антарктической конвергенции (с его холодными водными или воздушными массами) и эпизодической вулканической активностью.

В строении, составе и других особенностях пород рассматриваемых отложений океана улавливаются следы эволюции палеоклимата суши, прилежавшей тогда к океанической акватории. Так, можно полагать, что при образовании верхнеюрских и баррем-аптских осадков серий VI и VII влажный и тёплый климат обеспечивал постоянное поступление в область аккумуляции гумусового материала. Образовывались осадки, породившие серию "чёрных сланцев". В альб-сеноманское время, когда накапливались осадки серии V, климат изменился в сторону некоторой аридизации, но оставался ещё достаточно тёплым. Преобладали детритно-органогенно-карбонатные осадки, светлые, с пятнами гидроокислов железа. В интервале от турона и до кампана—начала маастрихта произошло некоторое увлажнение климата и понижение его температурных показателей до умеренных. Это было время накопления серых глинистых осадков, слабокарбонатных, с углистой пылью. Период от кампана—раннего маастрихта до начала кайнозоя, по-видимому, характеризовался некоторым потеплением и, возможно, небольшой аридизацией. Возникли светлые кокколит-фораминиферовые осадки. Начиная с конца раннего миоцена и до плейстоцена включительно (учитывая разрез по скв. 513 и 513А) климат был прохладным и умеренно влажным. Накопилась мощная однородная серия глинисто-диатомовых, малокарбонатных осадков.

Данные, полученные нами по минералогии глинистой фракции, показывают, что эволюция литолого-фациальной обстановки осадконакопления очень чётко отразилась на характере и структуре глинистых минералов. Так, в бассейнах переходной зоны мелководного морского этапа в условиях доминирования терригенной седиментации (с большими скоростями осадконакопления) формировались преимущественно аллотигенные ассоциации глинистых минералов, за исключением аутигенной смектитизации при обилии органического вещества в "чёрных сланцах" (серии VII, VI). В противоположность этому на втором (океаническом, глубоководном) этапе с преобладанием биогенной (кремнистой) седиментации были ярко выражены процессы аутигенного глинообразования: смектитизация с цеолитизацией по витрокластическому материалу, начальная (инициальная) глауконитизация смектитов и т.п.

Разрез скв. 513 и 513А в возрастном отношении надстраивает разрез скв. 511 — от позднего олигоцена до плейстоцена включительно. В его океанической макрофации выделяются две серии-фации: карбонатных осадков нижнего—верхнего олигоцена с рядом смешаннослойных минералов от (M-i) до (i-M) и кремнистых, диатомовых илов (верхнемиоцен-плиоценового возраста) с более смектитовым составом глинистой фракции.

Ассоциации глинистых минералов кайнозойских осадков Аргентинской котловины характеризуются заметным преобладанием иллитов (~50—60%), а мезозойско-кайнозойских осадков плато Фолкленд — преобладанием смектитов или близких к ним смешаннослойных минералов (M-i) над иллитом и хлоритом.

ГЛИНИСТЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОСТСРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ: ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Исследованиями последних лет установлено, что глинистые компоненты океанических осадков, особенности их химического состава, структурные характеристики и ассоциации отражают климатические условия, господствовавшие в областях размыва в период накопления продуктов терригенного стока. Вместе с тем некоторые глинистые компоненты могут быть чувствительными индикаторами вулканогенных и аутигенных процессов их синтеза либо постседиментационного преобразования [Biscaye, 1965; Chester, Aston, 1976; Дриц, Копорулин, 1973; Griffin et al., 1968; Jacobs, 1974; Патеев и др., 1968; Shutov et al., 1969; Weaver et al., 1971; Windom, 1976].

При решении основных задач 71-го рейса "Гломара Челленджера" (познание истории осадконакопления в Юго-Западной Атлантике и оценка факторов, контролировавших эволюцию палеоокеанографических обстановок постсреднеюрской седиментации [Ludwig et al., 1980]) предполагалось, что изучение глинистых минералов с учетом данных по литологии и геохимии позволит осветить поставленные вопросы.

Цели данной работы: а) изучение собственно глинистых компонентов осадков, установление их генетической природы; б) выяснение степени адекватности отражения глинистыми компонентами климатических изменений в питающих областях суши; в) оценка постседиментационных процессов преобразования глинистого материала; г) установление роли эрозионных перерывов в процессах изменения глинистого вещества.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использованы материалы изучения образцов кернов, полученных в ходе 71-го рейса. В нашем распоряжении имелось около 600 образцов, которые были исследованы в шлифах под микроскопом. Результаты этого изучения и данные бортового описания осадков позволили отобрать представительные образцы для рентген-дифрактометрического исследования. Были приготовлены препараты коллоидной фракции ($< 0,001$ мм) осадка (Лаборатория механического анализа ГИН АН СССР, руководитель Н.В. Ренгартен). Съемка рентген-дифрактограмм производилась на дифрактометре ДРОН-2 (СССР) с использованием Cu , K_{α} -излучения при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования при обычной съемке 2° /мин, при более детальной — 1° /мин. Съемка велась для образца: а) воздушно-сухого, б) насыщенного глицерином (в контрольных случаях — этиленгликолем), в) прокаленного при 550°C . Интерпретация природы глинистых смешаннослойных образований, определение количественных соотношений разнотипных слоев и особенностей их чередования выполнялись на основе сопоставления экспериментальных данных с рассчитанными дифрактограммами для соответствующих моделей [Дриц, Сахаров, 1976]. Химический состав осадков определялся в Химико-аналитической лаборатории Института геохимии Сибирского отделения АН СССР (руководитель В.П. Афонин) методами рентген-флуоресцентной спектроскопии и (для контроля) классического валового анализа с использованием соответствующих международных стандартов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ КОМПОНЕНТОВ В ГЛАВНЫХ РАЗРЕЗАХ

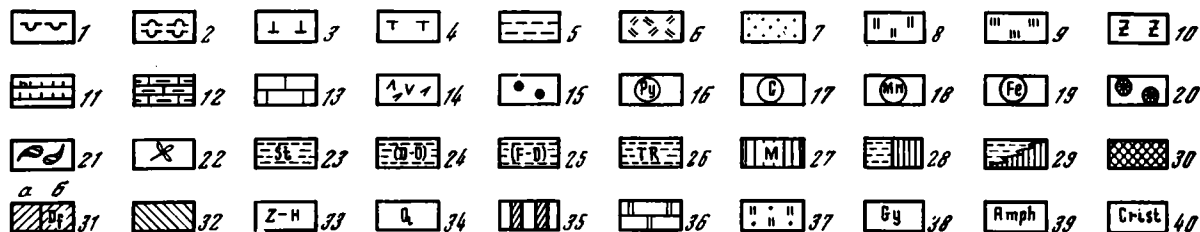
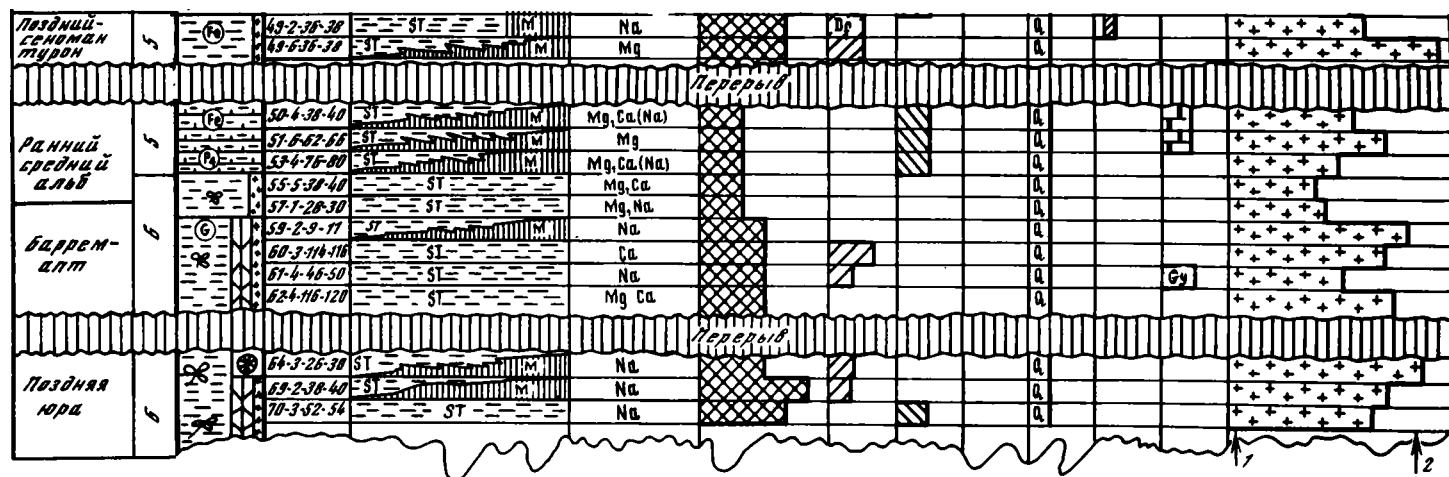
Детальные литологические и геохимические исследования имеющихся в нашем распоряжении керновых образцов, обзорное изучение отдельных дифрактограмм позволили сконцентрировать основное внимание на двух ключевых разрезах: скв. 511 и скв. 513А, достаточно полно представляющих основные типы осадков Юго-Западной Атлантики.

Скважина 511

Основная информация о минеральном составе фракции $< 0,001$ мм сведена на рис. 26. Отдельные представительные типы глинистых образований могут быть проиллюстрированы конкретными дифрактограммами (рис. 27). Выделим основные комплексы глинистых минералов.

Позднеюрский—ранне-среднеальбский гидрослюдисто-сметитовый комплекс характеризуется существенным преобладанием двух глав-

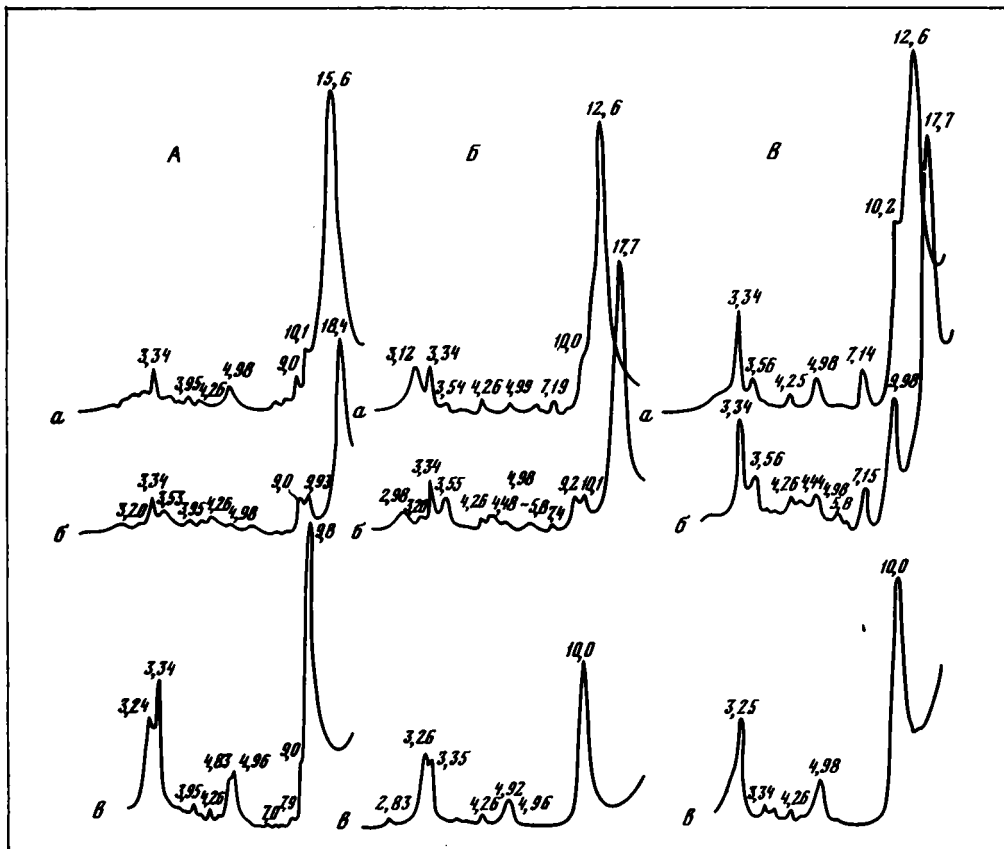
Возраст Средняя	Литология	№ обр	Смешанные исландские микрорайоны		Микроанализ состава (фракция < 0,001 мм)
			Сомношенные и сланцы	Мезоспанды карманы	
1	Пески	?	?	?	?
2	Пески сланцы	2	?	?	?
2A	Пески сланцы	2A	?	?	?
2B	Пески сланцы	2B	?	?	?
3	Лесные мелкие пески	3	?	?	?
4	Лесные мелкие пески	4	?	?	?
5	Лесные мелкие пески	5	?	?	?



Р и с. 26. Распределение глинистых компонентов (фракция < 0,001) в разрезе отложений верхнего мезозоя — кайнозоя скв. 511

Стрелками указаны значения весового отношения K/Al для: 1 — среднего монтмориллонита — бейделлита, 2 — среднего иллита [Weaver, Pollard, 1973]
Условные обозначения к рис. 26, 28—31, 33—35, 38—40, 42—43, 45—48, 50

Л и т о л о г и я: 1—5 — илы: 1 — диатомовые, 2 — диатомово-радиоляриевые, 3 — наннофоссилиевые, 4 — фораминиферовые, 5 — глинистые и аргиллиты; 6 — вулканический пепел; 7 — песок; 8 — песчано-алевритовые осадки; 9 — алевритовые осадки; 10 — цеолиты; 11 — наннофоссилиевый писчий мел; 12—13 — известняк: 12 — глинистый, 13 — обломочно-комковатый; 14 — базальт; 15 — сульфидные микроствяжения; 16 — ствещения, выделения пирита; 17 — выделения гипса; 18—19 — гидроокислы: 18 — Mn, 19 — Fe; 20 — карбонатные микроствяжения, сферолиты сложного состава; 21 — остатки макрофауны, пеллеципод; 22 — остатки растений. М и н е р а л ы: 23—26 — смектиты: 23 — монтмориллонитового состава, 24 — неупорядоченной структуры, 25 — тонкодисперсные, 26 — в следовых количествах; 27 — слюдистый компонент; 28—29 — соотношение пакетов смектита и слюды: 28 — определенное, 29 — переменное; 30 — гидрослюда; 31 — хлорит: а — нормальный, б — дефектный; 32 — каолинит; 33 — цеолит из группы гейландита; 34 — кварц; 35 — полевые шпаты; 36 — кальцит; 37 — кристобалит; 38 — гипс; 39 — кремнистое аморфное вещество; 40 — дисперсное кремнистое вещество и кристобалит

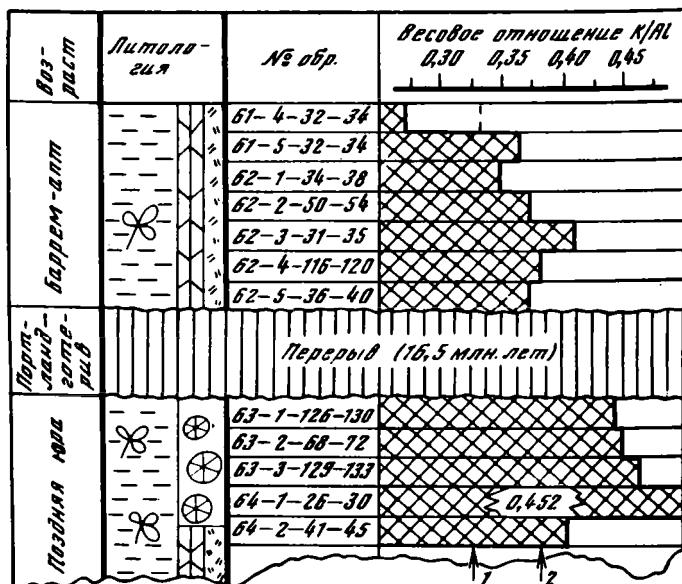


Р и с. 27. Диффрактограммы образцов фракции < 0,001 мм из отложений позднего мезозоя — кайнозоя скв. 511

А — обр. 24—2—80—82 — тонкодисперсная неупорядоченная смешаннослойная фаза смектит-слюда (с соотношением пакетов смектита и слюды 9:1), примесь гидрослюда, цеолит из группы гейландита, примесь кварца; Б — обр. 49—2—36—38 — смешаннослойная неупорядоченная фаза смектит-слюда (соотношение пакетов смектита и слюды — 7 : 3), примесь гидрослюда, хлорита дефектного, следы кварца, полевых шпатов; В — обр. 70—3—52—54 — Na-диоктаэдрический смектит, примесь гидрослюда, каолинита, кварца

а, б, в — см. подпись к рис. 22

ных компонентов: диоктаэдрического смектита и гидрослюда с незначительной примесью хлорита, кварца, каолинита (см. рис. 27, В). Рассматриваемые глинистые минералы развиты в отложениях серии 6 (верхняя юра—нижний—средний альб), [Ludwig et al., 1980], которые представлены относительно мелкозернистыми (шельфовыми), преимущественно глинистыми осадками с малой примесью алевритовых частиц стекла среднего-кислого состава (до 10%) и выделениями пирита—марказита; характерно наличие рассеянного сапропелевидного органического вещества и фрагментов растений. Присутствие в составе межслоевых катионов Са может свидетельствовать либо о сравнительно опресненной обстановке осадконакопления, либо о довольно слабой переработке речных глинистых осадков в зоне смешения с морскими водами (эстуарий), которая не сопровождалась существенным изменением обменных межслоевых катионов. В относительно монотонном распределении глинистых минералов отчетливо выделяется зона эрозионного перерыва, отделяющая отложения поздней юры от осадков баррема—апта. Базальные осадки, лежащие в основании этого перерыва, представлены неупорядоченной смешаннослойной фазой: смектит с заметной примесью гидрослюда (рис. 28), со следами хлорита (см. рис. 26). Достаточно чувствительным показателем



Р и с. 28. Распределение значений весового отношения K/Al в отложениях поздней юры и баррема-апта скв. 511 близ контакта — стратиграфического перерыва: портланд-готерив (16,5 млн. лет)

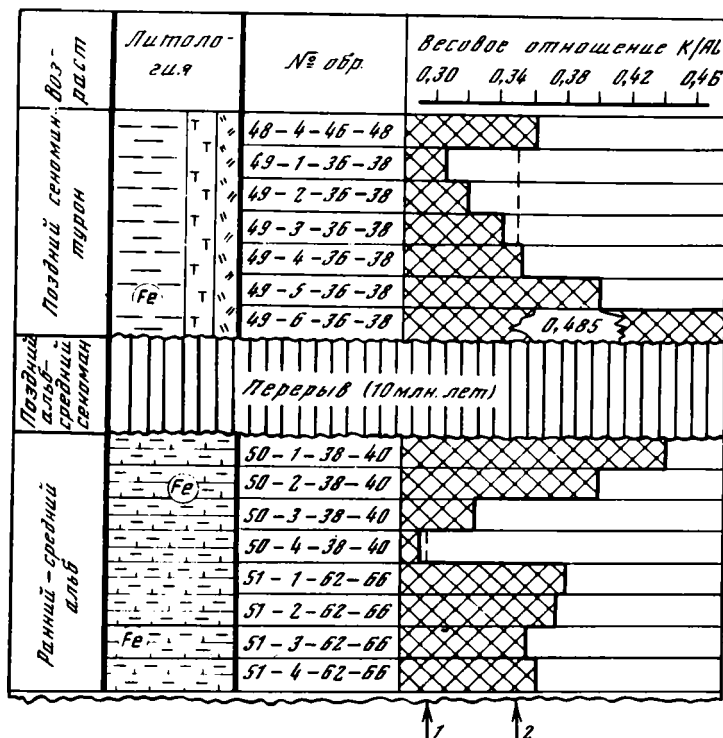
Стрелками указаны средние значения для: 1 — баррема-апта, 2 — поздней юры

Остальные условные обозначения см. на рис. 26

процесса слюдизации может быть отношение K/Al . Осадки в зоне эрозионного контакта характеризуются существенно более высокими величинами K/Al по сравнению со средними значениями для данных подразделений осадков (см. рис. 28). Иными словами, следствием относительно продолжительной хроматографической обработки осадков в зоне эрозионного контакта является отчетливо повышенное поглощение калия, сопровождаемое формированием межслоев слюды в смешаннослойной фазе смектит-слюда с неупорядоченной перемежаемостью разнотипных межслоев.

Ранне-среднеальбский-поздне-сеноманско-туронский комплекс представлен неупорядоченной смешаннослойной фазой смектит-слюда с примесью гидрослюды. В нижней части интервала (нижний-средний альб) отмечается заметная примесь каолинита, в верхней части (верхний сеноман-турон) — ощутимые количества диоктаэдрического хлорита. Данный комплекс глинистых минералов существенно развит в составе серии 5, которая представлена пестроцветными, в верхней части — красноцветными, преимущественно глинистыми наннофоссилиевыми осадками. В этих осадках содержится до 50–70% глинистого вещества, рассеянные гидроокислы Fe (до 7%), примесь средней-основной вулканокластиков (до 10%). В. Слайтер [Barker et al., 1977] полагает, что остатки бентосных фораминифер в этих отложениях свидетельствуют о глубинах открытого морского бассейна седиментации, характерных для шельфа (100–400 м), причем к концу рассматриваемого геохронологического интервала происходило дальнейшее расширение и углубление открытого океанского бассейна. В связи с этим уместно подчеркнуть, что в верхней части разреза, соответствующего данному геохронологическому интервалу, глинистые компоненты представлены преимущественно неупорядоченной смешаннослойной фазой смектит-слюда, содержащей около 30% слюдяных межслоев (см. рис. 26, 27, Б).

Особый интерес представляет выраженная слюдизация глинистого вещества в зоне эрозионного контакта нижнего-среднего альба и верхнего сеномана-турона (рис. 29). Этот процесс проявляется как в резко повышенных величинах отношения K/Al (по сравнению со средними значениями) непосредственно близ контакта, так и в наличии весьма ощутимых количеств отдельных фаз гидрослюды и хлорита (см. рис. 26).



Р и с. 29. Распределение значений весового отношения K/Al в отложениях раннего-среднего альба и позднего сеномана-турона скв. 511 (серия 5) близ контакта — стратиграфического перерыва: поздний альб-средний сеноман (10 млн. лет)

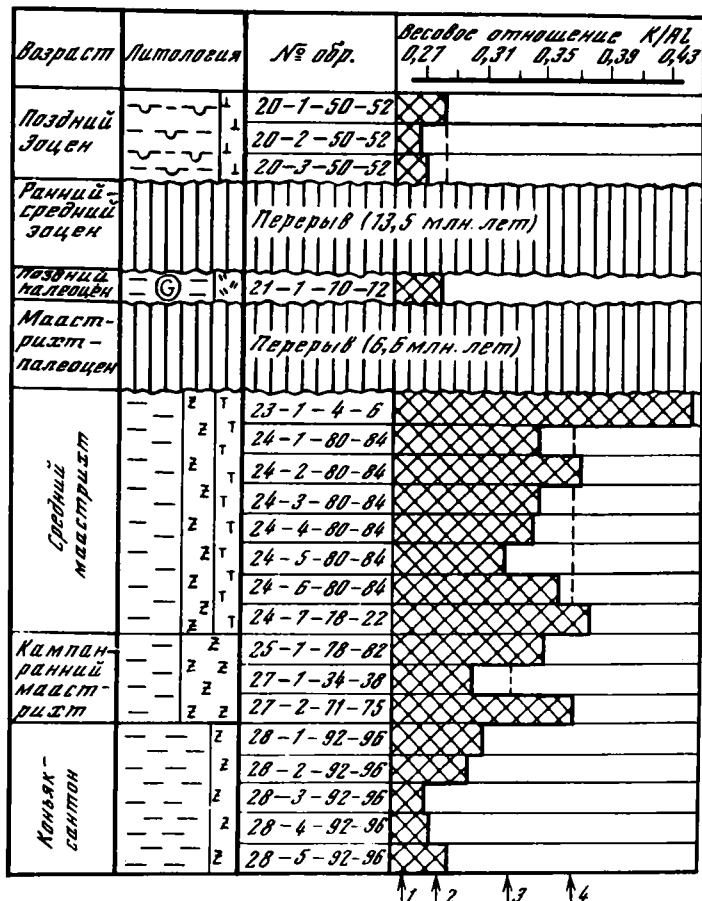
Стрелками указаны средние значения для: 1 — раннего-среднего альба; 2 — позднего сеномана-турона

Остальные условные обозначения см. на рис. 26

Коньяк-сантонский-среднемаастрихтский комплекс характерен главным образом преобладанием гаммы неупорядоченных смешаннослойных фаз смектит-гидрослюда, меняющихся от мономинеральной слюды до смешаннослойного минерала с соотношением пакетов 7:3. В незначительных количествах присутствуют гидрослюда, следы диоктаэдрического, нередко дефектного хлорита (см. рис. 26, 27, А). В осадках верхней части данного интервала наблюдается значительное количество цеолита из группы гейландита, развитого по глубоко измененной тонкой вулканокластике. В целом в это время накапливались преимущественно глинистые осадки, причем в течение кампана-раннего маастрихта отличавшиеся высоким содержанием (до 70%) тонкой основной вулканокластике, глубоко измененной и преобразованной в цеолиты (гейландит). Седиментация происходила в условиях открытого, относительно глубоководного (не менее 2000 м) океанского бассейна ниже уровня карбонатной компенсации при активной циркуляции меридионально направленных течений [Barker et al., 1977].

Так же как и в рассмотренных выше случаях, зоны эрозионных перерывов отчетливо фиксируются повышенными количествами гидрослюдистых компонентов, в частности существенным повышением величины K/Al близ контакта средний маастрихт-поздний палеоцен (рис. 30, см. также рис. 26).

Кайнозойский комплекс глинистых компонентов представлен преимущественно диоктаэдрическим смектитом, тонкодисперсным, неупорядоченным, с весьма заметными количествами гидрослюда, следами хлорита, кварца, полевых шпатов (см. рис. 26). В средней части отложений нижнего олигоцена наблюдаются смешаннослойные фазы слюды-смектит с меняющимся соотношением составляющих пакетов в разных глинистых частицах. Рассматриваемые компоненты являются существенной состав-



Р и с. 30. Распределение значений весового отношения K/AI в отложениях среднего маастрихта, позднего палеоцена и позднего эоцена скв. 511 близ контакта — стратиграфического перерыва: мезозой—кайнозой

Стрелками показаны средние значения для: 1 — коньяка—сантона, 2 — позднего эоцена, 3 — кампан—раннего маастрихта, 4 — среднего маастрихта

Остальные условные обозначения см. на рис. 26

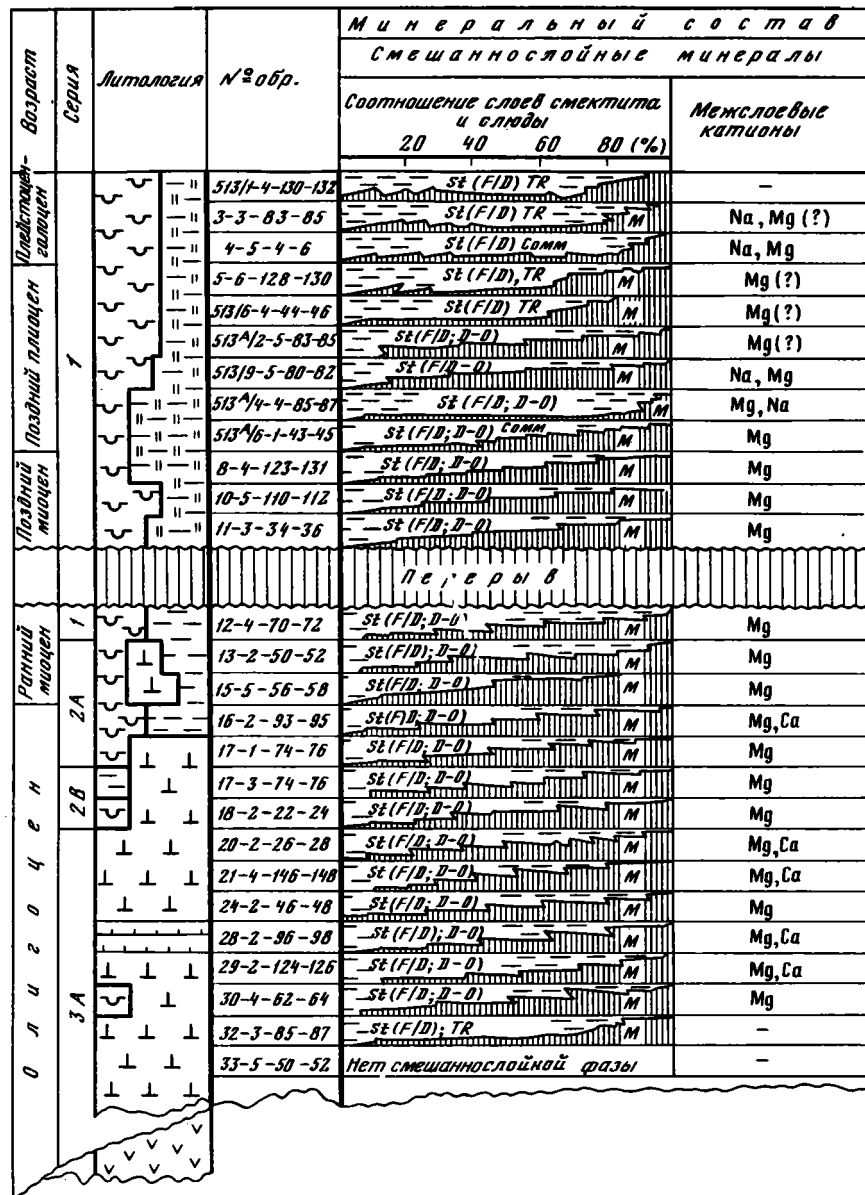
ляющей накапливавшихся в обстановке глубокого открытого океана преимущественно глинистых диатомовых илов и глинистых нанофоссилиево-диатомовых илов, нередко содержащих терригенные зерна глауконита.

Отметим, что в нашем распоряжении не было образцов для достаточно адекватной характеристики накопления глинистых компонентов в позднем плиоцене—плейстоцене (см. рис. 26) в районе плато Фолкленд.

Скважины 513 и 513А

Основная информация о глинистых компонентах этого разреза показана на рис. 31; конкретные репрезентативные примеры рентгеновских дифрактограмм — на рис. 32.

Глинистые компоненты сравнительно мощной толщи (379, 34 м) осадков олигоцена—голоцена, несмотря на существенные вариации состава осадков и условий седиментации, характеризуются выраженной монотонностью (см. рис. 31). Они представлены главным образом смесью двух компонентов: неупорядоченной смешаннослойной фазы смектит—слюда с переменными соотношениями разнотипных межслоев и суще-



Р и с. 31. Распределение глинистых компонентов (фракция < 0,001 мм) в разрезе кайнозойских отложений скв. 513 и 513А

Стрелками показаны значения весового отношения K/Al для: 1 — среднего монтмориллонита — бейделлита [Weaver, Pollard, 1973], 2 — среднего иллита [Weaver, Pollard, 1973], 3 — мусковита (0,53) [The X-ray..., 1961]

Остальные условные обозначения см. на рис. 26

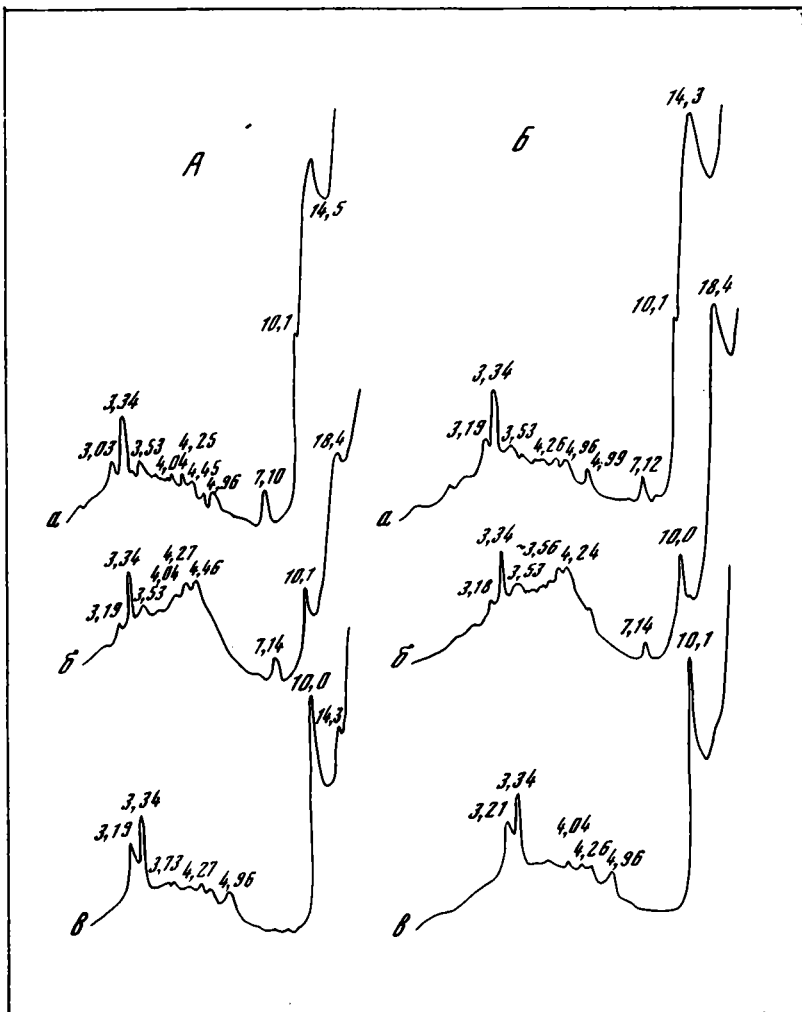
ственными количествами гидрослюда. В качестве ощутимой примеси присутствует диоктаэдрический хлорит, особенно в верхней части верхнего плиоцена и в осадках плейстоцена—голоцена, ниже наблюдаются следовые количества дефектного хлорита (см. рис. 31, 32). Отмечается постоянная примесь кварца и полевых шпатов. В осадках олигоцена встречаются следы кристобалита как продукта постседиментационного изменения биогенного кремнистого материала. Эрозионный перерыв, разделяющий

(ф р а к ц и я < 0,001 мм)						Весовое отношение K/Al			
Гидрослюда	Хлорит	Цеоцит	Кварц	Полевые шпаты	Другие минералы	0,1	0,2	0,3	0,4
Следы	Обычные	Следы	Обычные	Следы	Обычные				
Содержание	Содержание	Содержание	Содержание	Содержание	Содержание				
			q			+	+	+	
			q			+	+	+	
			q			+	+	+	
			q			+	+	+	
			q		Amph	+	+	+	
			q		Amph	+	+	+	
			q			+	+	+	+
			q		Amph	+	+	+	
			q			+	+	+	
	df		q			+	+	+	
	df		q			+	+	+	
Перерыв									
			q			+	+	+	
			q			+	+	+	
			q			+	+	+	+
			q			+	+	+	
	df		q		• II • Grist	+	+	+	+
	df		q		• II • II • II • II • II •	+	+	+	+
	df		q			+	+	+	+
	df		q			+	+	+	+
	df		q			+	+	+	+
	df		q			+	+	+	+
	df		q			+	+	+	+
	df		q		• II • Amph	+	+	+	+
	df		q		• II • Amph	+	+	+	+
			q			+	+	+	+

осадки раннего и позднего миоцена, отчетливо фиксируется относительно высокими величинами K/Al в зоне контакта (рис. 33). Как отмечалось выше на примере скв. 511, продолжительное активное воздействие морской воды в течение эрозионного перерыва проявляется в заметном поглощении калия и развитии явлений слюдизации смектиновых компонентов.

Обращает на себя внимание, что близ контакта с базальтом основания глинистые компоненты фораминиферо-наннофоссилиевых илов (обр. 513А-33-5-50-52; см. рис. 31) представлены практически нацело гидрослюдой. В этом образце отношение K/Al (0,51) приближается к величине, характерной для мусковита (0,53) [The X-ray..., 1961]. Подобный факт можно интерпретировать как следствие гидротермального приконтактового изменения.

Сравнительная монотонность состава глинистых компонентов исследуемого раз-



Р и с. 32. Дифрактограммы образцов фракции $< 0,001$ мм из кайнозойских отложений скв. 513А

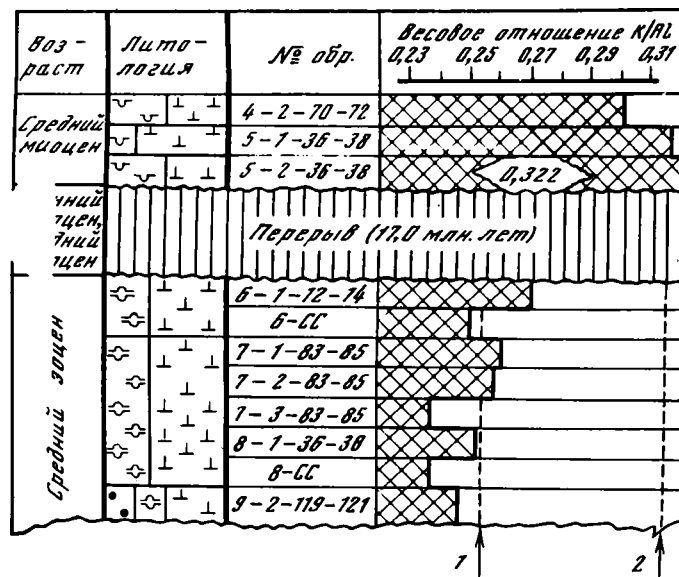
А — обр. 513А-6-1-43-45 — гидрослюда, тонкодисперсная неупорядоченная смешаннослойная фаза смектит-слюда, хлорит, примесь полевых шпатов, кварца; Б — обр. 513А-11-3-34-36 — гидрослюда, тонкодисперсная неупорядоченная смешаннослойная фаза смектит-слюда, хлорит дефектный, примесь полевых шпатов, кварца

в, б, в — см. подпись к рис. 22

Р и с. 33. Распределение значений весового отношения K/Al в отложениях среднего эоцена и среднего миоцена скв. 513 близ контакта — стратиграфического перерыва: поздний эоцен — ранний миоцен (17,0 млн. лет)

Стрелками показаны средние значения для: 1 — среднего эоцена, 2 — среднего миоцена

Остальные условные обозначения см. на рис. 26



реза позволяет оценить эффект постседиментационных изменений. Эти изменения проявились при сохранении главных рентгеноструктурных характеристик в последовательном возрастании величины K/Al с глубиной (см. рис. 31), что может свидетельствовать о начальных стадиях процесса преобразования смектита в слюду.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОСТСРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ

Глинистые компоненты осадочного чехла океана во многих случаях являются носителями информации о факторах, контролирующих их генезис. В случае накопления продуктов терригенного стока глинистые составляющие могут отражать климатические обстановки, господствующие в области питающей суши. Продолжительное взаимодействие с морской водой приводит к начальным аутигенным преобразованиям глинистого вещества. Глубокое захоронение в осадочных толщах, как правило, производит заметные трансформации структуры и химизма вещества глин. Рассмотрим кратко основные факторы генезиса глинистых компонентов постсреднеюрских отложений Юго-Западной Атлантики.

Глинистые минералы как индикаторы климатических обстановок прошлого питающей провинции. Сравнительно адекватно изменение климатических условий зарегистрировано в закономерной смене комплексов глинистых минералов в разрезе постсреднеюрских отложений района плато Фолкленд, вскрытых скв. 511 (см. рис. 26). Как было показано выше, в течение поздней юры—раннего—среднего альба накапливались мелководные глинистые осадки с сапропелевым материалом и фрагментами наземных растений. Глинистое вещество осадков представлено главным образом диоктаэдрическим смектитом и гидрослюдой с примесью каолинита, хлорита, кварца. Наличие этих компонентов может свидетельствовать о существовании на водосборах теплого, возможно, гумидного климата, благоприятствовавшего начальным стадиям развития кор выветривания. Данные изучения спорово-пыльцевых комплексов (по данным И.З. Котовой) свидетельствуют, что в течение поздней юры—раннего мела на суше, примыкающей к этому Прото-Атлантическому бассейну, был жаркий климат, гумидность которого возрастала к среднему альбу [Thompson, 1977].

Важно отметить, что седиментация в условиях стагнированного, относительно мелководного (шельфового) бассейна, возможно, с пониженным режимом солености мало способствовала аутигенным преобразованиям глинистого материала. Об этом, в частности, может свидетельствовать наличие Ca в составе обменных катионов. В связи с этим уместно упомянуть о заметных изменениях химизма речных глинистых взвесей при взаимодействии с морской водой. Наличие сульфидного заражения в природном слое воды и в осадке в значительной мере предопределило течение диагенетических реакций. Установлено, что в резко восстановительных условиях наличие значительных концентраций S^{2-} -ионов в поровых водах может привести к экстракции железа из структуры смектитов, сопровождаемой выделением сульфидов железа и соответствующим обогащением этих глинистых минералов магнием [Heller-Kallai, Rozenson, 1978].

С конца раннего—среднего альба и до позднего сеномана—турона накапливались относительно мелководные, шельфовые осадки открытого бассейна, глинистые компоненты которых представлены неупорядоченной смешаннослойной фазой смектит—слюда с примесью гидрослюды. В данном случае трудно интерпретировать минеральный состав глин для оценки климата, который господствовал на питающей суше того времени. Косвенные данные не указывают на сколько-нибудь явное похолодание. Глинистые компоненты этих отложений несут на себе значительное воздействие постседиментационных преобразований в условиях открытого океана, проявившихся как в наличии смешаннослойных фаз с определенным соотношением смектитовых и слюдистых пакетов, так и в присутствии заметных количеств гидрослюды и хлорита.

Близкий состав глинистых компонентов, по существу, сохраняется до позднего палеоцена (см. рис. 26). Углубление и расширение открытого океанского бассейна в течение коньяка—сантона и до среднего маастрихта, очевидно, благоприятствовали течению процессов аутигенного преобразования глин: в смешаннослойных неупорядоченных фазах смектит—слюда количество слюдяных пакетов достигает 30%.

В течение позднего эоцена—раннего олигоцена накапливались глинисто-диатомовые,

глинисто-наннофоссилиевые, диатомовые осадки, в которых отмечаются существенные количества диоктаэдрического смектита, тонкодисперсного, неупорядоченного, с примесью гидрослюда, следами хлорита, кварца, полевых шпатов. Состав глинистых компонентов этих отложений наводит на мысль о существовании в это время в области питающей суши сравнительно теплого гумидного климата. Изучение остатков планктонных фораминифер, изотопов кислорода, спорово-пыльцевых комплексов (по данным Г.М. Братцевой) подтверждает это вывод.

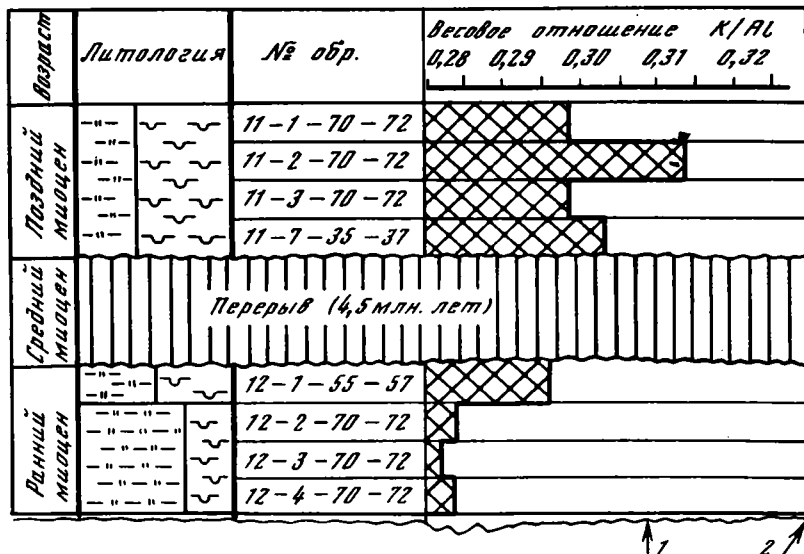
Можно полагать, что сравнительно молодой возраст рассматриваемых отложений, их довольно небольшая мощность и относительно низкие величины теплового потока в весьма ограниченной мере способствовали постседиментационным изменениям. Выше было показано, что величина K/AI достаточно определенно коррелируется с количеством слюдяных пакетов в смешаннослойных фазах смектит-слюда и с наличием гидрослюда (см. рис. 26, 31). Указанные минералы являются существенными компонентами позднетретичных отложений. Резкое ухудшение, похолодание климата, наступившее в конце позднего олигоцена [Boltovskoy, 1980; Ciesielski, Wise, 1977], регионально проявилось в продолжавшемся до голоцена накоплении главным образом смешаннослойных фаз смектит-слюда в осадках всех исследованных скважин (512, 513, 514; рис. 34, см. вкл.).

Исследованиями М.Б. Джекобса [Jacobs, 1974] в атлантическом секторе Антарктического бассейна установлено, что состав глинистых минералов наряду с терригенными компонентами с определенностью отражает климатические обстановки, господствовавшие на питающей суше во второй половине кайнозоя. Он особо подчеркивает индикаторное значение снижения степени кристалличности иллита в условиях теплового гумидного климата (эоцен, олигоцен) и преобладание механического выветривания с образованием обломочного иллита, сохраняющего хорошую кристалличность (с миоцена и позднее) при относительно холодных климатических условиях. Отмечая, что калий и магний морской воды промотируют формирование иллита и хлорита за счет монтмориллонита, М.Б. Джекобс [Jacobs, 1974] считает, что для Антарктического бассейна подобные диагенетические изменения позднетретичных осадков незначительны по сравнению с воздействием климатического фактора.

Постседиментационное изменение глинистых компонентов. При рассмотрении относительной роли климатического фактора в преобразовании глинистых компонентов оценивалось влияние постседиментационных процессов. Подобное влияние весьма отчетливо проявляется в наличии сравнительно высоких количеств пакетов слюды (до 30%) в неупорядоченных смешаннослойных фазах смектит-слюда, преобладающих в морских осадках от раннего-среднего альба до среднего маастрихта в районе плато Фолкленд. Однако наблюдаемая картина осложняется влиянием относительно продолжительных эрозионных перерывов, также промотирующих аутигенное изменение глинистого вещества.

Наиболее отчетливая картина стадийности изменения довольно однородного комплекса глинистых компонентов, представленных преимущественно неупорядоченной смешаннослойной фазой смектит-слюда с переменными количественными соотношениями межслоев и существенными количествами гидрослюда и хлорита, наблюдается в разрезе скв. 513 и 513А (см. рис. 31, 34). В осадках этого разреза имеет место выраженное возрастание величин K/AI с глубиной (см. рис. 31), причем в нижних слоях наннофоссилиевых осадков близ контакта с базальтами основания глинистые компоненты представлены практически целиком гидрослюдой, для которой величина K/AI (0,51) весьма близка к величине, характерной для мусковита (0,53) [The X-ray..., 1961]. При интерпретации этого факта следует иметь в виду, что скв. 513 и 513А были пробурены на западном фланге Срединно-Атлантического хребта с возрастом базальтов основания примерно 37,5 млн. лет (ранний олигоцен). Известно, что подобные структурные участки океанского дна отличаются относительно повышенными значениями теплового потока и возможными гидротермальными эксгальциями, которые благоприятствовали аутигенным изменениям глин.

Таким образом, наблюдаемые в постсреднеюрских отложениях постседиментационные преобразования глинистого вещества проявляются главным образом в различных стадиях процесса слюдизации смектитового материала. В ряде работ [Дриц, Копорулин, 1973; Pollard, 1971; Shutov et al., 1969; Weaver et al., 1971] рассмотрен механизм преобразования смектита в слюду в процессе постседиментационных изменений, при-



Р и с. 35. Распределение значений весового отношения K/Al в отложениях раннего и позднего миоцена скв. 513А близ контакта — стратиграфического перерыва: средний миоцен (4,5 млн. лет)
Стрелками показаны средние значения для: 1 — позднего миоцена, 2 — раннего миоцена (0,347)
Остальные условные обозначения см. на рис. 26

чем показано, что преобразование протекает путем формирования смешаннослойных фаз с возрастающим содержанием межслоев слюды. Начальные стадии процесса трансформации катионов в структуре монтмориллонита протекают в пределах межслоевого пространства, в котором не только накапливаются обменные катионы К. Через межслоевой промежуток осуществляются привнос и промежуточное накопление Al , вынос Si , сопровождаемые трансформацией тетраэдрических слоев [Pollard, 1971].

Роль эрозионных перерывов в преобразовании глинистого вещества. Постсреднеюрская седиментация в Юго-Западной Атлантике характеризуется многочисленными и продолжительными эрозионными перерывами (см. рис. 26, 31 и 34). Как было показано выше, глинистые компоненты, располагающиеся непосредственно вблизи эрозионных контактов, характеризуются повышенными величинами K/Al по сравнению со средними значениями этого отношения для данных подразделений осадков (рис. 35, см. также рис. 28–30, 33). Сущность подобных изменений заключается не только в относительном накоплении остаточных глинистых продуктов при растворении малоустойчивых карбонатных и кремнистых компонентов осадка. Весьма значительную роль играет продолжительное воздействие морской воды, приводящее к формированию гидрослюдистых и хлоритовых компонентов. Экспериментальные исследования [Sayles, Mangelsdorf, 1977] показывают, что в условиях комнатной температуры и нормального давления при смешении речных глинистых осадков (главным образом смектитов, гидрослюд) с морской водой происходит ионообменное поглощение (в % от обменных катионов): Na^+ — около 50, Mg^{2+} — до 40, K^+ — до 17%. Однако при снижении температуры от 21 до 2°C достигнутое равновесное поглощение катионов меняется. По данным ряда работ [Mangelsdorf et al., 1969; Bishoff et al., 1970; Sayles et al., 1973], при 2°C (температуре придонной воды глубокого моря) происходит поглощение (в % от обменных катионов): Na^+ — 15%, K^+ — 10%, а также вытеснение с переходом в раствор: Ca^{2+} — 3% и Mg^{2+} — 25%.

Наряду с явлениями аутигенного формирования слюдистых и хлоритовых компонентов в зонах эрозионных контактов наблюдается существенное накопление гидроксидов железа, марганца, соединений титана и фосфора (по данным И.М. Варенцова, см. с. 152–185).

Глинистые минералы как индикаторы климатических обстановок питающей провинции прошлого. В разрезе постсреднеюрских отложений района плато Фолкленд (скв. 511) выделяется ряд комплексов глинистых минералов. Позднеюрский—ранне-среднеальбский комплекс представлен преимущественно диоктаэдрическим смектитом и гидрослюдой с примесью каолинита, хлорита, кварца. Наличие этих компонентов может свидетельствовать о существовании на водосборах теплого климата с возрастающей к альбу гумидностью. Этот вывод подтверждается данными изучения спорово-пыльцевых комплексов в осадках.

Вторая половина раннего—среднего альба—средний маастрихт характеризуются преобладанием смешаннослойных неупорядоченных фаз смектит—слюда с примесью гидрослюды. Осадки накапливались в обстановке открытого океана. Данный комплекс глинистых минералов мало информативен для оценки климата питающей провинции того времени в связи с выраженными аутигенными изменениями.

В течение позднего эоцена—раннего олигоцена накапливались осадки с существенными количествами диоктаэдрического смектита, тонкодисперсного, неупорядоченного, с примесью гидрослюды, следами хлорита, кварца, полевых шпатов. Состав глинистых компонентов свидетельствует о существовании в то время теплого гумидного климата в области питающей суши.

На других участках, вскрытых скв. 512, 514, 513 и 513А, отложения позднего олигоцена—плейстоцена содержат преимущественно смешаннослойную неупорядоченную фазу смектит—слюда с примесью гидрослюды и хлорита, что может быть интерпретировано как свидетельство о существенном ухудшении климата с конца позднего олигоцена.

Постседиментационные изменения глинистых компонентов. Наиболее отчетливо изменение глинистого вещества отмечается в разрезе скв. 513 и 513А. Глинистые компоненты представлены неупорядоченной смешаннослойной фазой смектит—слюда с меняющимися количественными соотношениями разнотипных межслоев, существенными количествами гидрослюды и хлорита; наблюдается отчетливое возрастание величины K/AI с глубиной, свидетельствующее об относительном усилении слюдизации.

Роль эрозионных перерывов в изменении глинистого вещества. Глинистые компоненты осадков, залегающих вблизи эрозионных контактов, отличаются повышенными значениями K/AI сравнительно со средними величинами для данных подразделений. Наряду с формированием слюдистых и хлоритовых компонентов на границах, обусловленных эрозионными перерывами, отмечается повышенное накопление соединений Ti , Fe , Mn и P .

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ: РАСSEAЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (ПЛАТО ФОЛКЛЕНД, СКВ. 511)

Разрез верхнемезозойских отложений, вскрытых скв. 511, является ключевым для изучения ранних этапов палеогеографического развития и процессов седиментации юго-западной части Атлантического океана. Подчеркнем, что сведения по литологии отложений средней—верхней юры и мела этого района до изучения разреза скв. 511 были весьма фрагментарны (скв. 330, пробуренная в ходе 36-го рейса в 10 км к северу от скв. 511) [Barker et al., 1977; Ludwig et al., 1980; Thompson, 1977], а какая-либо информация по геохимии отсутствовала. Поэтому было предпринято изучение позднемезозойской геохимической истории осадконакопления в Юго-Западной Атлантике с учетом данных по исследованию океанской циркуляции, климатической эволюции Антарктики и Южного океана и общего процесса накопления осадков. Предполагается, что процессы седиментации и постседиментационных преобразований зарегистрированы в химическом и минеральном составе этих осадков. Особый интерес представляет вопрос: насколько отчетливо выражена смена геохимических параметров седиментации для главных геохронологических подразделений и какова природа контролирующих их факторов в течение поздней юры и мела?

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение сравнительно большого набора рассеянных и редких элементов выполнялось в химической лаборатории Всесоюзного института минерального сырья Министерства геологии СССР (руководитель лаборатории М.А. Ритт) методами эмиссионной спектроскопии с использованием соответствующих международных стандартов. Подчеркнем, что наряду с групповыми определениями (Sc, Pb, Nb, Ga, Mo, V, Cu, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, Y, Yb, La) такие элементы, как Li, Rb, Cs, Be, определялись из отдельных навесок с относительно повышенной точностью. CO₂ определялась известными методами и условно пересчитывалась на CaCO₃ (табл. 26).

Т а б л и ц а 26
Содержание Li, Rb, Cs, Be в верхнемезозойских отложениях
скв. 511 ($n \cdot 10^{-4}$, вес. % в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ обр.	Возраст	Li	Rb	Cs	Be
27-2-72-75	Кампан-маастрихт	28	82	< 9,4	1,8
30-1-50-52	Коньяк-сантон	28	73	< 9,4	1,4
38-1-46-50		32	82	< 9,4	1,4
38-3-50-54		37	82	< 9,4	1,8
39-1-39-43		37	91	< 9,4	2,5
39-3-39-43		32	73	< 9,4	1,4
39-4-39-43		37	91	< 9,4	2,2
40-2-40-44		37	73	< 9,4	1,4
40-3-40-44		28	55	< 9,4	1,4
40-4-40-44		55	91	< 9,4	1,8
40-5-40-44		64	100	< 9,4	2,2
40-6-20-24		60	91	< 9,4	1,8
41-1-56-60		64	109	< 9,4	2,2
41-2-28-32		64	100	< 9,4	1,4
41-3-59-63		87	109	< 9,4	2,2
42-1-116-120		74	109	< 9,4	1,8
42-2-116-120		60	91	< 9,4	1,8
42-3-116-120		55	91	< 9,4	1,4
42-4-116-120		51	109	< 9,4	1,4
42-5-31-33		51	91	< 9,4	1,4
43-1-43-45		Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,4
43-3-43-45		41	91	< 9,4	1,8
44-1-48-50		32	109	< 9,4	2,2
47-2-48-50		37	82	< 9,4	2,2
47-3-48-50		32	91	< 9,4	1,8
47-4-48-50		32	91	< 9,4	1,4
47-5-48-50		37	82	< 9,4	1,4
47-6-48-50		41	91	< 9,4	1,4
48-3-46-48	Поздний сеноман-турон	60	118	< 9,4	2,2
49-1-36-38		46	100	< 9,4	1,4
49-2-36-38		Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8
49-4-36-38		37	109	< 9,4	1,8
49-5-36-38		Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8
49-6-36-38		37	91	< 9,4	1,8
50-1-38-40	Ранний-средний альб	37	64	< 9,4	1,1
50-3-38-40		Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
51-1-62-66		37	64	< 9,4	1,4
51-2-62-66		46	73	< 9,4	1,4
51-3-62-66		46	64	< 9,4	1,1
51-4-62-66		46	73	< 9,4	1,4
51-5-62-66		41	82	< 9,4	1,8
51-6-62-66		41	55	< 9,4	1,1
52-1-62-66		46	91	9,4	1,4
52-3-62-66		51	73	< 9,4	1,4
52-5-62-66		83	9	< 9,4	< 0,9

Т а б л и ц а 26 (продолжение)

№ обр.	Возраст	Li	Rb	Cs	Be
52-6-62-66	Ранний—средний альб	55	55	< 9,4	1,1
52-7-16-20		51	64	< 9,4	0,9
53-1-76-80		37	64	< 9,4	1,1
53-2-76-80		92	55	< 9,4	1,1
53-3-76-80		46	64	< 9,4	1,4
53-4-76-80		64	55	< 9,4	1,1
53-6-76-80		55	36	< 9,4	< 0,9
54-2-36-40		51	46	< 9,4	1,1
54-3-36-40		37	46	< 9,4	< 0,9
54-4-36-40		41	64	< 9,4	< 0,9
54-5-36-40		37	64	< 9,4	1,1
54-6-36-40		41	64	< 9,4	1,1
55-1-38-40		46	64	< 9,4	1,1
55-2-38-40		55	73	< 9,4	1,4
55-5-38-40		51	82	< 9,4	1,4
55-6-38-40		Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
56-2-104-106		41	64	< 9,4	1,4
56-4-99-101		41	36	< 9,4	1,1
57-2-28-30		55	55	< 9,4	1,8
57-3-28-30		41	46	< 9,4	1,8
57-4-28-30		Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8
57-5-28-30		51	73	< 9,4	1,8
57-6-28-30		37	36	< 9,4	1,4
58-2-40-42	Баррем—апт	37	12	9,4	0,9
58-3-40-42		46	55	< 9,4	1,4
58-4-40-42		55	55	< 9,4	1,4
59-1-9-11		37	36	< 9,4	< 0,9
59-2-9-11		46	82	< 9,4	2,9
60-1-144-146		9	28	< 9,4	< 0,9
60-2-144-146		28	36	< 9,4	< 0,9
61-1-57-61		51	100	9,4	1,1
61-2-57-61		Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8
61-3-57-61		51	109	9,4	1,8
61-4-46-50		55	109	9,4	1,8
61-5-32-34		37	100	< 9,4	1,4
62-2-50-54		60	118	9,4	1,4
62-4-116-120		46	118	9,4	2,2
62-5-36-40		46	118	9,4	2,2
63-1-126-130	Поздняя юра	37	146	9,4	2,2
63-2-68-72		41	164	9,4	2,2
63-3-129-133		37	146	9,4	1,8
64-1-26-30		37	146	9,4	1,4
64-2-41-45		46	146	9,4	2,2
64-3-26-30		37	146	9,4	2,2
64-4-75-79		37	146	< 9,4	2,5
64-5-51-55		41	146	9,4	2,5
64-6-12-16		32	137	< 9,4	1,8
65-1-52-56		37	137	18,8	2,2
65-2-22-26		37	137	9,4	2,2
65-3-63-67		32	109	< 9,4	2,2
65-5-18-22		32	118	9,4	2,2
66-1-34-36		37	127	9,4	2,2
66-2-30-32		37	137	9,4	2,2
66-3-34-36		37	118	9,4	2,2
66-4-30-32		37	118	9,4	2,5
66-5-34-36		37	118	9,4	2,2
66-6-30-32		37	137	9,4	2,2
67-1-85-87		41	137	9,4	2,2

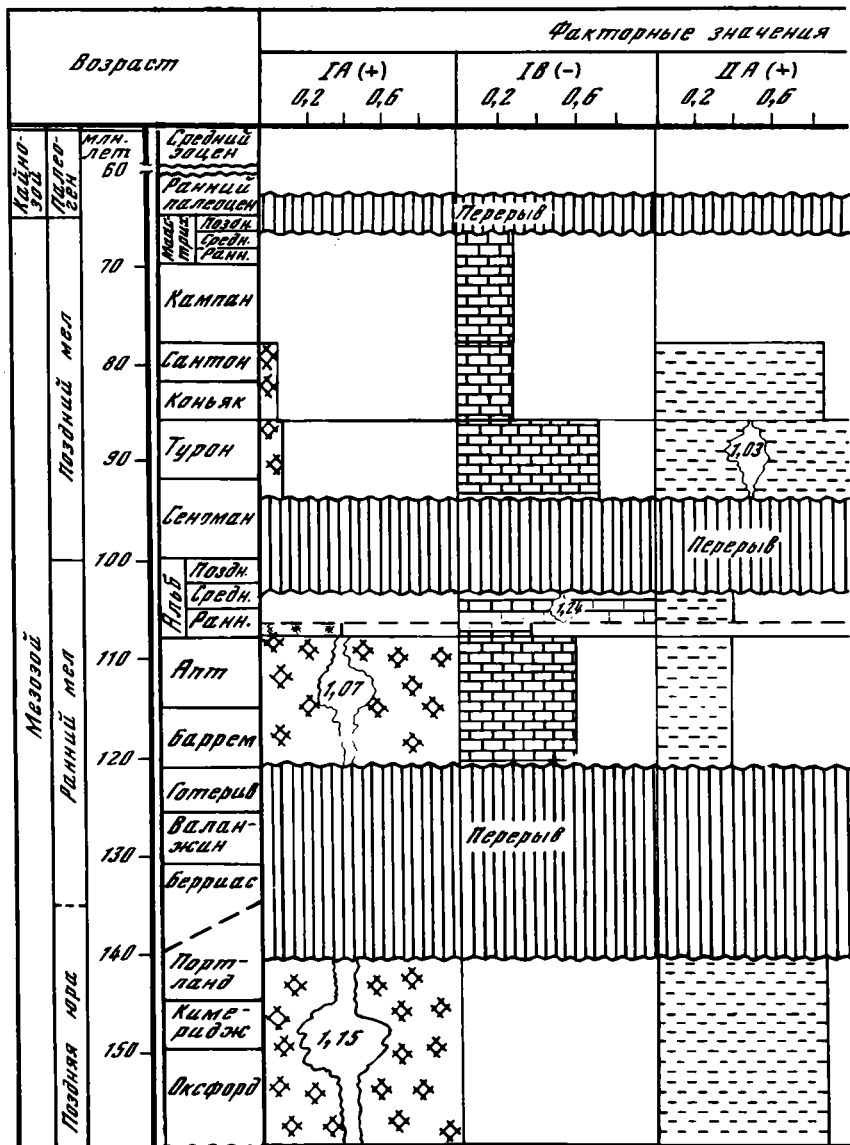
Т а б л и ц а 26 (окончание)

№ обр.	Возраст	Li	Rb	Cs	Be
67-2-85-87	Поздняя юра	28	55	9,4	2,2
67-4-85-87		37	118	9,4	2,2
67-5-85-87		37	91	< 9,4	1,1
68-2-65-67		37	137	9,4	1,4
69-2-38-40		41	146	9,4	1,4
69-3-38-40		46	146	9,4	2,5
69-5-38-40		41	118	< 9,4	2,2
70-1-52-54		37	109	9,4	1,8
70-3-52-54		46	137	9,4	2,2
70-5-52-54		41	137	9,4	2,2

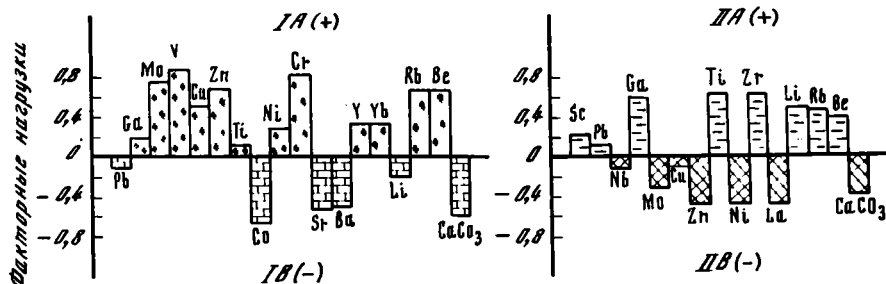
Т а б л и ц а 27
Результаты факторного анализа (R-анализа) для рассеянных элементов
верхнемезозойских отложений скв. 511

Компонент	Факторные нагрузки (после вращения)					
	Фактор I		Фактор II		Фактор III	
	IA(+)	IB(-)	IIA(+)	IIB(-)	IIIA(+)	IIIB(-)
Sc		- 0,07	0,23		0,57	
Pb		- 0,13	0,13		0,39	
Nb		- 0,02		- 0,14		- 0,02
Ga	0,18		0,60		0,15	
Mo	0,75			- 0,34		- 0,06
V	0,87			- 0,06		- 0,07
Cu	0,51			- 0,13	0,12	
Zn	0,67			- 0,50		- 0,03
Ti	0,13		0,64		0,46	
Co		- 0,68		- 0,02		- 0,17
Ni	0,28			- 0,52		- 0,40
Zr	0,09		0,63		0,27	
Cr	0,83		0,04		0,16	
Sr		- 0,52	0,02		0,56	
Ba		- 0,51	0,09		0,37	
Y	0,35			- 0,02	0,73	
Yb	0,34		0,07		0,68	
La	0,04			- 0,52	0,22	
Li		- 0,19	0,48		0,05	
Rb	0,68		0,46		0,29	
Be	0,68		0,38			- 0,05
CaCO ₃		- 0,60		- 0,40	0,43	
Вклад в дисперсию (%)	25,57		15,82		9,25	
Кумулятивная дисперсия (%)	25,57		41,39		50,64	

Массивы аналитических данных обрабатывались на ЭВМ ЕС-1022 в лаборатории математических методов исследования ГИН АН СССР (Д.А. Казимиров) по программе факторного анализа (R- и Q-анализа [Davis, 1973; Harman, 1967]). Особенности геохимической интерпретации результатов факторного анализа для решения подобных задач рассмотрены ранее [Lienen, Stakes, 1979; Варенцов, 1980; Varentsov et al., 1981]. Подчеркнем, что выделение ассоциаций проводилось на основе группирования компонентов, обладающих значимыми факторными нагрузками одного знака (табл. 27). Для более явного представления соотношений между компонентами ас-

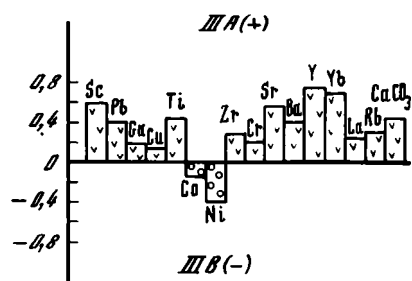
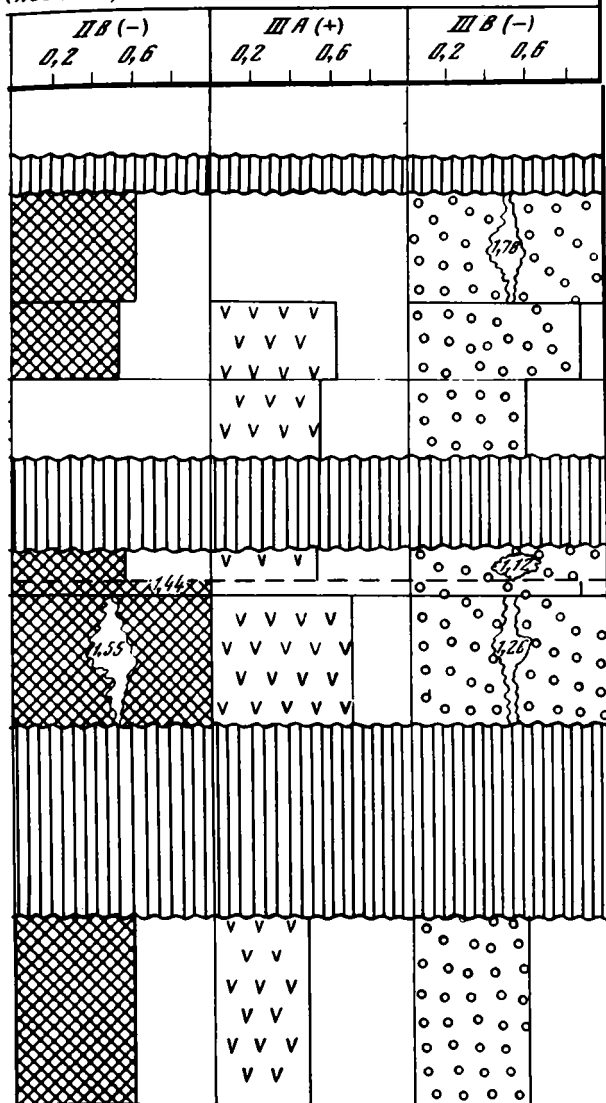


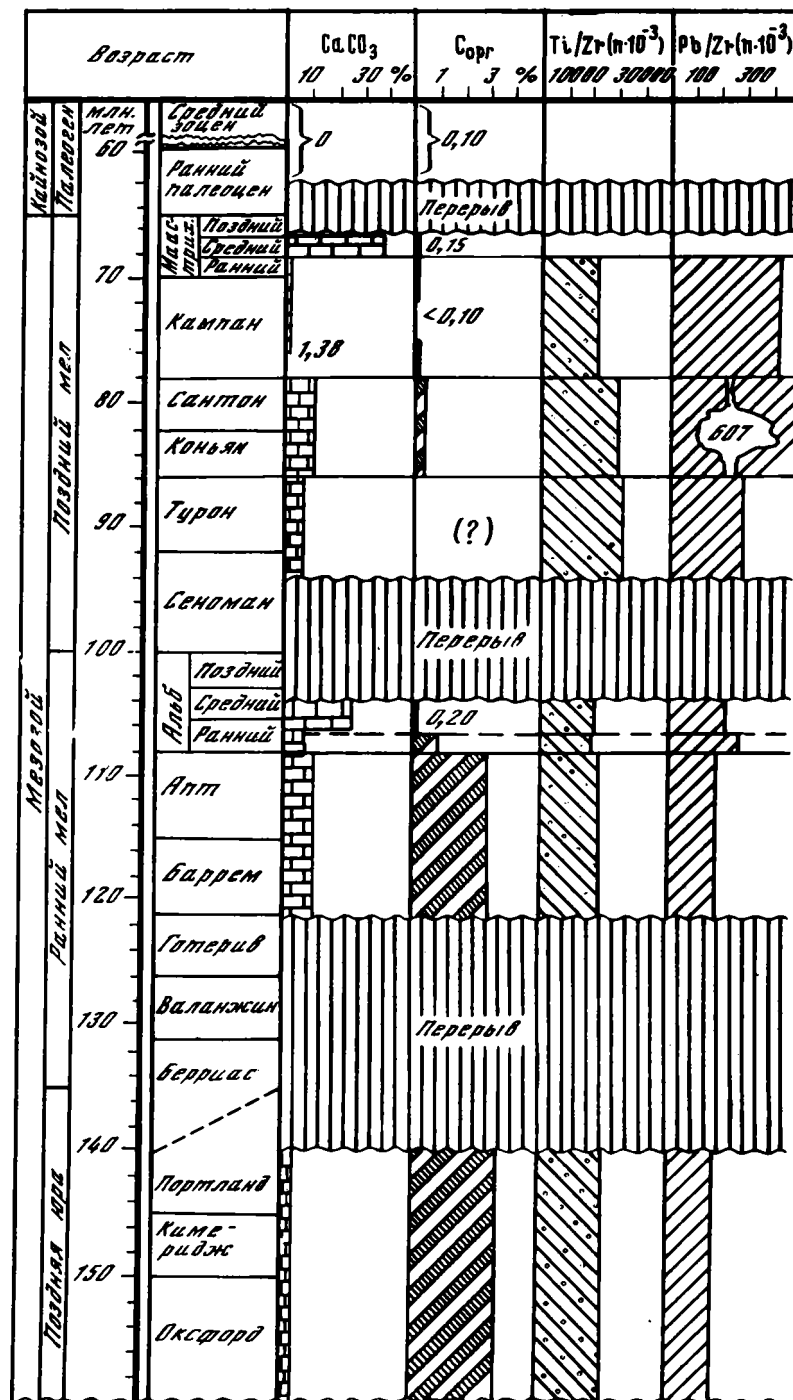
Факторные ассоциации



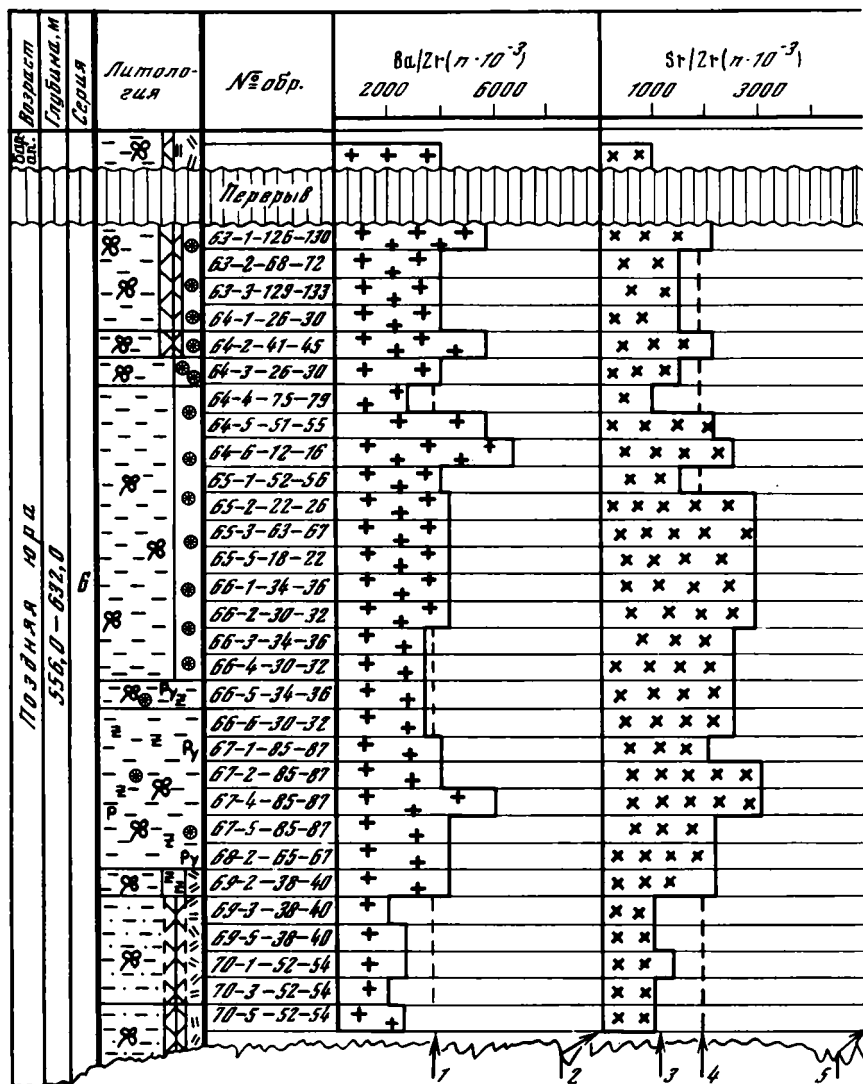
Р и с. 36. Распределение средних величин факторных значений парагенетических ассоциаций рассеянных и редких элементов в разрезе верхнемезозойских отложений скв. 511. Если значение выходит за пределы шкалы, его величина показана на рисунке цифрами

(после вращения)





Р и с. 37. Распределение средних содержаний CaCO₃, Сорг и средних значений Ti/Zr, Pb/Zr, Cu/Zr, Zn/Zr, Co/Zr, Sr/Zr и Ba/Zr в главных геохронологических подразделениях верхнемезозойских отложений скв. 511. Если значение выходит за пределы шкалы, его величина показана на рисунке цифрами



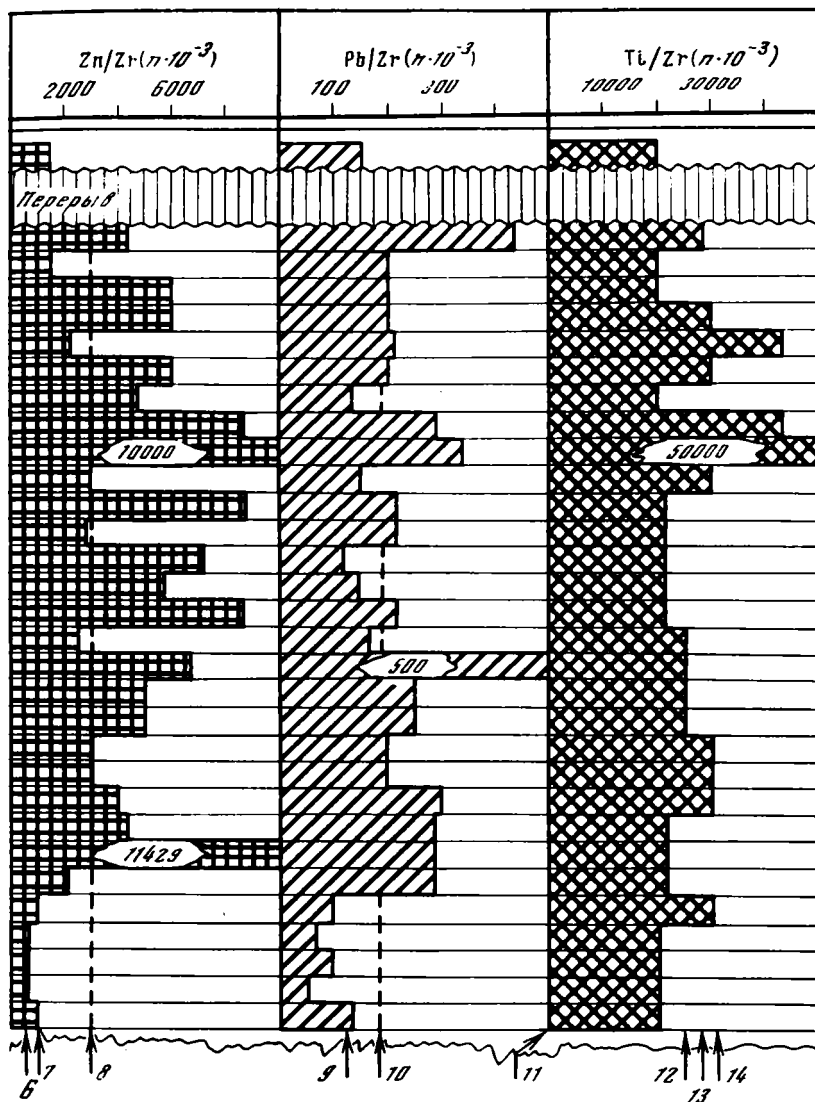
Р и с. 38. Распределение величин Ba/Zr, Sr/Zr, Zn/Zr, Pb/Zr и Ti/Zr в разрезе позднерюрских отложений скв. 511

Стрелками показаны средние значения отношений элементов: 1-2 — Ba/Zr для: 1 — глини (Г) и отложений поздней юры (ПЮ), 2 — глубоководных глинистых осадков (ГГО) (15330); 3-5 — Sr/Zr для: 3 — ГГО, 4 — Г и ПЮ, 5 — глубоководных карбонатных осадков; 6-8 — Zn/Zr для: 6 — Г, 7 — ГГО, 8 — ПЮ; 9-11 — Pb/Zr для: 9 — Г, 10 — ПЮ, 11 — ГГО (533); 12-14 — Ti/Zr для: 12 — ПЮ, 13 — Г и богатых Са-гранитов, 14 — ГГО

Литологические условные обозначения см. на рис. 26

социации каждый химический компонент характеризуется величиной факторной нагрузки на тот фактор, с которым он теснее всего связан. Более отчетливо выраженные значения факторных нагрузок получались после преобразования данных по методу вращения [Davis, 1973].

Данные по абсолютной геохронологии были заимствованы из работ, используемых в исследованиях по Международной программе глубоководного океанического бурения (DSDP) [Phanerozoic time scale, 1974; Hardenbol, Berggren, 1978; Larson, Hilde, 1975; Eysinga, 1975; Hante, 1976].



ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

Содержательная интерпретация позволяет установить геохимическую сущность выделенных ассоциаций как соединений или специфических форм нахождения установленных групп компонентов. Подчеркнем, что основой интерпретации являются данные о минеральном составе осадков и параметры тех процессов, следствием которых с наибольшей вероятностью могли быть рассматриваемые формы нахождения элементов.

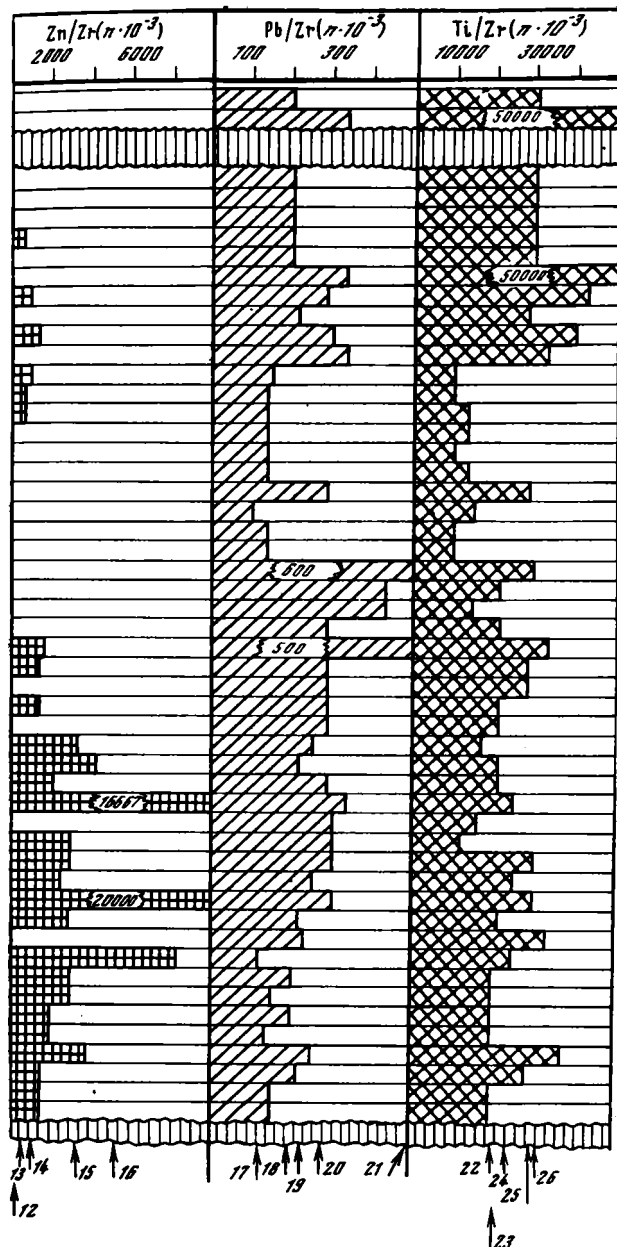
Ассоциация 1А (+). Ее состав¹: Ga (0,18), Mo (0,75), V (0,87), Cu (0,51), Zn (0,67), Ni (0,28), Cr (0,83), Y (0,35), Yb (0,34), Rb (0,68), Be (0,68). Выраженная связь компонентов рассматриваемой группировки с определенными типами отложений и особенности ее распространения в разрезе (рис. 36) позволяют считать, что: а) распространение ассоциации четко ограничено интервалом развития "черных сланцев" (серия 6) и б) средние величины факторных значений ассоциации закономерно уменьшаются в последовательности: верхняя юра (1,15) — баррем — апт (1,07) — нижний — сред-

¹ Здесь и далее в скобках указана величина факторной нагрузки, полученной после вращения (см. табл. 27).

Высоты 1500-1000 м	Сери	Палео-логия	№ обр.	Ba/Zr ($\cdot 10^{-3}$)		Sr/Zr ($\cdot 10^{-3}$)	
				2000	6000	1000	3000
Ранний-средний альб	PCA6	5	49-5-36-38	+	50000	+	+
			49-6-36-38	+	50000	+	+
			50-1-38-40	+	40000	+	+
			50-3-38-40	+		+	5000
			51-1-62-68	+		+	+
			51-2-62-68	+		+	+
			51-3-62-68	+		+	+
			51-4-62-68	+	25000	+	6667
			51-5-62-68	+	+	+	5710
			51-6-62-68	+	21629	+	+
			52-1-62-68	+	40000	+	6000
			52-3-62-68	+	18667	+	5000
			52-5-62-68	+	+	+	+
			52-6-62-68	+	53333	+	+
			52-7-16-20	+	66667	+	+
			53-1-16-20	+	+	+	+
			53-2-16-20	+	+	+	+
			53-3-16-20	+	+	+	+
			53-4-16-20	+	+	+	+
			53-6-16-20	+	10000	+	+
			54-2-36-40	+	20000	+	+
			54-3-36-40	+	66667	+	+
			54-4-36-40	+	50000	+	+
			54-5-36-40	+	221629	+	+
			54-6-36-40	+	221629	+	+
			55-1-36-40	+	571629	+	+
			55-2-36-40	+	+	+	+
			55-5-36-40	+	+	+	+
			55-6-36-40	+	+	+	+
			56-2-104-108	+	+	+	+
			56-4-99-101	+	+	+	+
			57-2-28-30	+	+	+	+
			57-3-28-30	+	+	+	+
			57-4-28-30	+	+	+	+
			57-5-28-30	+	+	+	+
			57-6-28-30	+	+	+	+
Баррем-апт	PCA5	6	58-2-40-42	+	+	+	+
			58-3-40-42	+	+	+	+
			58-4-40-42	+	+	+	+
			59-1-9-11	+	10000	+	10000
			59-2-9-11	+	+	+	+
			60-1-144-146	+	10000	+	10000
			60-2-144-146	+	+	+	5000
			61-1-57-61	+	+	+	+
			61-2-57-61	+	+	+	+
			61-3-57-61	+	+	+	+
Поздний юра			61-4-46-50	+	+	+	+
			61-5-32-36	+	+	+	+
			62-6-58-56	+	+	+	+
			62-7-116-120	+	+	+	+
			62-8-36-40	+	+	+	+

Р и с. 39. Распределение величин Ba/Zr, Sr/Zr, Zn/Zr, Pb/Zr и Ti/Zr в разрезе раннемеловых отложений скв. 511

Стрелками показаны средние значения отношений элементов: 1-5 — Ba/Zr для: 1 — отложений серии 6 раннего-среднего альба (PCA6), 2 — глин (Г), 3 — отложений баррем-апта (БА), 4 — отложений серии 5 раннего-среднего альба (PCA5) (19702), 5 — глубоководных глинистых



осадков (ГГО) (15730); 6-11 - Sr/Zr для: 6 - PCA6, 7 - БА, 8 - ГГО, 9 - Г, 10 - PCA5, 11 - глубоководных карбонатных осадков; 12-16 - Zn/Zr для: 12 - PCA5, 13 - Г, 14 - ГГО, 15 - БА, 16 - PCA6; 17-21 - Pb/Zr для: 17 - Г, 18 - БА, 19 - PCA5, 20 - PCA6, 21 - ГГО (533); 22-26 - Ti/Zr для: 22 - PCA6, 23 - PCA5, 24 - БА, 25 - Г, 26 - ГГО

Литологические условные обозначения см. на рис. 26

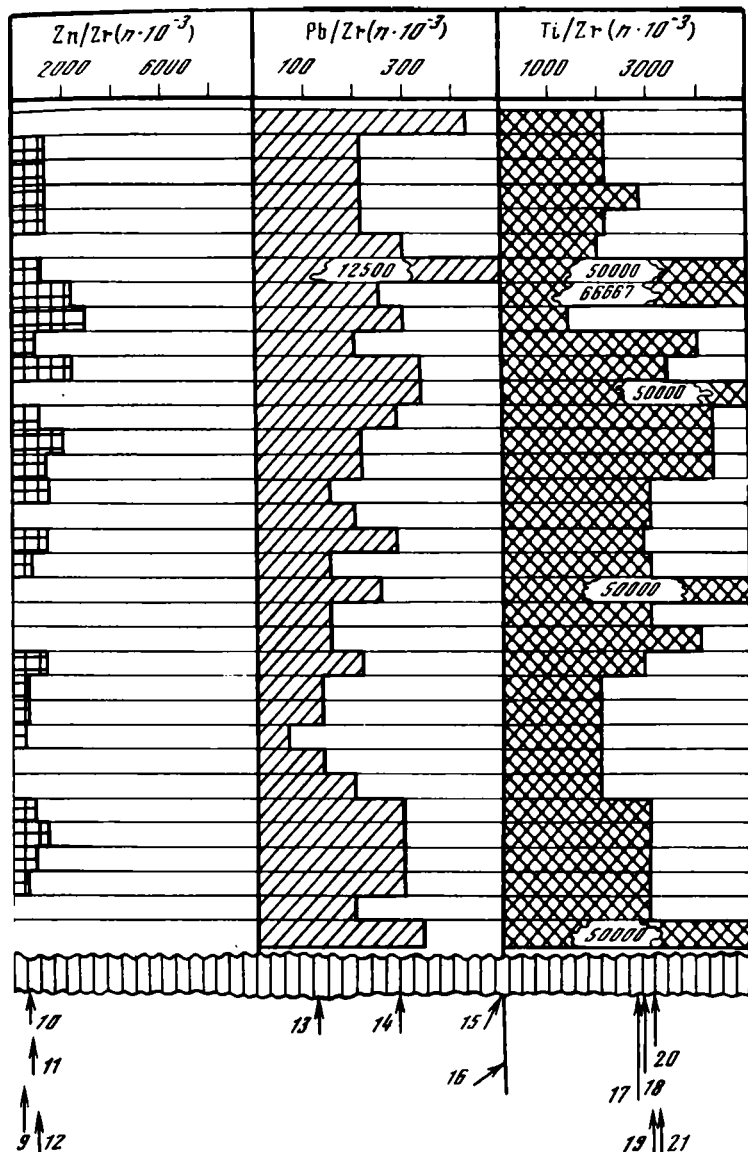
Воз- раст	Глуб., м	Серия	Лито- логия	№ обр.	Ba/Zr ($\cdot 10^{-3}$)		Sr/Zr ($\cdot 10^{-3}$)	
					2000	6000	1000	3000
Коньяк-поздний сантон	223,5-413,5	4	— 2	27-2-71-75	+	+	+	+
			— 2	30-1-50-52	+	+	+	+
			(D) — 2	38-1-46-50	+	+	+	+
			— 2	38-1-50-54	+	+	+	+
			— 2	39-1-39-43	+	+	+	+
			— 2	39-3-39-43	+	+	+	+
			— 2	39-4-39-43	+	+	+	+
			— 2	40-2-40-44	+	+	+	+
			— 2	40-3-40-44	+	+	+	+
			— 2	40-4-40-44	+	+	+	+
			— 2	40-5-40-44	+	+	+	+
			— 2	40-6-20-24	+	+	+	+
			— 2	41-1-56-60	+	+	+	+
			— 2	41-2-28-32	+	+	+	+
			— 2	41-3-39-63	+	+	+	+
			— 2	42-1-116-120	+	+	+	+
			— 2	42-2-116-120	+	+	+	+
			— 2	42-3-116-120	+	+	+	+
			— 2	42-4-116-120	+	+	+	+
			— 2	42-5-31-33	+	+	+	+
			— 2	43-1-43-45	+	+	+	+
			— 2	43-3-43-45	+	+	+	+
			— 2	44-1-48-50	+	+	+	+
			— 2	47-2-48-50	+	+	+	+
			— 2	47-3-48-50	+	+	+	+
			— 2	47-4-48-50	+	+	+	+
			— 2	47-5-48-50	+	+	+	+
			— 2	47-6-48-50	+	+	+	+
			— 2	48-3-46-48	+	+	+	+
			— 2	49-1-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-2-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-4-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-5-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-6-36-38	+	+	+	+
Поздний сено- монс-турон	413,5-432,5	5	— 2	49-7-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-8-36-38	+	+	+	+
П-средн. альб	5	5	— 2	49-9-36-38	+	+	+	+
			— 2	49-10-36-38	+	+	+	+

Р и с. 40. Распределение величин Ba/Zr, Sr/Zr, Zn/Zr, Pb/Zr и Ti/Zr в разрезе позднемеловых отложений скв. 511

Стрелками показаны средние значения отношений элементов: 1—4 — Ba/Zr для: 1 — глини (Г), 2 — отложений коньяка-сантона (КС), 3 — отложений позднего сеномана-турона (ПСТ) (18097), 4 — глубоководных глинистых осадков

ний альб (серия 6) (0,41). В такой же последовательности уменьшается среднее содержание C_{org} (вес. %; рис. 37): верхняя юра (3,26)—баррем—апт (3,02)—нижний—средний альб (серия 6) (1,10). Выше по разрезу содержания C_{org} резко сокращаются (см. рис. 37). Можно считать, что данная ассоциация связана с гумифицированным органическим веществом, рассеянным в осадках серии 6, и представлена органо-металлическими соединениями, в частности V, Zn, Cr и Cu.

Ассоциация 1В (—). Ее состав: Sc (—0,07), Co (—0,68), Sr (—0,52), Ba (—0,51), Li (—0,19), $CaCO_3$ (—0,60). Эта группировка — антагонист относительно рассмотренной выше ассоциации 1А (+). Наличие в составе ассоциации $CaCO_3$ с относительно вы-



(ГГО) (15330); 5–8 – Sr/Zr для: 5 – ГГО, 6 – Г, 7 – ПСТ, 8 – КС; 9–12 – Zn/Zr для: 9 – Г, 10 – ПСТ, 11 – КС, 12 – ГГО; 13–16 – Pb/Zr для: 13 – Г, 14 – ПСТ, 15 – ГГО (533), 16 – КС (607); 17–21 – Ti/Zr для: 17 – Г, 18 – богатых Са-гранитов, 19 – КС, 20 – ГГО, 21 – ПСТ

Литологические условные обозначения см. на рис. 26

сокой факторной нагрузкой дает основание считать, что эта группировка представлена карбонатной фазой, в которой элементы присутствуют как изоморфные примеси. Имеющиеся данные свидетельствуют, что в ассоциацию может входить Mn. Это не противоречит сделанному выводу. Наибольшее развитие ассоциации наблюдается в отложениях нижнего–среднего альба (серия 5) и верхнего сенмана–турона (см. рис. 36). Обращает на себя внимание биогенная природа накопления большинства компонентов, составляющих ассоциацию, усугубившаяся в результате постседиментационных преобразований.

Ассоциация IIA (+). Ее состав: Sc (0,23), Pb (0,13), Ga (0,60), Ti (0,64), Zr (0,63),

Li (0,48), Rb (0,46), Be (0,38). Присутствие в составе этой группировки таких характеристических элементов, как Ti, Zr, Ga, с относительно высокими факторными нагрузками ($\geq 0,60$) позволяет считать, что ассоциация представлена кластическим материалом, к которому могут быть отнесены и развившиеся по нему глинистые минералы. Наличие в составе группировки редких щелочей (Li, Rb) является индикатором роли гидрослюд, что согласуется с данными дифрактометрии. Наиболее представительное развитие ассоциация получила в отложениях верхнего сеномана—турона и коньяка—сантона, представленных преимущественно смектит-гидрослюдистыми глинами, нередко с цеолитом типа гейландита (см. рис. 36).

Ассоциация IIB (-). Ее состав: Nb (-0,14), Mo (-0,34), Cu (-0,13), Zn (-0,50), Ni (-0,52), La (-0,52), CaCO_3 (-0,40). Группировка представлена аутигенной (постседиментационной) карбонатной фазой, в которую элементы со значимыми факторными нагрузками ($> 0,30$) могут входить как изоморфные примеси, в меньшей мере — как поглощенные компоненты (например, Mo). Наиболее ярко ассоциация проявляется в отложениях нижнего—среднего альба (серия 6; факторное значение -1,44), баррема—апта (-1,55), в несколько меньшей мере — верхней юры (-0,59). Под микроскопом отчетливо различимы агрегаты микросферолитовых выделений (0,007—0,02 мм) карбонатов сложного состава (Fe, Mg, Ca, Mn). Представляется существенным, что интенсивность развития этой группировки резко различна в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях. Последнее может быть связано с широким наступлением обстановок морской седиментации.

Ассоциация IIIA (+). Ее состав: Sc (0,57), Pb (0,39), Ga (0,15), Cu (0,12), Ti (0,46), Zr (0,27), Cr (0,16), Sr (0,56), Ba (0,37), Y (0,73), Yb (0,68), La (0,22), Rb (0,29), CaCO_3 (0,43). Состав ассоциации, особенности ее распределения в разрезе и данные изучения минерального состава осадков позволяют считать, что данная группировка по меньшей мере связана с двумя главными фазами: а) вулканокластическим веществом основного состава, преобразованным в глинистый, преимущественно смектитовый материал (главным элементом этой фазы является Ti), и б) карбонатной фазой, развившейся при диагенезе—эпигенезе по основному вулканокластическому материалу и аккумуляровавшей элементы, рассеянные в этом силикатном материале. При рассмотрении распределения значений Ti/Zr (рис. 38, 39, 40) показано, что относительно высокие значения этого отношения соответствуют интервалам накопления базальтоидной вулканокластики. В этих же интервалах наблюдаются высокие факторные значения для данной ассоциации.

Ассоциация IIIB (-). Ее состав: Ca (-0,17), Ni (-0,40). Данная группировка антагонистична по отношению к ассоциации IIIA (+). Судя по особенностям локализации относительно высоких факторных значений, наблюдаемых преимущественно в отложениях верхней юры, баррема—апта, нижнего—среднего альба (серия 6, в меньшей степени — серия 5) и спорадически в более высоких горизонтах (верхняя часть верхнего сеномана—турона), Ni и Co входят в состав сульфидных выделений и гидроокислов Fe. Ассоциация носит отчетливо диагенетический характер как продукт постседиментационного концентрирования рассеянных металлов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИН ИНДИКАТОРНЫХ ОТНОШЕНИЙ ЭЛЕМЕНТ/Zr В РАЗРЕЗЕ

В работах по оценке геохимических параметров седиментации, в частности роли биологической активности, гидрогенной седиментации, гидротермального привноса, поступления вулканокластических компонентов, терригенных, гляциальных, эоловых составляющих, аутигенного минералообразования, авторы оперируют различными отношениями элементов [Angino, 1966; Angino, Andrews, 1968; Chester, 1965; El Wakeel, Riley, 1961; Goldberg, Arrhenius, 1958; Turekian, 1968]. Для данного исследования наиболее целесообразно использовать отношения содержания элемента, достаточно ярко характеризующего определенный геохимический процесс, к содержанию элемента, геохимически сравнительно инертного и довольно равномерно распределенного в изучаемых фазах. Таким относительно инертным элементом в условиях седиментолитогенеза является Zr. Содержание Zr ($n \cdot 10^{-4}$ вес.%) в базальтах и богатых кальцием гранитах составляет 140. Близкие величины отмечаются для глинистых пород земной коры (160) и глубоководных морских глинистых осадков (150) (табл. 28) [Turekian,

Таблица 28
Сопоставление средних содержаний рассеянных элементов в стратиграфических подразделениях отложений верхнего мезозоя и кайнозоя ска. 329 и 511 и в различных типах осадков, пород ($n \cdot 10^{-4}$ вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)

№ ска. или регион	Литология	Стратиграфические подразделения	Pb	Ti	Zr	Cu	Zn	Co	Ni	Sr	Ba	Yb	La
329*	Алевритовый песок, обогащенный кремнистыми илами	Голоцен	11	1450	165	176	131	—	29	126	516	—	14
		Верхний плиоцен—плейстоцен	10	1250	112	180	80	—	23	491	545	—	12
		Верхний миоцен	8	770	85	185	64	—	25	739	413	—	7
		Средний—верхний миоцен	5	680	80	189	56	—	18	777	431	—	5
		Нижний—средний миоцен	8	620	77	152	33	—	10	1205	997	—	8
		Олигоцен	5	680	82	154	43	—	26	1120	458	—	8
511	Аргиллиты, цеолитовые глины	Кампан—маастрихт	30	1500	70	60	—	70	150	200	600	2	40
		Коньяк—сантон	54	2674	89	41	77	23	46	306	554	3	41
	Аргиллиты, мергели, глинистый песчий мел	Верхний сеноман—турон	27	3000	93	52	70	40	57	217	1683	3	40
		Нижний—средний альб (серия 5)	21	2000	94	34	28	46	58	291	1852	3	37
	"Черные сланцы", глинистые и наннофоссилевые аргиллиты	Нижний—средний альб (серия 6)	17	1260	62	58	330	380	250	110	190	3	50
		Баррем—апт	15	1807	78	49	263	11	81	170	337	3	35
		Верхняя юра	16	2150	86	46	345	15	79	157	320	3	27
		Глины**2	20	4600	160	45	95	19	68	300	580	2,6	92
—	Глубоководные морские осадки**2: карбонатные глинистые	—	9	770	20	30	35	7	30	2000	190	1,5	10
—		—	80	4600	150	250	165	74	225	180	2300	1,5	115
—	Базальт**3	—	6	13800	140	87	105	48	13	465	330	2,1	15
—	Богатые Са-граниты**3	—	15	3400	140	87	105	7	15	440	420	3,5	45
—	Осадки океана**3: карбонатные глинистые кремнистые	—	150	—	140	338	—	91	232	1110	1360	—	100
—		—	175	—	126	400	—	100	300	450	2000	—	90
—		—	180	—	170	370	—	200	330	230	1050	—	80
Тихий океан**4	Пелагические илы	—	150	—	180	740	—	160	320	710	3900	—	140
Атлантический океан**5	Глубоководные глины	—	52	—	—	115	129	39	79	—	—	—	—
Море Уздалла**6	Морские гляциальные осадки	—	—	2600	238	70	—	20	46	—	—	—	—

* [Tarney, Donnellan, 1977]. **2 [Turekian, Wedepohl, 1961]. **3 [El Wakeel, Riley, 1961]. **4 [Goldberg, Arrhenius, 1958]. **5 [Turekian, Imbrie, 1966]. **6 [Angino, 1966].

Т а б л и ц а 29

Сопоставление отношений средних содержаний рассеянных элементов и циркония для основных стратиграфических подразделений отложений верхнего мезозоя и кайнозоя скв. 329 и 511 и различных типов осадков, пород ($n \cdot 10^{-3}$)

№ скв. или регион	Литология	Стратиграфические подразделения	Ti/Zr	Ba/Zr	Cu/Zr	Zn/Zr	Sr/Zr	Pb/Zr
329*	Алевритовый песок, обогащенный кремнистыми илами	Голоцен	8788	3127	1067	794	764	67
	Наннодиатомовые илы	Верхний плиоцен—плейстоцен	11261	4866	1607	714	4384	89
	Диадомовый наннофоссиливый писчий мел	Верхний миоцен	9059	4859	2176	753	8694	91
		Средний—верхний миоцен	8500	5388	2363	700	9713	63
		Нижний—средний миоцен	8052	12948	1974	429	15649	104
		Олигоцен	8293	5585	1878	524	13659	61
511	Аргиллиты, цеолитовые глины	Кампан—маастрихт	21429	8571	857	—	2857	429
		Коньяк—сантон	30045	6225	461	865	3438	607
	Аргиллиты, мергали, глинистый писчий мел	Верхний сеноман—турон	32258	18097	559	753	2333	290
		Нижний—средний альб (серия 5)	21277	19702	362	298	3096	223
	"Черные сланцы", глинистые и наннофоссилиевые аргиллиты	Нижний—средний альб (серия 6)	20323	3065	935	5323	1774	274
		Баррем—апт	23167	4321	628	3372	2179	192
—	Глины**2	Верхняя юра	25000	3721	535	4012	1826	186
—	Пески**2	—	28750	3620	281	594	1875	125
—	Глубоководные морские осадки**2:	—	6820	—	—	73	91	32
—	карбонатные глинистые	—	3850	9500	1500	1750	1 00000	450
—	Базальт**2	—	30 670	15 330	1666	1100	1 200	533
—	Богатые Са-граниты**2	—	98 570	2 360	621	750	3 321	43
—	Осадки океана**3:	—	24 286	30 000	621	750	3 143	107
—	карбонатные	—	—	9 714	2414	—	7 929	1072
—	глинистые	—	—	15 873	3175	—	3 571	1389
—	кремнистые	—	—	6 176	2176	—	1 353	1059
Тихий океан**4	Палагические илы	—	—	21 667	4111	—	3 944	833
Атлантический океан**5	Глубоководные глины	—	—	—	—	—	—	—
Море Узд-делла**6	Морские гляциальные осадки	—	10 924	—	294	—	—	—

* [Tarney, Donnellan, 1976]. **2 [Turekian, Wedepohl, 1961]. **3 [El Wakel, Riley, 1961]. **4 [Goldberg, Arrhenius, 1958]. **5 [Turekian, Imbrie, 1966]. **6 [Angino, 1966].

Wedepohl, 1961]. Оценки других авторов мало отличаются от приведенных выше данных. Подчеркнем, что анализ особенностей распределения таких отношений позволяет сопоставлять литологически отличающиеся и разнофациальные отложения.

Ti/Zr (геохимическая сущность). Э. Гольдберг и Г. Аррениус [Goldberg, Arrhenius, 1958], ссылаясь на более ранние исследования Коррена по Атлантике, показали, что относительно высокие концентрации Ti в осадках Тихого океана связаны преимущественно с наличием базальтовой вулканокластике. В качестве пороговой величины, при превышении которой можно рассматривать вероятность нахождения базальтоидного материала, принимается концентрация Ti в глинах и глубоководных морских глинистых осадках ($4600 \cdot 10^{-4}\%$) или $Ti/Zr = 30670 \cdot 10^{-3}$ [Turekian, Wedepohl, 1961]. Это значение несколько выше среднего содержания Ti в осадках Атлантики: $3100 \cdot 10^{-4}\%$ [Емельянов, 1974], что неоднократно отмечалось многими исследователями как характерная особенность, обусловленная относительно высокой ролью континентального стока.

Распределение значений Ti/Zr в главных геохронологических подразделениях. Средние значения отношения Ti/Zr в течение поздней юры и до конца среднего альба последовательно уменьшаются от $25\,000 \cdot 10^{-3}$ до $21\,277 \cdot 10^{-3}$ (табл. 29; см. также рис. 37), что позволяет допускать существенную роль продуктов разрушения континентального сиалического материала и средней-кислой вулканокластике. В конце позднего сеномана—туроне и до сантона наблюдаются существенно более высокие значения Ti/Zr (до $32\,258 \cdot 10^{-3}$), свидетельствующие о несколько возросшей роли базальтоидной вулканокластике. Этот вывод согласуется с данными изучения минерального состава осадков, приводимыми в других разделах. В целом средние величины отношения Ti/Zr для главных геохронологических интервалов в районе плато Фолкленд со всей определенностью свидетельствуют о доминирующем влиянии продуктов разрушения континентальной суши в составе тонкоалевритового и глинистого материала осадков (см. табл. 29). Используемые для сопоставления данные (скв. 329) по отложениям позднего кайнозоя [Tarney, Donnellan, 1977] показывают, что в интервале от олигоцена до голоцена среднее значение Ti/Zr не превышало $11\,261 \cdot 10^{-3}$, что может указывать на относительно повышенное содержание алеврито-песчаного материала как продукта континентального стока (см. табл. 29).

Однако средние цифры нередко нивелируют резко контрастные геохимические явления, происходящие в пределах исследуемых геохронологических интервалов.

П о з д н я я ю р а (см. рис. 38) характеризуется тем, что отложения этого возраста имеют выраженную тенденцию к увеличению значений Ti/Zr в верхней части интервала (выше обр. 65—1—52—56), что может быть связано как с возрастанием относительных количеств базальтоидного гиалопелитового материала, так и с некоторым ростом остаточных титановых компонентов близ границы крупного (готерив—портланд; около 20 млн. лет) эрозийного перерыва.

В течение баррема—апта и до начала альба (см. рис. 39) наблюдается относительно монотонное распределение значений Ti/Zr, слабо отклоняющееся от средних значений.

Во второй половине раннего—среднего альба (см. рис. 39) четко выделяется интервал (от обр. 50—1—38—40 до обр. 53—3—62—66), в котором значение Ti/Zr достигает $50\,000 \cdot 10^{-3}$. Наличие базальтоидной вулканокластике и заметная обогащенность осадков остаточными от растворения титановыми тонкодисперсными минералами близ границы со значительным стратиграфическим перерывом (около 10—12 млн. лет, поздний альб—сеноман) могут служить объяснением наблюдаемых высоких значений Ti/Zr.

В течение позднего сеномана—турона—позднего сантона (см. рис. 40) выделяются два интервала накопления осадков с относительно высокими величинами Ti/Zr.

В базальном слое (обр. 49—6—36—38), располагающемся непосредственно выше эрозийного перерыва (около 10—12 млн. лет, поздний альб—сеноман; $Ti/Zr = 50\,000 \cdot 10^{-3}$), повышенные концентрации Ti носят остаточный реликтовый характер.

Интервал в верхней части коньяка—позднего сантона (от обр. 39—4—39—43 до обр. 42—5—31—33) характеризуется величинами Ti/Zr до $66\,667 \cdot 10^{-3}$. Осадки отличаются повышенным содержанием тонкоалевритовой—пелитовой базальтовой вулканокластике, существенно цеолитизированной.

Таким образом, анализ распределения величин Ti/Zr позволяет выявить как остаточные накопления вблизи эрозионных контактов, так и интервалы аккумуляции базальтовой вулканокластике. Подчеркнем, что проявление базальтового эксплозивного вулканизма, как оно отразилось в распределении отношений Ti/Zr , предшествовало, как правило, крупным эрозионным перерывам. Последнее может быть обусловлено тектонической активизацией участков, смежных с плато Фолкленд.

Ba/Zr (геохимическая сущность). Среднее содержание Ba в речной взвеси $400 \cdot 10^{-4}\%$ [Гурвич и др., 1978], что немного ниже концентрации Ba в глинах ($580 \cdot 10^{-4}\%$ [Turekian, Wedepohl, 1961]; см. табл. 28); при этом $Ba/Zr = 3620 \cdot 10^{-3}$ (см. табл. 29). Максимальные концентрации Ba наблюдаются в отложениях, связанных с высокой биологической продуктивностью, и в гидротермальных металлоносных осадках [Chester, 1965; El Wakeel, Riley, 1961; Goldberg, Arrhenius, 1958; Turekian, 1968; Turekian, Imbrie, 1966]. В глубоководных морских глинистых осадках концентрация Ba составляет $2300 \cdot 10^{-4}\%$ ($Ba/Zr = 15\,330 \cdot 10^{-3}$) [Turekian, Wedepohl, 1961]. Эта величина условно принимается в качестве пороговой, при превышении которой можно рассматривать причины относительно высоких содержаний Ba в осадках.

Распределение значений Ba/Zr в главных геохронологических подразделениях. Средние значения Ba/Zr в разрезе позднего мезозоя (см. рис. 37) позволяют выделить три этапа:

а) поздняя юра—ранний—средний альб (серия 6): $(3065-4321) \cdot 10^{-3}$; диапазон этих величин не выходит за рамки характерных для речных взвесей — относительно мелководных морских терригенных осадков;

б) ранний—средний альб (серия 5) — поздний сеноман—турон: $(18\,097-19\,702) \cdot 10^{-3}$; столь высокими величинами характеризуются существенно глинистые нанномикритовые отложения, испытавшие комплексное влияние таких факторов, как относительно повышенная биологическая продуктивность, вулканогенные эманации и аутигенное концентрирование Ba гидроокислами Fe и Mn;

в) коньяк—сантон—кампан—маастрихт: $(6252-8571) \cdot 10^{-3}$. Эти величины близки к показателям, характерным для геохронологических интервалов позднего кайнозоя (см. табл. 29). Они указывают на относительно глубоководные обстановки открытого океана.

Однако, как отмечалось выше, средние значения нивелируют экстремальные величины отношений элементов, представляющих интерес для понимания геохимической истории бассейна.

Поздняя юра (см. рис. 38) характеризуется тем, что в течение этого времени накапливались отложения, свидетельствующие об относительно монотонном распределении значений Ba/Zr, слабо отклоняющихся от средних значений.

В барреме—апте и до начала альба (время накопления серии 6; см. рис. 39) распределение значений Ba/Zr мало отличалось от того, которое отмечалось для осадков поздней юры.

В течение раннего—среднего альба (время накопления серии 5; см. рис. 39) накапливались глинистые нанномикритовые осадки с заметной примесью основной вулканокластике, характеризующиеся аномально высокими значениями Ba/Zr (до $66\,667 \cdot 10^{-3}$). В верхней части этого интервала, которому соответствуют высокие значения Ba/Zr (от обр. 51—4—62—66 до 55—1—38—40), как отмечалось при рассмотрении отношения Ti/Zr , наблюдается присутствие базальтовой вулканокластике. При интерпретации распределения значений Ba/Zr уместно иметь в виду, что для современных диатомовых осадков приантарктической зоны высокой биологической продуктивности величина Ba/Zr составляет около $30\,000 \cdot 10^{-3}$, что несколько выше показателя, характерного для карбонатных разнородностей металлоносных осадков [Гурвич и др., 1978]. Вместе с тем рассеянные в основной массе рассматриваемых глинистых нанномикритовых осадков гидроокислы Fe и Mn являются аутигенными коллекторами бария, изначально вулканогенного, трансформированного явлениями биологического концентрирования.

В позднем сеномане—туроне—позднем сантоне (см. рис. 40) выделяются два интервала высоких значений Ba/Zr: а) базальный (поздний сантон—турон), лежащий непосредственно под довольно крупным эрозионным перерывом ($Ba/Zr = 50\,000 \cdot 10^{-3}$; остаточный реликтовый характер баритовых накоплений в этом случае очевиден), и б) четко обособляющаяся в коньяке—позднем сантоне зона (от обр. 30—

1—50—52 до обр. 41—3—59—63) относительно высоких значений Ba/Zr (до $20\,000 \cdot 10^{-3}$). Как отмечалось в предыдущем разделе, прямые наблюдения под микроскопом и высокие значения Ti/Zr (см. рис. 40) свидетельствуют о существенной роли гиалопелит-алевритового базальтового вещества; наряду с этим не исключается участие продуктов гидротермальных эксгальций.

Sr/Zr (геохимическая сущность). В морских осадках главным носителем Sr являются биогенные карбонатные компоненты, в меньшей мере — глинистое вещество, гидроокислы Mn и Fe, аутигенные фосфаты [Chester, 1965; El Wakeel, Riley, 1961; Goldberg, Arrhenius, 1958]. В качестве критической величины приняты концентрации Sr (см. табл. 28 и 29) в глубоководных карбонатных морских осадках ($2000 \cdot 10^{-4}\%$; $Sr/Zr = 100\,000 \cdot 10^{-3}$) и в глубоководных морских глинистых осадках ($180 \cdot 10^{-4}\%$; $Sr/Zr = 1200 \cdot 10^{-3}$) [Turekian, Wedepohl, 1961]. Следует подчеркнуть, что концентрация Sr, равная $2000 \cdot 10^{-4}\%$, согласно большинству исследователей [Chester, 1965], может рассматриваться как аномально высокая, характерная для современных осадков экваториальной зоны высокой биологической продуктивности Атлантического океана.

Распределение значений Sr/Zr в главных геохронологических подразделениях. Средние значения Sr/Zr позволяют выделить (см. рис. 37) геохронологические интервалы:

а) поздняя юра—ранний—средний альб (время накопления серии 6): $Sr/Zr = (1774 \div 2179) \cdot 10^{-3}$. Эти величины близки к Sr/Zr для континентальных глин ($1875 \cdot 10^{-3}$) и мелководно-морских терригенных осадков (см. табл. 29);

б) ранний—средний альб (серия 5) — кампан—маастрихт; в течение этого времени значения Sr/Zr ограниченно менялись в интервале $(2333—3438) \cdot 10^{-3}$, что отвечает величинам, характерным для карбонатно-глинистых осадков открытого океана;

в) олигоцен—ранний—средний миоцен (см. табл. 29): $Sr/Zr = (13\,659 \div 15\,649) \cdot 10^{-3}$. Эти осадки представляют особый интерес для геохимической истории Sr. В это время имела место вспышка биологической продуктивности в связи с проникновением на север богатых питательными компонентами антарктических вод (начало открытия пролива Дрейка).

В течение поздней юры (см. рис. 38) накапливались отложения, отличавшиеся относительно равномерным распределением значений Sr/Zr , слабо отклоняющихся от средних значений, рассмотренных выше.

В барреме—апте и до начала альба (время накопления серии 6) распределение значений Sr/Zr было близко (см. рис. 39) к тому, которое наблюдается для позднеюрской седиментации.

Для раннего—среднего альба (см. рис. 39) в распределении значений Sr/Zr намечаются в целом те же тенденции, что и для Ba/Zr , Ti/Zr : резкое возрастание величин отношений этих элементов в поздней части интервала вследствие усиления эксплозивно-гидротермальной активности базальтоидного вулканизма, причем такие элементы, как Ba и Sr, могли существенно трансформироваться биологическими факторами. Подчеркнем, что вспышка вулканизма предшествовала эрозионному перерыву (поздний альб—сеноман; около 12 млн. лет) и была связана с соответствующей тектонической активизацией.

В позднем сеномане—туроне—коньяке—позднем сантоне (см. рис. 40) в распределении Sr/Zr наблюдаются те же закономерности, что и для Ba/Zr , а также, как правило, для Ti/Zr . Можно считать, что схожесть распределения отношений этих элементов обусловлена общими причинами, рассмотренными выше: остаточными базальными накоплениями (обр. 49—6—36—38), результатами биологической переработки продуктов вулканической деятельности (от обр. 38—3—50—54 до обр. 41—3—59—63).

Pb/Zr (геохимическая сущность). Важная особенность участия Pb в осадочном процессе заключается в тенденции к накоплению в аутигенных фазах из морской воды: главным образом в гидроокислах Mn и Fe, в меньшей мере — в органическом веществе, глинистых компонентах. Следствием такого поведения является резкая обогащенность Pb пелагических осадков по сравнению с мелководно-морскими. Такое сопоставление становится более ярким для пелагических осадков океанских бассейнов с преобладанием континентального стока (например, для Атлантического океана: $52 \cdot 10^{-4}\%$ Pb; $Pb/Zr = 347 \cdot 10^{-3}$ [Turekian, Imbrie, 1966]) и доминированием вулканогенно-гидротермальных источников (например, для Тихого океана: $150 \cdot 10^{-4}\%$ Pb; $Pb/Zr = 1000 \cdot 10^{-3}$ [Goldberg, Arrhenius, 1958]). В прибрежно-морских осадках содержание Pb, как правило, не превышает концентрацию этого элемента в глинах (см. табл. 28, 29):

$Pb/Zr = 125 \cdot 10^{-3}$ [Chester, 1965; El Wakeel, Riley, 1961; Goldberg, Arrhenius, 1958; Turekian, Imbrie, 1966]. Приведенные выше величины Pb/Zr позволяют ориентироваться в генетической природе исследуемых отложений, рассматриваемых с учетом данных по литологии, минералогии, геохимии главных и рассеянных компонентов.

Распределение значений Pb/Zr в главных геохронологических подразделениях. Средние значения Pb/Zr позволяют выделить следующие геохронологические интервалы (см. рис. 37):

а) поздняя юра—баррем—апт; для осадков, накапливающихся в это время, характерны величины Pb/Zr (до $192 \cdot 10^{-3}$), свойственные мелководно-морским отложениям;

б) ранний—средний альб (время накопления серии 6); характерно относительно повышенное значение Pb/Zr ($290 \cdot 10^{-3}$), что может свидетельствовать о некотором углублении бассейна и заметной роли вулканогенных продуктов;

в) ранний—средний альб (время накопления серии 5) — поздний сеноман—турон; средние значения Pb/Zr приближаются к величинам, характерным для современных пелагических осадков Атлантики ($290 \cdot 10^{-3}$);

г) коньяк—сантон—кампан—маастрихт; величины Pb/Zr возрастают до $607 \cdot 10^{-3}$. Эти данные наряду с результатами изучения минерального состава осадков свидетельствуют о заметной роли вулканогенных компонентов, в частности эксгальций.

Интересно отметить, что в третичных осадках данного района (скв. 329) значения Pb/Zr меняются от $61 \cdot 10^{-3}$ (олигоцен) до $104 \cdot 10^{-3}$ (ранний—средний миоцен), что свидетельствует главным образом о накоплении продуктов континентального стока, в различной мере разбавленных кремнистыми, известковистыми биогенными остатками.

Детальное рассмотрение распределения Pb/Zr в главных геохронологических интервалах разреза позволяет отметить следующее.

В поздней юре (см. рис. 38) осадки характеризуются относительно равномерным распределением значений Pb/Zr , слабо отклоняющихся от средних значений, о генетической природе которых упоминалось выше.

В бареме—апте—раннем—среднем альбе (время накопления серии 6) (см. рис. 39) накапливались осадки с ясной тенденцией возрастания значений Pb/Zr к концу интервала. Как отмечалось, эти данные указывают на заметное углубление бассейна, относительно большую выраженность морской седиментации и на определенную роль вулканогенных продуктов. Примечателен постепенный характер такого перехода.

В раннем—среднем альбе (время накопления серии 5) обращает на себя внимание (см. рис. 39) возрастание значений Pb/Zr в поздней части интервала. Примерно в этих же границах в предыдущих разделах отмечалось увеличение значений Ba/Zr , Sr/Zr и в значительной мере — Ti/Zr . В столь заметных изменениях геохимии осадков наряду с развитием режима седиментации открытого морского бассейна значительная роль принадлежала вулканогенным процессам.

В позднем сеномане—туроне—коньяке—сантоне (см. рис. 40) в распределении значений Pb/Zr с несколько меньшей ясностью может быть выделен интервал, отмечавшийся ранее при рассмотрении Ti/Zr , Ba/Zr и Sr/Zr (поздняя половина коньяка—позднего сантона). Как уже упоминалось, наряду с выраженностью условий нормального океанского бассейна существенное место в столь заметных изменениях геохимии рассматриваемых компонентов принадлежит вулканическим явлениям.

Zn/Zr (геохимическая сущность). Цинк принадлежит к тем элементам, геохимические особенности поведения которых в осадочном процессе изучены сравнительно слабо. При поступлении речного стока в бассейн седиментации значительная часть взвешенного цинка, обломочная, металлоорганическая и др. (до 70—90% от $Zn_{вал}$) осаждается в зоне смешения речных вод с морскими; дальнейший разнос цинка в бассейне контролируется гидродинамическими условиями. В последовательности река—эстуарий—море резко возрастает роль растворенных металлоорганических форм цинка. В обстановке открытого океана главным фактором, влияющим на распределение цинка, является биологическая активность планктонного слоя воды [Leinen, Stakes, 1979]. В качестве критических значений отношения Zn/Zr могут быть приняты (см. табл. 29) величины для глин ($594 \cdot 10^{-3}$) и глубоководных морских глинистых осадков ($1100 \cdot 10^{-3}$) [Turekian, Wedepohl, 1961].

Распределение значений Zn/Zr в главных геохронологических подразделениях. Сред-

ние значения Zn/Zr позволяют выделить следующие геохронологические интервалы (см. рис. 37):

а) поздняя юра—ранний—средний альб (время накопления серии 6); осадки этого возраста отличаются аномально высокими средними значениями $Zn/Zr = (3372 \div 5323) \cdot 10^{-3}$. Основной причиной, объясняющей столь интенсивное накопление цинка в "черных сланцах" (серия 6), является относительно высокое содержание гумифицированного органического вещества (до 3–5% C_{org}), в меньшей мере — рассеянных сульфидов. Иными словами, накопление растительного детрита и взвешенного органического вещества в относительно мелководном морском бассейне юго-западной части Прото-Атлантики контролировало накопление цинка в осадках и последующее диагенетическое перераспределение этого элемента;

б) ранний—средний альб (время накопления серии 5); для осадков этого времени отмечается резкое снижение средней величины Zn/Zr ($298 \cdot 10^{-3}$) по сравнению с предшествующими отложениями. Столь значительное изменение связано с развитием нормального морского, хорошо аэрируемого режима седиментации, когда среднее содержание C_{org} в осадках снизилось до 0,2%, а количество нанномикритового $CaCO_3$ (играющего разбавляющую роль) возросло до 28%;

в) поздний сеноман—турон—коньяк—сантон; в этот период накапливались осадки, в которых средние величины Zn/Zr составляют $(753–865) \cdot 10^{-3}$, что довольно близко к подобным показателям в среднем—позднем миоцене — голоцене (см. табл. 29, скв. 329 [Tarney, Donnellan, 1977]). Принимая во внимание рассмотренные выше особенности геохимии и минерального состава осадков этого геохронологического интервала, можно отметить, что в накоплении цинка главная роль принадлежала биологической переработке растворенных форм, поступавших с континентальным стоком и из эндогенных источников.

Рассмотрим детали распределения значений Zn/Zr .

В поздней юре (см. рис. 38) осадки характеризуются неравномерным распределением значений Zn/Zr , имеющих тенденцию к возрастанию в поздней части интервала. Генетическая интерпретация приведена выше.

В баррем—апте—раннем—среднем альбе (время накопления серии 6) (см. рис. 39), несмотря на значительные флюктуации, величины Zn/Zr в осадках характеризуются выраженной тенденцией к возрастанию. Столь контрастно неравномерное распределение значений Zn/Zr связано, как отмечалось, с особенностями нахождения органического вещества, являющегося главным носителем цинка.

В раннем—среднем альбе (время накопления серии 5) (см. рис. 39) в осадках наблюдается снижение значений Zn/Zr , распределенных в разрезе весьма неравномерно. Относительно большие величины Zn/Zr отмечаются в поздней части интервала, характеризующейся высокими значениями Ti/Zr , Ba/Zr , Sr/Zr , Pb/Zr , связанными с проявлениями основного вулканизма. Причины общего уменьшения Zn/Zr в это время рассмотрены выше.

В позднем сеномане—туроне—коньяке—позднем сантоне (см. рис. 40) наблюдается неравномерное распределение значений Zn/Zr с выраженной тенденцией к возрастанию во второй половине коньяка—позднего сантона. Напомним, что этот интервал (см. рис. 40) отличается также повышенными значениями Ti/Zr , Ba/Zr , Sr/Zr , Pb/Zr , свидетельствующими об усилении базальтоидного вулканизма.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Скв. 511 находится в бассейновой провинции плато Фолкленд. Наиболее древними отложениями, залегающими на выветрелых гранитоидах континентального основания, являются осадки средней—верхней юры [Barker et al., 1977]. Выбор местоположения скв. 511 позволяет при достаточно непрерывном отборе кернового материала поставить проблему изучения истории условий седиментации в позднем мезозое и кайнозое, роли эрозионных явлений и общего развития бассейна Юго-Западной Атлантики. Если геохимические аспекты кайнозойской седиментации этого района в известной мере освещены [Tarney, Donnellan, 1977], то какой-либо информации о геохимии позднемезозойского осадконакопления не было известно.

Отметим основные этапы и фазы геохимической истории седиментации в позднем мезозое.

*1-й этап — средняя—поздняя юра—ранний мел (160—106 млн. лет;
седиментация в относительно мелководном стагнированном бассейне)*

Поздняя юра (160—142 млн. лет). В течение поздней юры (а по данным 36-го рейса — и в средней юре) накапливались относительно мелководные (шельфовые), преимущественно глинистые осадки с малой примесью алевритовых частиц стекла среднего—кислого состава (до 10%). Характерно наличие рассеянного сапропелевидного органического вещества и фрагментов растений (до 7%), выделений пирита—марказита (до 7%), кварца; встречаются эпигенетические розетки, кристаллы гипса (см. рис. 38). Глинистое вещество представлено главным образом смешаннослойной фазой (На-монтмориллонит с малым количеством пакетов слюды), гидрослюдой, примесью хлорита, каолинита. Накопление осадков происходило в бассейне, отличавшемся выраженной стагнацией, бескислородным режимом нижних слоев воды [Barker et al., 1977; Ludwig et al., 1980; Thompson, 1977]. Характерной геохимической особенностью данных осадков является накопление рассеянного органического вещества ($C_{орг\text{ср}}$ — 3,26%), с которым тесно связаны в форме органометаллических соединений V, Zn, Cu, Cr, Rb, Be (ассоциация IA (+), см. табл. 26, 27, рис. 36). Концентрации других изученных элементов, как правило, не превышают средних содержаний в глинах (см. табл. 28, 29).

Поздняя юра (портланд)—ранний мел (готерив) (142—121 млн. лет; перерыв в осадконакоплении). Столь значительный перерыв в седиментации связан с расколом суперконтинента Гондваны и эмбриональной стадией зарождения Южной Атлантики [Barker et al., 1977; Ludwig et al., 1980].

Баррем—апт—ранний—средний альб (время накопления серии 6; 121—106 (?) млн. лет). В течение этого времени накапливались осадки, близкие к позднеюрским. Однако выраженная тенденция углубления бассейна проявилась в накоплении относительно меньших количеств органического вещества и заметно возросшей карбонатности осадков (см. рис. 37) при сохранении бескислородного режима придонного слоя воды и весьма ограниченного водообмена. Эти сравнительно слабые изменения условий седиментации в геохимическом отношении были представлены соответственно меньшим накоплением компонентов, связанных с органическим веществом: V, Zn, Cu, Cr и др. (ассоциация IA (+); см. рис. 36, табл. 26—29), и диагенетическим концентрированием в карбонатной фазе Zn, Ni, La, возможно, Mo (ассоциация IIB (—); см. рис. 36, 37, табл. 26—29).

*2-й этап — ранний—средний альб (время накопления серии 5) —
средний маастрихт (106 (?)) — 66,6 млн. лет;
седиментация в открытом океанском бассейне)*

Ранний—средний альб (время накопления серии 5; 106 (?) — 104 млн. лет). Во второй половине раннего—среднего альба обстановка седиментации существенно изменилась. Накапливались пестроцветные, в поздней части — красноватые, преимущественно глинистые наннофоссилиевые илы, представленные нанномикритом ($CaCO_{3\text{ср}}$ = 28,03%), глинистым веществом (до 50—70%), рассеянными гидроокислами Fe (до 5—7%), примесью средней—основной вулканокластике (до 10%). Глинистое вещество складывается из смеси смешаннослойных фаз монтмориллонит—слюда, гидрослюдой с примесью каолинита.

По данным В.В. Слайтера [Barker et al., 1977], изучавшего остатки бентосных фораминифер, глубины бассейна не превышали 100—400 м — значений, характерных для шельфа. Геохимическая специфика этого интервала проявилась в накоплении биогенных компонентов: Ba, Sr, $CaCO_3$ и диагенетически связанного в карбонатную форму Co (ассоциация IB (—); см. рис. 36, 37, табл. 26—29). Во второй половине этого интервала обращают на себя внимание резко возросшие значения Ti/Zr, интерпретируемые как свидетельство всплески базальтоидного вулканизма, связанного с тектонической активизацией перед седиментационным перерывом. Наблюдения под микроскопом подтверждают этот вывод. С этим проявлением вулканической активности связаны относительно высокие концентрации в осадках Pb, Zn, Ba, Sr и других металлов (см. рис. 39).

Поздний альб—конец позднего сеномана (104 — 94 (?) млн. лет; перерыв в осадконакоплении). Наличие этого перерыва связано с продолжающимся расширением и углублением бассейна, активизацией течений, проходящих между восточной и западной час-

тиями Антарктиды в позднем мелу—раннем кайнозое, что подтверждается палеомагнитными данными [Barker et al., 1977].

Конец позднего сеномана—турон (94 (?) — 86 млн. лет). В течение этого времени накапливались преимущественно глинистые осадки (смешаннослойная фаза монтмориллонит—слюда, гидрослюда, примесь хлорита), нередко с существенными количествами нанномикрита, остатков фораминифер (до 30%), рассеянными гидроокислами Fe, примесью основной вулканокластике, в низах — с обломками пеллеципод (до 20%). Примечательной особенностью является крайне низкая скорость седиментации (меньше $3,2 \cdot 10^{-3}$ мм/год), позволяющая считать эти осадки остаточными образованиями, сохранившимися в условиях высокой активности придонных течений, действовавших со времени предшествующего перерыва.

Происходило дальнейшее расширение и углубление открытого океанского бассейна. Седиментация характеризовалась интенсивным накоплением таких компонентов, как Ti, Zr, и связанных редких щелочей Li, Rb (ассоциация IIA (+); см. табл. 26, 27, рис. 36—40), свидетельствующих об остаточной природе глинистых осадков. В меньшей мере отмечаются Ni, La, связанные в постседиментационную карбонатную фазу (ассоциация IIB (—), см. табл. 26—27, рис. 36). Высокие значения отношения Ti/Zr, Ba/Zr, Sr/Zr в базальном слое осадков с определенностью подчеркивают границу перерыва как продукты остаточного, реликтового обогащения (см. рис. 40).

Коньяк—сантон (86—78 млн. лет). Довольно интенсивно накапливались (скорость $23,7 \cdot 10^{-3}$ мм/год) преимущественно глинистые осадки, представленные монтмориллонитом с незначительным содержанием межслоев слюды (до 10—20%), гидрослюдой, примесью хлорита, иногда каолинита, кварца, полевых шпатов. В осадках поздних частей интервала наблюдается значительное количество цеолитов (из группы гейландита), развитых по тонкодисперсной основной вулканокластике. Седиментация происходила в условиях относительно глубоководного (не менее 2000 м) открытого океанского бассейна ниже уровня карбонатной компенсации при активной циркуляции меридионально направленных течений [Barker et al., 1977]. Для осадков характерно накопление относительно высоких количеств Ti и Zr, связанных редких щелочей Li и Rb (ассоциация IIA (+); см. табл. 26, 27, рис. 36), в меньшей мере — диагенетических карбонатных фаз Ni, Zn, La (ассоциация IIB (—)), сульфидных, окисных фаз Fe с примесью Ni, Co (ассоциация IIIB (—)). Особый интерес представляют накопления тонкой базальтоидной вулканокластике, частично диагенетически превращенной в карбонаты и проявляющейся в виде группировки Sc, Pb, Ti, Sr, Ba, Y, Yb, CaCO₃ (ассоциация IIIA (+)) в осадках поздней половины интервала. Столь резкое обогащение этих осадков Ti, Ba, Sr и другими элементами в связи со вспышкой вулканизма ярко проявляется в возросших значениях отношений Ti/Zr, Ba/Zr, Sr/Zr и др. (см. рис. 40).

Кампан—ранний маастрихт (78—68,3 млн. лет). Накапливались глинистые (с примесью тонкой вулканокластике) осадки, превращенные в существенно цеолитовые (до 70%) образования. Глинистое вещество представлено смешаннослойной фазой монтмориллонит—слюда, гидрослюдой, цеолитом из группы гейландита. Примечательна весьма низкая скорость седиментации ($1,5 \cdot 10^{-3}$ мм/год), что может быть истолковано как свидетельство начала интенсивных данных течений, предшествовавших развитию крупного глобального перерыва на границе мезозоя и кайнозоя. Данные по геохимии этих осадков весьма фрагментарны. Можно считать, что по химизму они близки к отложениям конца предыдущего интервала.

Средний маастрихт (68,3—66,4 млн. лет). Происходило накопление преимущественно глинистых осадков с обломочным глауконитом (до 30%), нередко с примесью нанномикрита, основной вулканокластике (до 10%), в разной степени цеолитизированных. Глинистое вещество представлено смешаннослойной фазой монтмориллонит—слюда, гидрослюдой; цеолит — из группы гейландита. Седиментация происходила в глубоководных обстановках открытого океана при относительно низких скоростях седиментации ($7,3 \cdot 10^{-3}$ мм/год).

3-й этап — поздний маастрихт—поздний эоцен (66,4—57 (?) млн. лет; эрозионный перерыв в осадконакоплении)

Этот перерыв в осадконакоплении имел почти глобальный характер. Его палеоокеанографическая природа рассмотрена в многочисленных работах [Barker et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977; Ludwig et al., 1980; Thide, Van Andel, 1977; и др.].

Разрез позднемезозойских отложений, вскрытых скв. 511 в бассейновой провинции плато Фолкленд, является ключевым для изучения ранних этапов геохимической истории седиментации в юго-западной части Атлантического океана. На основании исследования распределения в разрезе парагенетических ассоциаций рассеянных и редких элементов, выявленных при помощи факторного анализа, изучения особенностей соотношений элемент/Zr, интерпретации данных с учетом информации по минералогии, литологии и геологии регионов выделяются следующие основные этапы и фазы.

1-й этап — средняя—поздняя юра — ранний мел. В это время накапливались относительно мелководные (шельфовые), преимущественно глинистые осадки с заметными количествами рассеянного сапропелевидного органического вещества и фрагментов растений, выделений пирита, марказита, кварца, вулканического стекла, эпигенетических кристаллов гипса. Седиментация происходила в обстановке с выраженной стагнацией, бескислородным режимом нижних слоев воды. Осадки характеризуются наличием повышенных концентраций V, Zr, Cu, Cr, Rb, Be, связанных с рассеянным органическим веществом ($C_{орг}$ до 3,26%).

В раннемеловое время, отделенное от поздней юры эрозионным перерывом, отмечается тенденция к углублению, расширению бассейна. Накапливаются осадки, близкие по химизму к позднеюрским, отличающиеся диагенетическими концентрациями в карбонатной фазе Zn, Ni, La.

2-й этап — ранний—средний альб (время накопления серии 5) — средний маастрихт. Этот этап характеризуется режимом открытого океанского бассейна с нормальным кислородным режимом и выраженной тенденцией к расширению и углублению.

В течение раннего—среднего альба накапливались биогенные компоненты: Ba, Sr, $CaCO_3$. В конце этого интервала возрастают значения Ti/Zr, свидетельствующие о вспышке базальтоидного вулканизма, связанного с тектонической активизацией перед эрозионным перерывом (поздний альб—конец позднего сеномана).

В конце позднего сеномана—туроне накапливались весьма низкими темпами ($< 3,2 \cdot 10^{-3}$ мм/год) преимущественно глинистые осадки с относительно высокими количествами Ti, Zr и связанных редких щелочей (Li, Rb), свидетельствующих об их остаточной природе. В течение коньяка—сантона происходила седиментация глинистых осадков, отличавшихся повышенными концентрациями Ti, Zr, Li, Rb, диагенетических карбонатных фаз Ni, Zn, La, сульфидов, окислов Fe с примесью Ni, Co. Во второй половине этого интервала отлагалась тонкая базальтоидная вулканокластика, диагенетически измененная цеолитизацией, карбонатизацией и обогащенная Sc, Pb, Ti, Sr, Ba, Y, Yb. Близкие по химизму осадки аккумулировались в кампане—среднем маастрихте.

Активизация течений, предшествовавших крупному глобальному эрозионному перерыву на границе мезозоя и кайнозоя, отразилась как в резко замедленных темпах седиментации, так и в наличии остаточных повышенных концентраций Ti, Zr, Ba, Sr и других элементов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПОСТСРЕДНЕЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ: Ba, Sr И ГЛАВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Исследование геохимии главных компонентов, Ba и Sr, выполненное с учетом данных по минералогии, литологии и имеющейся геологической информации, позволяет подойти к количественной оценке относительного и абсолютного влияния биогенной, обломочной, аутигенной и гидротермальной составляющих седиментации и литогенеза, их вариаций во времени и пространстве.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение химических компонентов выполнялось в лабораториях Института геохимии Сибирского отделения АН СССР под руководством В.П. Афонина методами рентген-флуоресцентной спектроскопии с использованием соответствующих международных стандартов. Кроме того, контрольные определения выполнялись методами мокрой химии.

Массивы аналитических данных обрабатывались на ЭВМ (ЕС-1022) в лаборатории математических методов исследования ГИН АН СССР (Д.А. Казимиров) по программе факторного анализа (*R*- и *Q*-анализа [Davis, 1973; Harman, 1967]), аналогично тому, как обрабатывались данные по рассеянным элементам (см. предыдущий раздел).

Особенности расчета средних скоростей аккумуляции химических компонентов рассмотрены ранее [Varentsov et al., 1981]. Величины плотностей осадков заимствованы из бортовых определений. Данные по геохронологии мезозоя и кайнозоя приводятся по работам, принятым в отчетах Международной программы глубоководного океанического бурения (DSDP) [Berggren, 1973; Phanerozoic time scale, 1974; Hardenbol, Berggren, 1978; Larson, Hilde, 1975; Eysinga, 1975].

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОМПОНЕНТОВ

Ассоциация IA (+). Ее состав¹: Na_2O (0,23), MgO (0,14), Al_2O_3 (0,94), SiO_2 (0,87), K_2O (0,95), TiO_2 (0,94), Fe_2O_3 (0,89). Компоненты рассматриваемой факторной группировки, соотношение их с реальным минеральным составом осадков позволяют считать, что данная ассоциация представлена преимущественно глинистыми компонентами смешаннослойной фазы слюда—сметит. Более подробные данные о распределении этих глинистых минералов приведены выше в специальном разделе.

Распределение данной ассоциации в разрезе и латерально (табл. 30—34, рис. 41) отчетливо указывает на ее двойственную природу:

а) с одной стороны, относительно высокие факторные значения (больше 0,5) ассоциации наблюдаются в геохронологических интервалах повышенного накопления обломочного материала: скв. 511 — поздняя юра, ранний маастрихт—кампан; скв. 512 — голоцен—плейстоцен; скв. 514 — плиоцен—голоцен;

б) с другой стороны, высокие факторные значения характерны для отложений, располагающихся на границах крупных эрозионных перерывов (см. рис. 41). Аутигенная природа гидрослюдистых компонентов, формирующихся на границах перерывов, подробно рассмотрена выше, в разделе "Глинистые компоненты постсреднеюрских отложений: история седиментации и постседиментационные изменения".

Ассоциация IB (—). Ее состав: CaO (—0,82), п.п.п. (—0,90), Sr (—0,87). Набор компонентов с очевидностью свидетельствует о биогенном карбонатном составе ассоциации, в которой Sr играет роль изоморфной примеси.

Значительное накопление биогенных карбонатных осадков в Юго-Западной Атлантике резко проявилось (рис. 42, см. вкл.) в среднем маастрихте (скв. 511) и продолжалось до конца раннего—позднего миоцена в зависимости от палеоокеанографических особенностей циркуляции водных масс. Вместе с тем корреляция интервалов с высокими факторными значениями данной ассоциации позволяет отнести начало продвижения водных масс полярного фронта к кайнозою, когда карбонатная седиментация сменилась интенсивным накоплением кремнистых осадков.

Ассоциация IIA (+). Ее состав: Na_2O (0,46), MgO (0,13), SiO_2 (0,29). Ассоциация представлена преимущественно кремнеземом биогенных осадков, с которыми ассоциируют главные катионы морской воды: Na и Mg . Высокие факторные значения ассоциации характерны преимущественно для осадков неогена (см. табл. 30—34; рис. 43, см. вкл.) когда после открытия пролива Дрейка в Юго-Западную Атлантику устремились холодные антарктические водные массы, вызвавшие резкий подъем уровня критической глубины карбонатной компенсации.

Несколько подчиненное значение имеют кремнистые накопления остаточной природы, развитые преимущественно на границах (главным образом верхних) эрозионных перерывов: скв. 511 — поздний эоцен (см. рис. 43).

Ассоциация IIB (—). Ее состав: Al_2O_3 (—0,18), P_2O_5 (—0,79), K_2O (—0,12), CaO (—0,41), TiO_2 (—0,11), MnO (—0,63), Fe_2O_3 (—0,20), п.п.п. (—0,28), Sr (—0,28). Ассоциация представлена главным образом остаточным, в меньшей мере аутигенным веществом, сложным смесью фосфатов Ca и Al , гидроокислами Mn и Fe , слюдистыми минералами и реликтовыми карбонатами. Наиболее высокие факторные значения данной группировки наблюдаются в базальных отложениях на границах крупных эрозионных перерывов (см. табл. 30—34; рис. 44, 45). Однако осредненные факторные зна-

¹ В скобках указана величина факторной нагрузки, полученная после вращения (см. табл. 34).

Т а б л и ц а 30
Средний химический состав стратиграфических подразделений
постсреднеюрских отложений скв. 511
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) *

Стратиграфические подразделения	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
Нижний олигоцен	34	51,60	0,30	6,35	2,57	0,03
		67,75	0,56	12,60	6,02	0,14
		60,94	0,45	9,98	4,15	0,05
Верхний эоцен	8	53,94	0,25	5,66	2,08	0,03
		62,03	0,31	7,40	3,02	0,06
		58,98	0,28	6,36	2,55	0,05
Верхний палеоцен	1	52,92	0,57	11,75	10,82	0,07
Средний маастрихт	8	19,80	0,21	5,22	1,34	0,11
		50,38	0,51	8,98	13,80	0,27
		25,30	0,25	6,18	3,18	0,22
Кампан—нижний маастрихт	3	58,29	0,51	11,44	5,69	0,04
		61,97	0,61	15,67	9,04	1,52
		59,54	0,57	13,96	7,05	0,53
Коньяк—сантон	95	28,77	0,25	6,26	3,83	0,04
		58,35	0,82	18,13	10,25	2,50
		51,33	0,59	14,61	6,23	0,19
Верхний сеноман—турон	10	45,60	0,51	11,61	4,44	0,06
		59,11	0,66	17,23	8,55	0,43
		55,12	0,60	15,19	6,23	0,19
Нижний—средний альб (серия 5)	39	30,12	0,28	8,12	1,36	0,07
		58,44	0,58	18,02	11,84	0,74
		39,92	0,41	10,95	4,07	0,49
Нижний—средний альб (серия 6)	7	53,97	0,23	6,75	2,65	0,03
		73,23	0,50	11,74	6,69	3,70
		65,83	0,38	10,25	3,65	0,83
Баррем—апт	23	16,17	0,14	3,30	1,60	0,03
		71,83	0,60	16,17	8,72	0,46
		52,66	0,41	10,78	4,14	0,09
Верхняя юра	37	46,72	0,51	12,76	3,51	0,03
		58,87	0,69	17,04	6,59	0,06
		54,28	0,59	14,55	5,27	0,04

* См. примечание к табл. 5.

Т а б л и ц а 31
Средний химический состав стратиграфических подразделений
кайнозойских отложений скв. 512
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску) *

Стратиграфические подразделения	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
Плейстоцен—голоцен	1	73,65	0,42	7,94	6,04	0,04
Верхний миоцен	1	23,45	0,12	2,40	1,16	0,02
Средний миоцен	8	19,60	0,09	1,83	1,13	0,02
		57,78	0,31	6,12	2,43	0,03
		41,16	0,18	3,66	1,81	0,02
Средний эоцен	43	14,30	0,13	3,10	1,47	0,03
		36,75	0,32	8,50	3,32	0,06
		23,63	0,21	4,63	2,01	0,05

* См. примечание к табл. 5.

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.н.н.	Sr	Ba
	1,30	0,58	2,51	1,44	0,05	9,80	0,012	0,072
	2,69	11,98	5,05	2,90	0,18	19,10	0,074	0,124
	1,94	4,48	3,48	2,18	0,11	12,18	0,035	0,097 (8)
	1,24	5,48	2,94	0,99	0,04	15,80	0,03	—
	1,69	10,50	4,06	1,32	0,07	18,60	0,06	—
	1,45	8,40	3,44	1,11	0,05	17,04	0,04	0,08 (1)
	3,74	1,80	2,70	2,07	0,67	12,90	0,033	—
	0,96	2,70	1,35	1,17	0,09	14,07	0,031	0,069
	2,57	35,20	3,00	2,50	0,51	33,33	0,153	0,075
	1,70	29,88	1,69	1,43	0,15	29,78	0,134	0,072 (2)
	2,17	0,62	2,50	2,41	0,05	6,75	0,035	0,108
	2,95	1,52	2,96	3,23	0,16	10,94	0,052	0,129
	2,67	0,99	2,73	2,87	0,09	9,03	0,041	0,119 (2)
	1,13	0,46	1,18	0,92	0,04	9,80	0,011	0,068
	2,87	27,14	2,44	3,27	3,90	25,15	0,116	0,168
	2,03	6,86	1,88	2,38	0,18	13,49	0,051	0,097 (11)
	1,02	0,44	1,30	2,69	0,05	9,10	0,022	0,024
	2,86	13,64	1,73	4,18	0,21	16,82	0,039	0,044
	2,18	3,72	1,33	3,35	0,10	11,71	0,029	0,034 (2)
	0,27	1,30	0,97	0,71	0,06	11,00	0,022	0,039
	4,83	27,86	2,22	3,22	0,54	27,50	0,06	0,179
	1,73	17,58	1,31	2,01	0,10	20,50	0,043	0,086 (3)
	1,72	0,47	1,11	1,13	0,04	7,99	0,023	—
	2,33	13,71	1,49	1,87	0,37	16,04	0,034	—
	2,10	3,36	1,29	1,58	0,14	10,50	0,028	0,034 (1)
	1,04	0,45	0,67	0,83	0,03	7,70	0,021	0,031
	9,35	39,26	1,53	3,77	0,78	33,10	0,048	0,073
	2,27	9,19	1,02	2,22	0,18	17,34	0,031	0,052 (4)
	1,36	0,36	0,93	2,72	0,08	11,80	0,020	0,063
	2,27	11,29	1,51	4,18	0,35	17,40	0,037	0,078
	1,80	3,43	1,17	3,60	0,14	14,73	0,027	0,071 (4)

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.н.н.	Sr	Ba
	1,55	1,44	2,15	2,23	0,09	4,20	0,026	0,053
	2,30	34,34	2,28	0,44	0,25	33,80	0,153	0,049
	1,60	8,94	1,73	0,35	0,06	16,80	0,055	0,015
	2,30	40,07	3,87	1,15	0,09	31,80	0,186	0,162
	1,96	22,76	2,70	0,72	0,07	24,80	0,114	0,071
	1,49	22,84	1,19	0,46	0,09	21,40	0,096	0,085
	2,78	40,00	2,77	1,69	0,76	36,60	0,910	0,163
	2,28	32,50	1,84	0,73	0,13	31,95	0,162	0,111

Таблица 32
Средний химический состав стратиграфических подразделений
кайнозойских отложений скв. 513 и 513А
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)*

Стратиграфические подразделения (серия)	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO
Плейстоцен—голоцен	10	64,65	0,25	5,60	2,56	0,03
		72,80	0,48	9,97	3,66	0,06
		67,42	0,40	8,44	3,48	0,04
Верхний плиоцен	18	62,64	0,38	7,84	3,03	0,04
		69,35	0,60	12,48	5,69	0,06
		65,63	0,48	9,79	4,36	0,05
Нижний плиоцен (серия 1)	30	58,33	0,40	8,57	4,39	0,04
		66,30	0,68	13,83	6,89	0,10
		61,96	0,58	11,93	5,27	0,06
Верхний миоцен (серия 1)	26	56,97	0,51	10,81	4,55	0,05
		64,30	0,68	13,61	8,75	0,11
		60,68	0,60	12,24	5,64	0,07
Нижний миоцен (серия 1)	4	54,10	0,61	13,03	5,63	0,08
		56,90	0,73	14,38	7,49	0,12
		55,32	0,64	13,55	6,21	0,11
Нижний миоцен (серия 2А)	10	30,04	0,21	4,43	1,91	0,11
		43,37	0,33	7,51	4,07	0,17
		34,61	0,28	5,83	2,66	0,13
Олигоцен (серия 2А)	9	51,55	0,28	6,23	2,82	0,06
		64,31	0,48	9,65	4,24	0,08
		58,82	0,38	8,09	3,45	0,07
Олигоцен (серия 2В)	6	16,47	0,14	2,93	1,39	0,09
		51,06	0,35	7,20	3,08	0,12
		30,52	0,20	4,14	1,83	0,11
Олигоцен (серия 3А)	38	6,69	0,04	1,12	0,79	0,05
		39,13	0,33	6,55	8,81	0,14
		26,74	0,14	2,91	1,72	0,08

*См. примечание к табл. 5.

Таблица 33
Средний химический состав стратиграфических подразделений
кайнозойских отложений скв. 514
(вес.% в пересчете на воздушно-сухую навеску)*

Стратиграфические подразделения	Кол-во анализов	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Плейстоцен-голоцен	14	3,38	2,14	10,92	58,09	0,07	2,21	1,06	0,54	0,05	4,34
		5,06	2,74	14,18	63,01	0,10	2,66	3,34	0,71	0,22	5,98
		3,98	2,45	12,17	60,92	0,08	2,38	1,37	0,61	0,07	5,16
Плиоцен	Серия 1А	2,95	1,63	7,74	57,26	0,05	1,52	0,88	0,38	0,04	3,76
		4,84	2,97	14,51	65,12	0,10	2,78	2,17	0,72	0,17	6,96
		3,75	2,43	11,85	61,03	0,07	2,36	1,21	0,58	0,07	5,23
	Серия 1В	3,03	2,49	12,13	57,32	0,06	2,30	1,07	0,61	0,06	5,09
		4,34	2,97	14,98	60,82	0,10	2,79	2,99	0,73	0,09	6,09
		3,34	2,66	13,37	58,56	0,08	2,57	1,83	0,65	0,08	5,69
Серия 1С	9	2,85	2,18	8,03	42,57	0,06	1,43	0,92	0,43	0,05	3,75
		3,51	2,42	13,00	63,00	0,17	2,44	15,80	0,69	0,80	5,87
		3,23	2,31	11,63	59,06	0,08	2,19	2,96	0,61	0,15	5,05

*См. примечание к табл. 5.

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.н.н.	Sr	Ba
	1,36	0,63	2,95	1,16	0,03	9,54	0,008	0,069
	2,12	1,24	5,62	1,92	0,07	13,74	0,021	0,12
	1,85	1,00	4,19	1,69	0,05	11,22	0,016	0,090
	1,67	1,03	3,45	1,57	0,05	9,42	0,015	0,065
	2,29	1,51	4,03	2,39	0,07	11,36	0,030	0,125
	1,99	1,19	3,77	1,98	0,06	10,53	0,020	0,100
	1,74	0,88	3,11	1,73	0,04	9,40	0,018	0,012
	2,67	1,48	4,50	2,80	0,10	12,70	0,029	0,135
	2,17	1,19	3,76	2,36	0,06	10,54	0,025	0,107
	1,95	1,00	2,98	2,04	0,05	9,30	0,021	0,087
	2,78	1,56	4,27	2,67	0,13	11,80	0,041	0,143
	2,32	1,27	3,70	2,36	0,07	10,97	0,029	0,115
	2,59	1,39	3,21	2,31	0,08	10,30	0,030	0,145
	3,10	1,84	4,71	2,67	0,34	13,70	0,033	0,206
	2,84	1,66	4,32	2,43	0,25	12,64	0,031	0,183
	1,49	16,40	2,31	1,00	0,08	21,40	0,098	0,07
	1,97	28,68	3,72	1,52	0,16	29,70	0,148	0,14
	1,72	23,86	2,72	1,26	0,11	26,68	0,125	0,095
	1,52	0,97	3,02	1,36	0,11	13,20	0,023	0,113
	2,40	10,63	4,00	2,09	0,17	19,29	0,077	0,23
	1,94	5,85	3,37	1,75	0,13	15,93	0,047	0,172
	1,42	12,36	1,67	0,66	0,06	19,10	0,073	0,015
	2,24	39,00	2,45	1,70	0,11	35,20	0,170	0,15
	1,69	26,55	2,18	0,99	0,07	29,62	0,131	0,069
	1,07	23,23	1,05	0,32	0,03	26,00	0,098	0,015
	2,44	45,11	2,80	1,61	0,15	38,60	0,18	0,165
	1,68	32,69	1,61	0,77	0,08	31,40	0,129	0,089

П.н.н.	Sr	Ba	Al	K	Ti	Mn	Fe	P	K/Al	Mn/Fe	Ti/Al	Ba/Al	Sr/Al
9,80	0,018	0,069	5,78	1,87	0,32	0,04	3,03	0,03					
12,50	0,032	0,149	7,50	2,26	0,43	0,17	4,18	0,04					
10,72	0,024	0,102	6,44	2,02	0,36	0,06	3,61	0,03	0,314	0,017	0,056	0,016	0,004
10,00	0,018	0,73	4,09	1,29	0,23	0,03	2,63	0,02					
13,90	0,032	0,179	7,68	2,36	0,43	0,13	4,87	0,04					
11,32	0,025	0,116	6,27	2,00	0,35	0,06	3,66	0,03	0,319	0,016	0,056	0,019	0,04
9,40	0,026	0,119	6,42	1,95	0,35	0,05	3,56	0,03					
12,60	0,032	0,169	7,92	2,37	0,44	0,07	4,26	0,04					
11,24	0,029	0,145	7,07	2,18	0,39	0,06	3,98	0,03	0,308	0,015	0,055	0,021	0,004
10,70	0,021	0,11	4,25	1,21	0,26	0,04	2,62	0,03					
21,50	0,034	0,155	6,88	2,07	0,41	0,62	4,10	0,07					
12,58	0,027	0,134	6,16	1,86	0,36	0,11	3,53	0,04	0,302	0,031	0,058	0,022	0,004

Таблица 34
 Результаты факторного анализа (F-анализа) для химических компонентов
 отложений верхнего мезозоя и кайнозоя скв. 511, 512, 512А,
 513, 513А, 514

Компонент	Факторные нагрузки (после вращения)					
	Фактор I		Фактор II		Фактор III	
	IA(+)	IB(-)	IIA(+)	IIB(-)	IIIA(+)	IIIB(-)
Na ₂ O	0,23		0,46			-0,69
MgO	0,14		0,13			-0,58
Al ₂ O ₃	0,94			-0,18		-0,10
SiO ₂	0,87		0,29			-0,14
P ₂ O ₅	0,02			-0,79		-0,03
K ₂ O	0,95			-0,12		-0,002
CaO		-0,82		-0,41	0,20	
TiO ₂	0,94			-0,11		-0,23
MnO		-0,03		-0,63	0,23	
Fe ₂ O ₃	0,89			-0,20		-0,18
п.п.п.		-0,90		-0,28	0,21	
Sr		-0,87		-0,28	0,01	
Ba	0,05			-0,09		-0,84
Вклад в дисперсию (%)	53,29		15,01		9,08	
Кумулятивная дисперсия (%)	53,29		68,30		77,38	

чения, рассчитанные для относительно крупных геохронологических подразделений (см. рис. 44), существенно нивелируют, стирают выраженность собственно остаточных накоплений, развитых непосредственно в зоне эрозионного контакта. Подтверждение этого вывода может быть проиллюстрировано рядом графиков распределения факторных значений рассматриваемой группировки, например, в зоне эрозионного контакта средний—ранний альб (серия 5) — турон—поздний сеноман (скв. 511). Для наглядности на графике показаны средние величины факторного значения этой ассоциации для данного стратиграфического подразделения. Близкие соотношения наблюдаются также в зоне крупных эрозионных перерывов на границе мезозой—кайнозой (скв. 511; рис. 46); на границе средний эоцен—средний миоцен (скв. 512; рис. 47); на границе ранний — поздний миоцен (скв. 513А; рис. 48).

Важно подчеркнуть, что остаточная природа продуктов, накапливающихся в зоне эрозионных контактов, в существенной мере благоприятствует явлениям аутигенного гидрогенного минералообразования, в частности процессам формирования гидроокисных фаз марганца и железа.

Ассоциация IIIA (+). Ее состав: CaO (0,20), MnO (0,23), п.п.п. (0,21). Набор компонентов, сопоставление с данными по химии и минералогии исследуемых осадков позволяют считать, что ассоциация представлена постседиментационной фазой либо изоморфной молекулой типа манганокальцита.

Наиболее выраженный характер данная группировка компонентов имеет в отложениях поздней юры—среднего—раннего альба (скв. 511; рис. 49; см. табл. 30), где она представлена мельчайшими сферолитами (0,007—0,02 мм), являющимися продуктами эпигенетического изменения основной вулканокластике, рассеянных выделений гидроокислов Mn. Отмечается достаточно четкая корреляция конкретных факторных значений и величин Mn/Fe. Однако важно иметь в виду, что факторные значения не являются абсолютными величинами, что может объяснить имеющиеся в ряде случаев несоответствия между ними и содержаниями MnCO₃ и значениями Mn/Fe. В других разрезах Юго-Западной Атлантики (скв. 512, 513 и 513А) минералогическая выраженность этой ассоциации не столь очевидна (см. рис. 49).

Ассоциация IIIB (-). Ее состав: Na₂O (-0,69), MgO (-0,58), Al₂O₃ (-0,10), SiO₂ (-0,14), TiO₂ (-0,23), Fe₂O₃ (-0,18), Ba (-0,84). В составе ассоциации наиболее

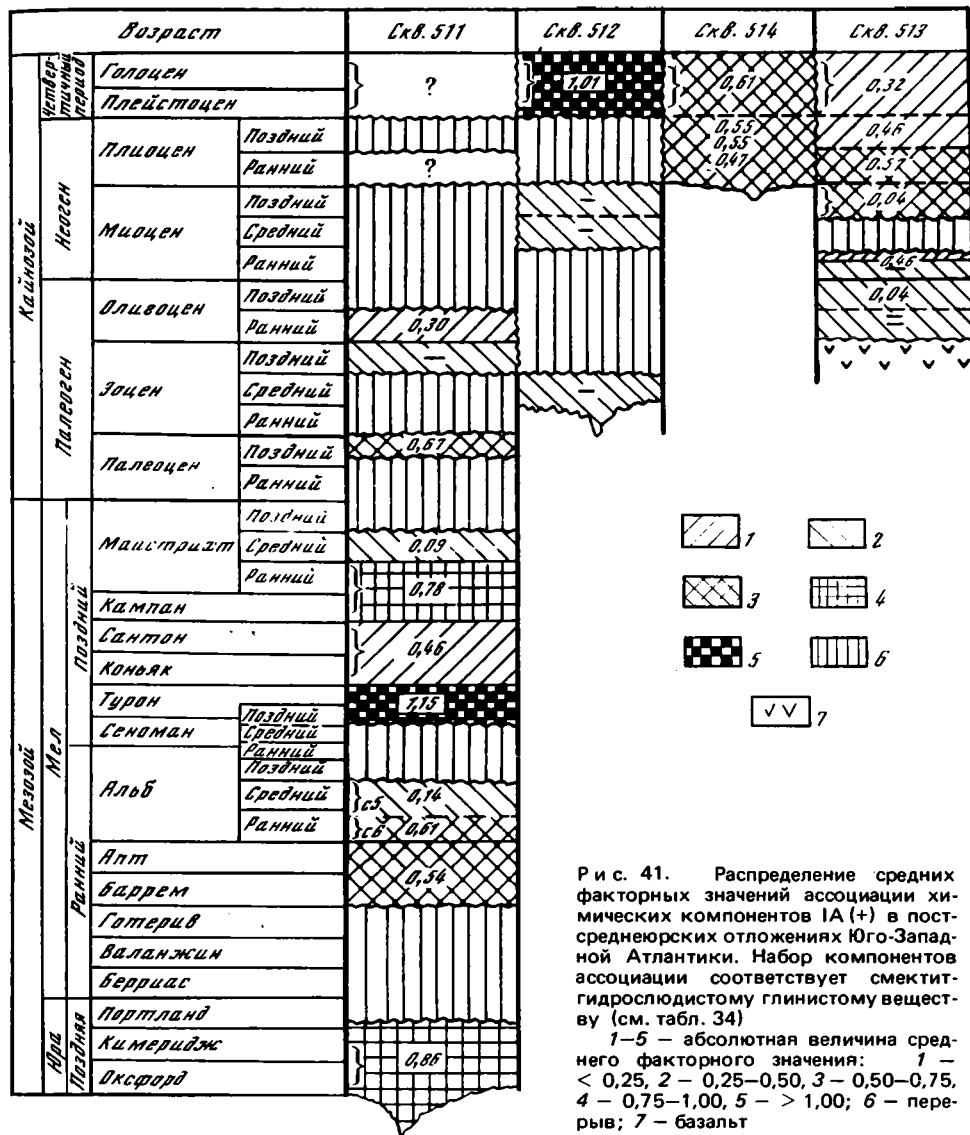
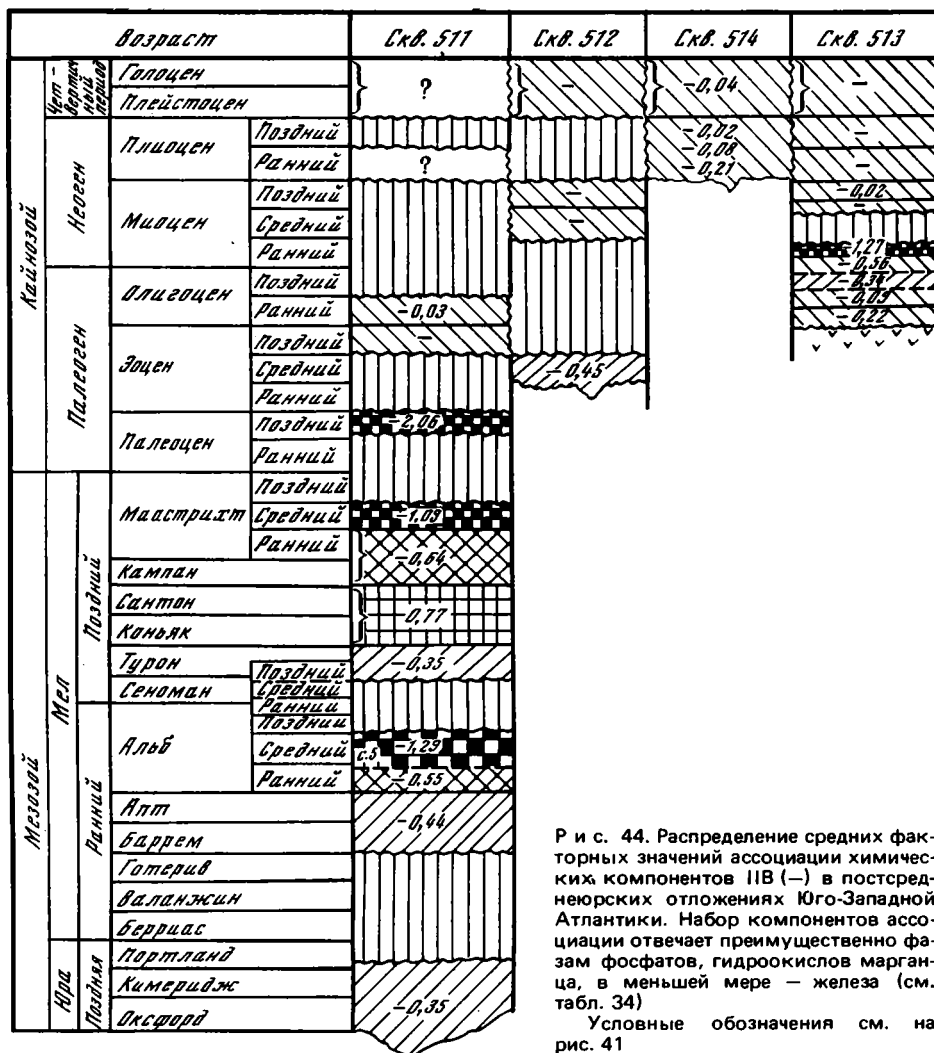


Рис. 41. Распределение средних факторных значений ассоциации химических компонентов IA (+) в пост-среднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики. Набор компонентов ассоциации соответствует смектит-гидрослюдистому глинистому веществу (см. табл. 34)

1–5 – абсолютная величина среднего факторного значения: 1 – < 0,25, 2 – 0,25–0,50, 3 – 0,50–0,75, 4 – 0,75–1,00, 5 – > 1,00; 6 – перерыв; 7 – базальт

высокие величины факторных нагрузок характерны для Ba, Na и Mg. Набор компонентов и особенности распространения ассоциации (см. табл. 30–34) позволяют считать, что она представлена преимущественно баритом с сопутствующей примесью тонкодисперсных глинистых частиц. Интенсивные накопления барита, проявляющиеся в относительно высоких (более 0,75) факторных значениях (рис. 50, см. вкл.), отмечаются в геохронологических интервалах с интенсивной биологической продуктивностью: скв. 511 – ранний маастрихт – кампан, поздний палеоцен; скв. 512 – средний эоцен; скв. 514 – плиоцен–плейстоцен; скв. 513 – флюктуации интервалов биологической продуктивности, связанные с миграцией полярного фронта антарктических водных масс, богатых питательными компонентами, в течение миоцена–раннего плиоцена (см. рис. 50).



Р и с. 44. Распределение средних факторных значений ассоциаций химических компонентов IIB (—) в постсреднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики. Набор компонентов ассоциации отвечает преимущественно фазам фосфатов, гидроокислов марганца, в меньшей мере — железа (см. табл. 34)

Основные обозначения см. на рис. 41

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

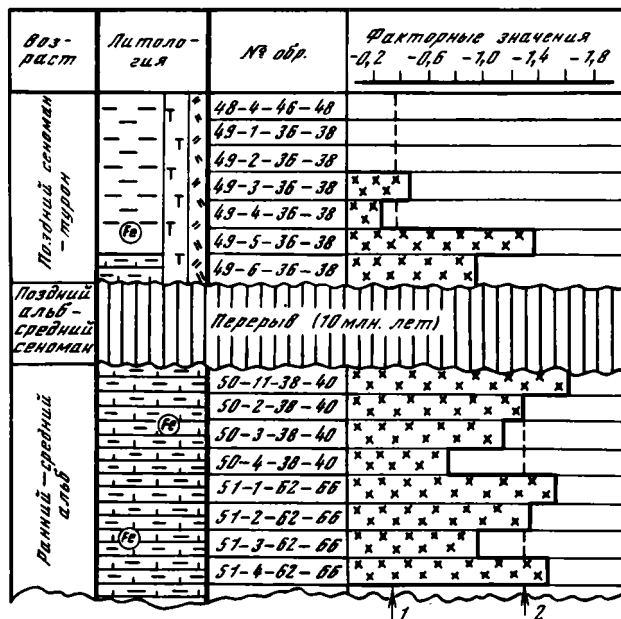
Алюминий и титан (накопление обломочных компонентов)

Al и Ti (рис. 51, 52) принадлежат к числу тех главных химических компонентов, которые позволяют подойти к количественной оценке роли обломочной составляющей в эволюции постюрской седиментации [Boström et al., 1973; Chester, 1965; Chester, Aston, 1976; Goldberg, Arrhenius, 1958; Leinen, Stakes, 1979]. Величина отношения Ti/Al составляет [Turekian, Wedepohl, 1961] в Са-гранитах 0,041, в базальтах — 0,177, в глинистых осадках — 0,0547—0,0575. Показано [Goldberg, Arrhenius, 1958; Chester, 1965; Chester, Aston, 1976], что основная часть Ti в океанических осадках связана с базальтовой вулканокластикой и продуктами ее изменения. В основу этого вывода, впервые четко сформулированного Э. Гольдбергом и Г. Аррениусом [Goldberg, Arrhenius, 1958], положены данные изучения главным образом глубоководных (пелагических, абиссальных) осадков Тихого океана, в составе которых существенно преобладают продукты базальтоидного вулканизма. Таким образом, можно принять, что в осадках с величиной Ti/Al > 0,055 роль продуктов базальтоидного вулканизма до-

Р и с. 45. Распределение факторных значений ассоциации химических компонентов IIB (—) близ границы — эрозийного перерыва: ранний — средний альб (серия 5) — поздний сеноман — турон (скв. 511)

Стрелками показаны средние значения для: 1 — позднего сеномана — турона, 2 — раннего — среднего альба (серия 5)

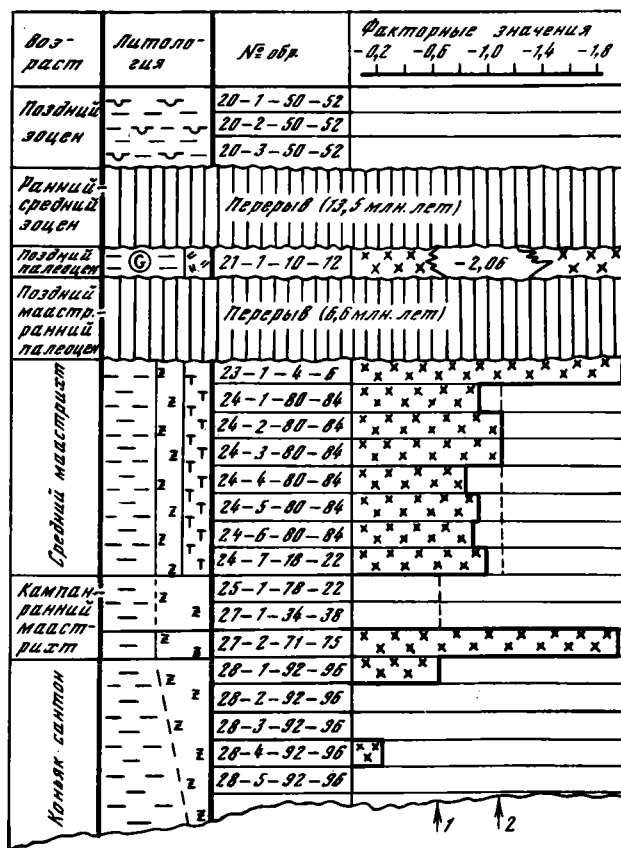
Литологические условные обозначения см. на рис. 26

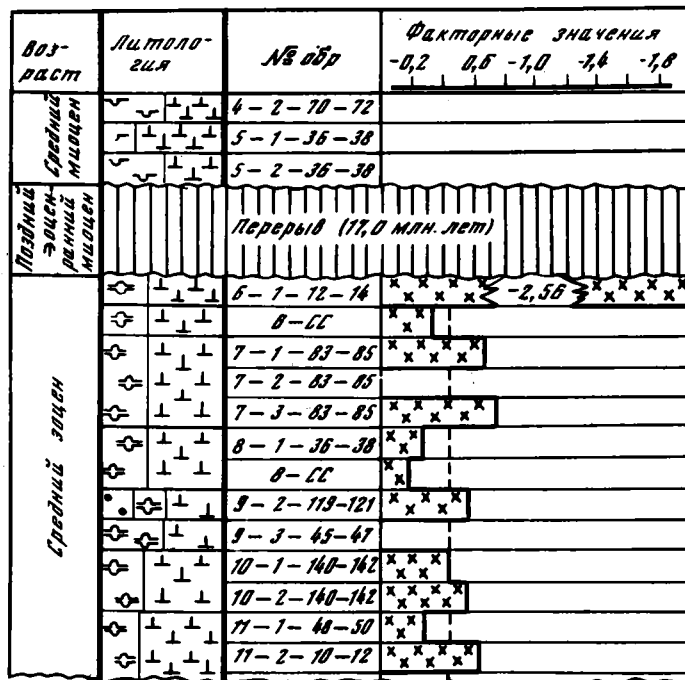


Р и с. 46. Распределение факторных значений ассоциации химических компонентов IIB (—) близ границ — эрозийных перерывов: мезозой — кайнозой и поздний палеоцен — поздний эоцен (скв. 511)

Стрелками показаны средние значения для: 1 — кампана — раннего маастрихта, 2 — среднего маастрихта

Литологические условные обозначения см. на рис. 26

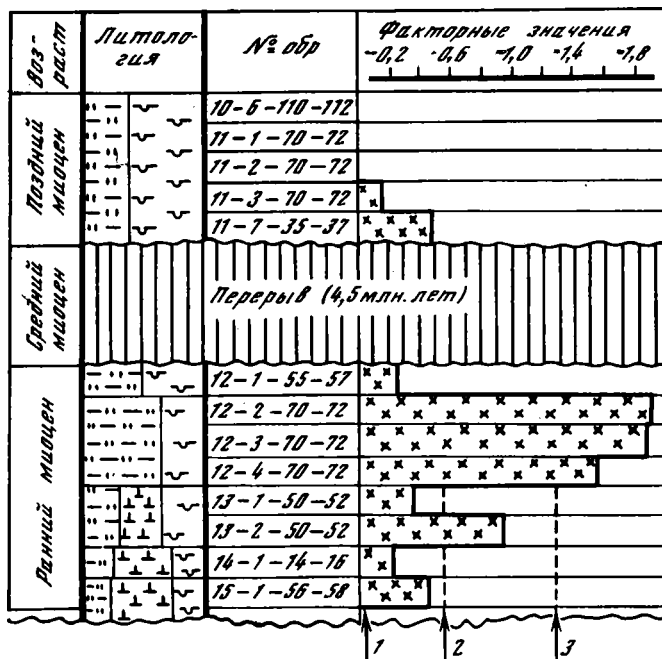




Р и с. 47. Распределение факторных значений ассоциации химических компонентов IIB (-) близ границы — эрозийного перерыва: средний зоцен—средний миоцен (скв. 512)

Стрелкой показано среднее значение для среднего зоцена

Литологические условные обозначения см. на рис. 26



Р и с. 48. Распределение факторных значений ассоциации химических компонентов IIB (-) близ границы — эрозийного перерыва: ранний миоцен—поздний миоцен (скв. 513А)

Стрелками показаны средние значения для: 1 — позднего миоцена; 2—3 — подсерий раннего миоцена: 2—2А—2,3—2А—1

Литологические условные обозначения см. на рис. 26

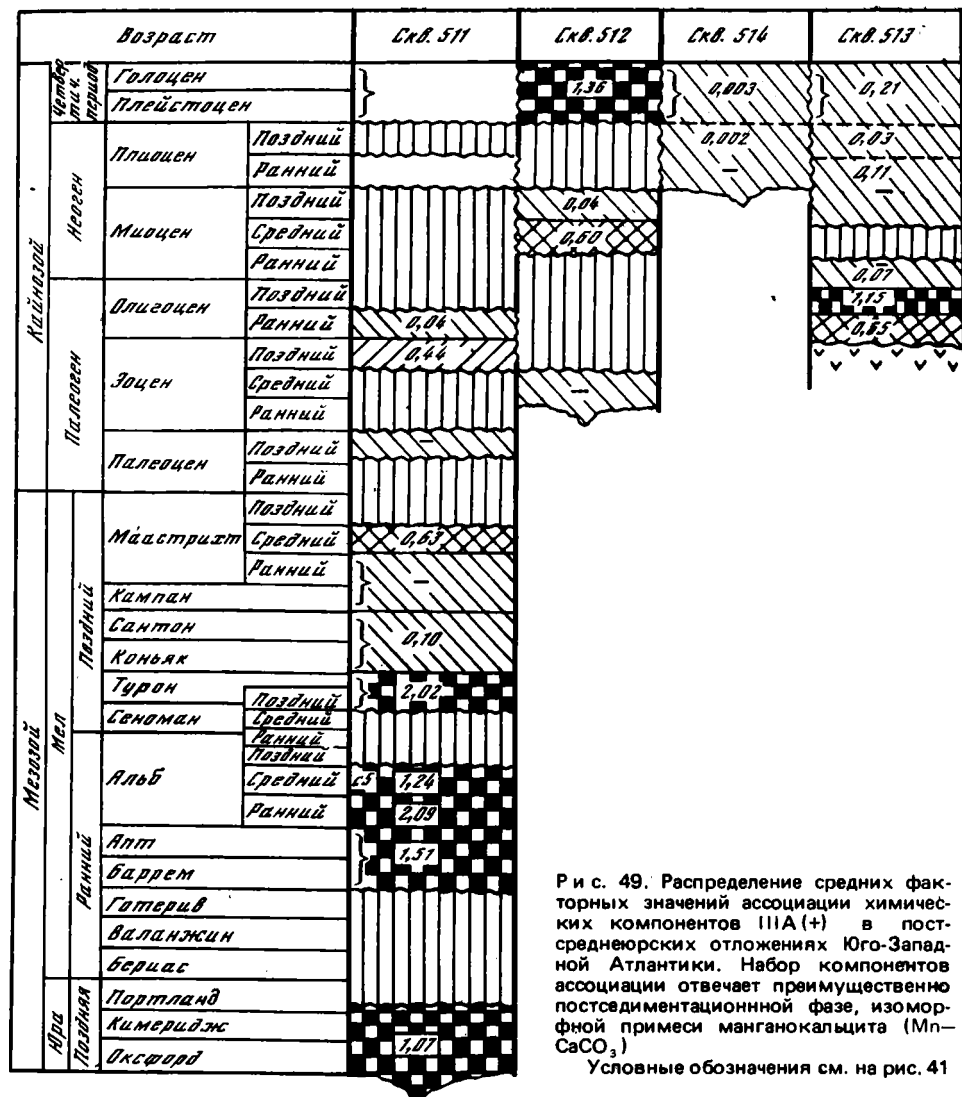


Рис. 49. Распределение средних факторных значений ассоциации химических компонентов IIIA (+) в пост-среднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики. Набор компонентов ассоциации отвечает преимущественно постседиментационной фазе, изоморфной примеси манганокальцита ($Mn-CaCO_3$)

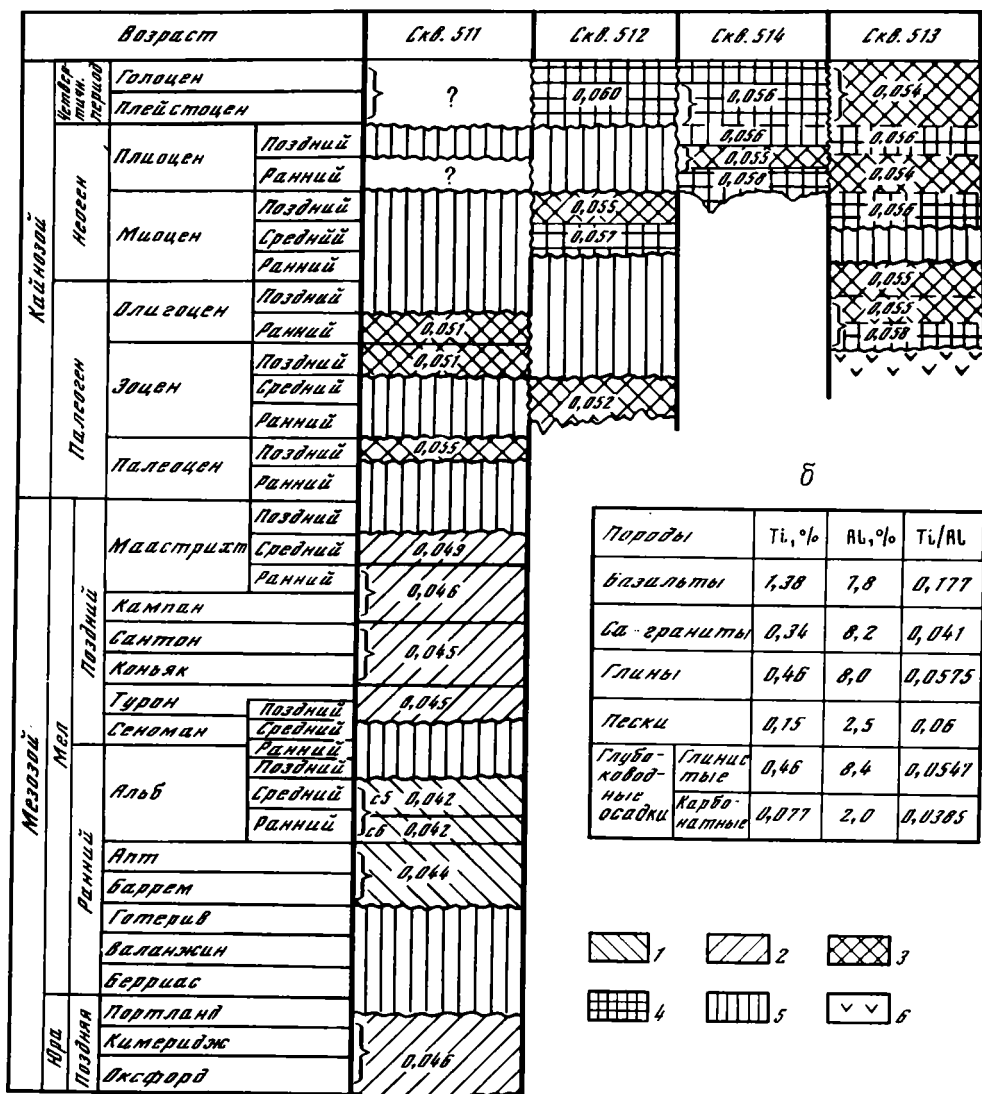
Условные обозначения см. на рис. 41

статочно определена. В распределении средних величин Ti/Al в разрезах (см. рис. 51) отчетливо выражены две главные особенности истории накопления обломочных компонентов.

В отложениях позднего мезозоя (поздней юры—позднего мела) величины Ti/Al не превышают 0,050, что может свидетельствовать о существенной роли продуктов разрушения гранитоидных, преимущественно континентальных пород. Кайнозойские отложения характеризуются величинами $Ti/Al > 0,050$.

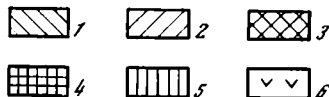
В распределении значений Ti/Al в осадках кайнозоя отчетливо фиксируются: а) увеличение этого отношения с возрастом (наибольшие величины Ti/Al наблюдаются в осадках плейстоцена) и б) сравнительно высокие величины Ti/Al в районах Срединно-Атлантического хребта (скв. 514, 513 и 513А), где роль продуктов базальтоидного вулканизма проявлена сравнительно ярко (см. рис. 51).

Таким образом, общее развитие Юго-Западной Атлантики от относительно мелководного ограниченного бассейна в поздней юре—раннем мелу к современному океану сопровождалось также и возрастанием роли продуктов базальтоидного вулканизма в составе накапливавшихся осадков.



б

Породы	Ti, %	Al, %	Ti/Al
Базальты	1,38	7,8	0,177
Ба-граниты	0,34	8,2	0,041
Глины	0,46	8,0	0,0575
Пески	0,15	2,5	0,06
Глубоководные осадки	0,46	8,4	0,0547
Карбонатные	0,077	2,0	0,0385

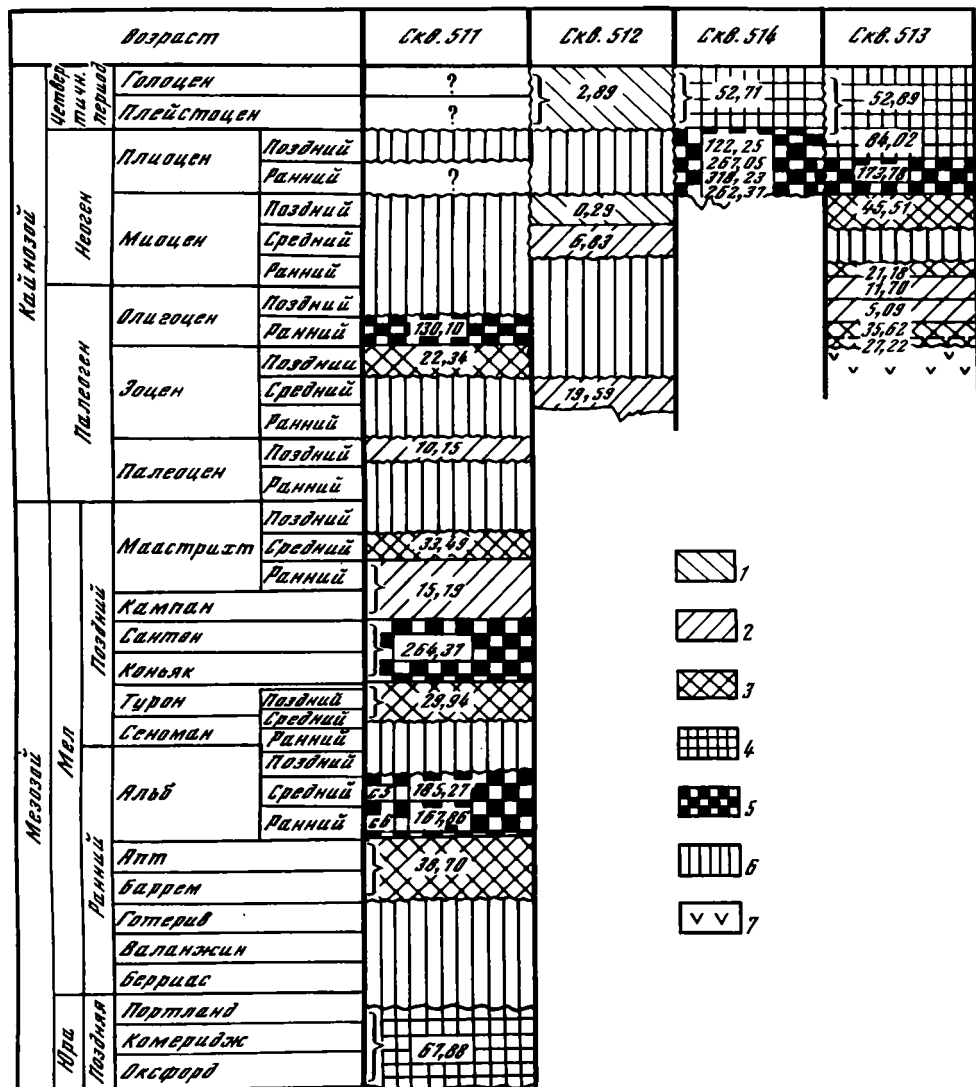


Р и с. 51. Распределение средних величин отношения Ti/Al (всегового) в постюрских отложениях Юго-Западной Атлантики (а) и в различных породах (Turekian, Wedepohl, 1961) (б)

Величина отношения Ti/Al : 1 — 0,040—0,045; 2 — 0,045—0,050; 3 — 0,050—0,055; 4 — > 0,055; 5 — перерыв; 6 — базальт

Скорость накопления Al ($mg \cdot cm^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot год^{-1}$) может рассматриваться в качестве количественного критерия процессов обломочной седиментации (рис. 52; табл. 35—38). В бассейновой части плато Фолкленд (с.к.в. 511) для большей части мезозоя (поздняя юра—сантон—коньяк) характерны относительно высокие (> 20) скорости накопления Al (обломочных компонентов). Причем аномально высокие скорости (> 100) характерны для интервалов тектонической активизации, когда с близлежащей континентальной суши усиливалось поступление обломочного материала, а в течение сантона—коньяка — тонкодисперсной вулканокластике.

Резко контрастными по сравнению с бассейновой частью плато Фолкленд (с.к.в. 511) были условия аккумуляции кластических компонентов в северо-восточной части бан-



Р и с. 52. Распределение средних скоростей аккумуляций Al ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) в постсреднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики

1 — $< 3,0$; 2 — $3,0-20,0$; 3 — $20,0-50,0$; 4 — $50,0-100,0$; 5 — $> 100,0$; 6 — перерыв; 7 — базальт

ки Мориса Юинга (скв. 512). В этом районе скорости накопления Al не превышали 20,0 для среднего эоцена—голоцена, что связано с палеоокеанографическими особенностями направленности течений (см. рис. 52).

Для сравнения отметим, что в восточных и северных районах центральной части Тихого океана максимальные скорости аккумуляции Al в кайнозой составляют 15–20, отражая интервалы интенсивности привноса терригенного материала (четвертичный период). В остальной экваториальной части Тихого океана в течение третичного времени (плиоцен—средний эоцен) средние скорости накопления Al менялись от 1,0 до 3,0 [Leinen, Stakes, 1979].

Высокие скорости аккумуляции Al в восточных частях Аргентинской котловины (в районе западного склона Срединно-Атлантического хребта) могут иметь двойственную природу. В течение раннего олигоцена—позднего миоцена (см. рис. 52) наблю-

Т а б л и ц а 35
Скорости аккумуляции осадков и химических компонентов*
в течение мезозоя и кайнозоя в районе скв. 511

Век	Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	Серия ^{*2}	Керны	Интервал глубины, м	
Голоцен	0,01	1,7				
Плейстоцен	1,7	1,3	1	0-0-1 - 1-120	0,0-1,2	
Плиоцен	3,0	2,0	1	1-1-120 - 1-2-150	1,2-3,0	
	5,0					
Миоцен	10,5	5,5				
	15,0	4,5				
	24,0	9,0				
Олигоцен	32,0	8,0				
	37,0	5,0	2A	1-3-0 - 16-CC	3,0-157,0	
Эоцен	40,0	3,0	2A	17-0 - 20-CC	157,0-185,0	
	49,0	9,0				
	53,5	4,5				
Палеоцен	60,0	6,5	2B	20-CC - 21-0	185,5-195,5	
	65,0	5,0				
Мваастрихт	66,6	1,6				
	68,3	1,7	3	23-0 - 24-CC	195,5-209,0	
	70,0	1,7	4	25-0 - 27-2	209,0-223,5	
Кампан	78,0	8,0	4	28-0 - 47-CC	223,5-413,5	
Сантон	82,0	4,0	5	48-0 - 49-CC	413,5-432,5	
Коньяк	86,0	4,0				
Турон	92,0	6,0				
Сеноман	100,0	8,0				
Альб	104,0	4,0	5 (56-3)	50-0 - 57-CC	432,5-494,0	
	106,0	2,0	6 (56-4)		494,0-508,5	
	108,0	2,0	6	58-0 - 62-CC	508,5-556,0	
Апт	115,0	7,0				
Баррем	121,0	6,0				
Готерив	126,0	5,0				
Валанжин	131,0	5,0				
Берриас	135,0 (140,0)	4,0				
Портланд	(145,0)	(5,0)	6	63-0 - 70-CC	556,0-632,0	
Кимеридж	(150,0)	(5,0)				
Оксфорд	(160,0)	(10,0)				

* Для каждого компонента указываются: I — среднее содержание (вес. %) и II — скорость накопления ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

*2 В скобках указана нумерация керна, отвечающая нижней границе серии.

Мощность, м	Средняя плотность ^{*3} , г · см ⁻³	Скорость накопления осадков ^{*4}		CaCO ₃	
		А	Б	I	II
1,2	1,50	0,71	106,5	—	—
Перерыв					
1,8	1,20	0,90	10 8,0	—	—

Перерыв

154,0	0,80	30,80	2464,0	6,46	159,2
28,5	0,70	9,50	665,0	13,00	86,4

Перерыв

10,0	1,06	1,54	163,2	0,00	0,0
------	------	------	-------	------	-----

Перерыв

13,5	1,29	7,94	1024,3	39,50	404,6
14,5	1,38	1,49	205,6	0,00	0,0
190,0	1,44	23,75	3420,0	11,57	395,7
19,0	1,70	2,18	370,6	7,60	28,2

Перерыв

61,5	1,69	19,0	3211,0	28,03	900,0
14,5	1,63		3097,0	8,21	254,3
47,5	1,86	3,65	678,9	11,57	78,5

Перерыв

76,0	1,98	4,34	859,3	4,20	36,1
------	------	------	-------	------	------

^{*3} Воздушно-сухая проба.

^{*4} А — линейная скорость (мм · 10⁻³ · год⁻¹); Б — скорость (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹).

Таблица 35 (окончание)

Век	Начало, млн. лет	Продолжи- тельность млн. лет	Серия* ²	SiO ₂		Fe	
				I.	II	I	II
Голоцен	0,01	1,7	1	—	—	—	—
Плейстоцен	1,7						
Плиоцен	Поздний	3,0	1	—	—	—	—
	Ранний	5,0					
Миоцен	Поздний	10,5					
	Средний	15,0					
	Ранний	24,0					
Олигоцен	Поздний	32,0					
	Ранний	37,0					
Эоцен	Поздний	40,0	2A	60,94	1501,6	2,90	71,46
	Средний	49,0	2A	58,98	392,2	1,78	11,84
	Ранний	53,5					
Палеоцен	Поздний	60,0					
	Ранний	65,0					
Маастрихт	Поздний	66,6	3	25,30	259,1	2,22	22,74
	Средний	68,3					
	Ранний	70,0					
Кампан		78,0	4	59,54	122,4	4,93	10,14
Сантон		82,0	4	51,33	1755,5	4,36	149,11
Коньяк		86,0					
Турон		92,0	5	55,12	204,3	4,35	16,12
Сеноман		100,0					
Альб	Поздний	104,0					
	Средний	106,0					
	Ранний	108,0					
Апт		115,0	6	52,66	357,5	2,90	19,69
Баррем		121,0					
Готерив		126,0					
Валанжин		131,0					
Берриас		135,0 (140,0)					
Портланд		(145,0)					
Кимеридж		(150,0)	6	54,28	466,4	3,68	31,62
Оксфорд		(160,0)					

Mn		Al		P		Ba	
I	II	I	II	I	II	I	II
—	—	—	—	—	—	—	—
Перерыв							
—	—	—	—	—	—	—	—

Перерыв

0,04	0,99	5,28	130,10	0,05	1,23	0,097	2,39
0,04	0,27	3,36	22,34	0,02	0,13	0,080	0,53

Перерыв

0,05	0,08	6,22	10,15	0,29	0,47	—	—
------	------	------	-------	------	------	---	---

Перерыв

0,17	1,74	3,27	33,49	0,07	0,72	0,072	0,74
0,41	0,84	7,39	15,19	0,04	0,08	0,119	0,24
0,15	5,13	7,73	264,37	0,08	2,74	0,097	3,32
0,15	0,56	8,08	29,34	0,04	0,15	0,034	0,13

Перерыв

0,38	12,30	5,77	185,27	0,05	1,61	0,086	2,76
0,64	19,82	5,42	167,86	0,06	1,85	0,034	1,05
0,07	0,47	5,70	38,70	0,08	0,54	0,052	0,35

Перерыв

0,03	0,26	7,90	67,88	0,06	0,52	0,071	0,61
------	------	------	-------	------	------	-------	------

Таблица 36

Скорости аккумуляции осадков и химических компонентов* в кайнозое в районе скв. 512 и 512А

Век		Начало, млн. лет	Продол- житель- ность, млн. лет	Серия *2	Керны	Интервал глубины, м
Голоцен		0,01	1,7	1	0—0—1—1—95	0,0—0,95
Плейстоцен						
Плиоцен	Поздний	1,7	1,3	Перерыв		
	Ранний	3,0				
Миоцен	Поздний	5,0	2,0	{ 2А (0,93—1,03) 2В (1,03—2,50) 2В (2,50—20,1)	1—1—95—1—СС 2—0—0—6—1—0	0,95—2,50 2,5—20,1
		10,5	5,5			
	Средний	15,0	4,5			
		Ранний	24,0			
Олигоцен	Поздний	32,0	8,0	Перерыв		
	Ранний	37,0	5,0			
Эоцен	Поздний	40,0	3,0	Перерыв		
	Средний	49,0	9,0			
		Ранний	53,5			

* Для каждого компонента указаны: I — среднее содержание (вес. %) и II — скорость накопления ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).² В скобках указан интервал глубин, занимаемый серией.

Таблица 36 (окончание)

Век		Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	SiO ₂		Fe		
				I	II	I	II	
Голоцен		0,01	1,7	73,65	50,73	4,22	2,91	
Плейстоцен								
Плиоцен	Поздний	1,7	1,3	Перерыв				
	Ранний	3,0						
Миоцен		5,0	2,0	Перерыв				
	Поздний	5,0	5,5					
		10,5	5,5	23,45	5,38	0,81	0,19	
	Средний	15,0	4,5	41,16	144,84	1,26	4,43	
Олигоцен	Ранний	24,0	9,0	Перерыв				
	Поздний	32,0	8,0					
	Ранний	37,0	5,0					
Эоцен		37,0	3,0	Перерыв				
	Поздний	40,0	9,0					
	Средний	49,0	9,0	Перерыв				
	Ранний	53,5	4,5					

Мощность, м	Средняя плотность ^{*3} , г · см ⁻³	Скорость накопления осадков ^{*4}		СаСО ₃	
		А	Б	I	II
0,95	1,23	0,56	68,88	—	—

Перерыв

1,55	0,82	0,28	22,96	—	—
17,6	0,90	3,91	351,90	56,00	197,06

Перерыв

69,2	1,04	7,69	799,76	59,33	474,50
------	------	------	--------	-------	--------

^{*3} Воздушно-сухая проба.

^{*4} А — линейная скорость (мм · 10⁻³ · год⁻¹); Б — скорость (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹).

Mn		Al		P		Ba	
I	II	I	II	I	II	I	II
0,03	0,021	4,20	2,89	0,04	0,027	0,053	0,36

Перерыв

0,02	0,005	1,27	0,29	0,11	0,025	0,049	0,011
0,02	0,070	1,94	6,83	0,03	0,106	0,071	0,250

Перерыв

0,04	0,320	2,45	19,59	0,06	0,480	0,11	0,88
------	-------	------	-------	------	-------	------	------

Т а б л и ц а 37
Скорости аккумуляции осадков и химических компонентов* в кайнозое
в районе скв. 513 и 513А

Век	Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	Серия* ²	Керны	Интервал глубины, м
Голоцен	0,01	1,7	1	0-0 - 3-CC	0,0-28,0
Плейстоцен					
Плиоцен	Поздний	1,7	1	4-1 - 6-CC	28,0-56,5
	Ранний	3,0	1	9-0 (1-0-A) - 6-2-0 (A)	56,5-124,5
Миоцен	Поздний	5,0	1	6-2-0 (A) - 11-CC	124,5-170,5
	Средний	10,5	Перерыв		
	Ранний	15,0	1 (170,5-180,0) 2A (180,0-225,5)	12-0 (A) - 15-CC (A)	170,5-208,5
		24,0			
Олигоцен	Поздний	32,0	2B (225,5-233,9) 3A (233,9-379,5) 3B (379,5-380,5)	16-0 (A) - 34-CC (A)	208,5-380,5
	Ранний	5,0			
Эоцен	Поздний	37,0		Базальт	

* Для каждого компонента указаны: I — среднее содержание (вес. %) и II — скорость накопления ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

*² В скобках указан интервал глубин, занимаемый серией.

Т а б л и ц а 37 (окончание)

Век	Начало, млн. лет	Продолжи- тельность, млн. лет	SiO ₂		Fe	
			I	II	I	II
Голоцен	0,01	1,7	67,42	799,49	2,44	28,93
Плейстоцен						
Плиоцен	Поздний	1,7				
	Ранний	3,0	65,63	1064,57	3,05	49,47
Миоцен		2,0	61,96	1706,38	3,69	101,62
	Поздний	5,0	60,68	427,52	3,94	27,67
	Средний	10,5	Перерыв			
	Ранний	15,0	55,32	163,41	4,35	12,85
Олигоцен		9,0	34,61	131,45	1,86	7,06
	Поздний	24,0	58,82	699,16	2,41	28,65
	Ранний	32,0	30,52	496,43	1,28	20,82
		5,0	26,74	472,58	1,21	21,38
Эоцен	Поздний	37,0	Базальт			

Мощность, м	Средняя плотность ^{*3} , г · см ⁻³	Скорость накопления осадков ^{*4}		СаСО ₃	
		А	Б	І	ІІ
28,0	0,72	16,47	1185,84	0,00	0,00
28,5	0,74	21,92	1622,08	0,50	8,11
68,0	0,81	34,0	2754,00	0,00	0,00
46,0	0,84	8,36	702,24	0,20	1,40

Перерыв

38,0	0,70	4,22	295,40	—	—
	0,90		379,80	38,0	144,32
172,0	0,76	13,23	1188,64	—	—
	1,04		1626,56	71,0	1154,86
	1,13		1767,32	60,90	1076,30

Базальт

*3 Воздушно-сухая проба.

*4 А — линейная скорость (мм · 10⁻³ · год⁻¹); Б — скорость (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹).

Mn		Al		P		Ba	
І	ІІ	І	ІІ	І	ІІ	І	ІІ
0,03	0,356	4,46	52,89	0,02	0,237	0,090	1,067
0,04	0,649	5,18	84,02	0,03	0,487	0,10	1,622
0,05	1,377	6,31	173,78	0,03	0,826	0,11	3,029
0,05	0,084	6,48	45,51	0,03	0,211	0,11	0,772

Перерыв

0,08	0,236	7,17	21,18	0,11	0,325	0,18	0,532
0,10	0,380	3,08	11,70	0,05	0,190	0,09	0,342
0,05	0,594	4,28	5,09	0,06	0,713	0,17	2,021
0,08	1,301	2,19	35,62	0,03	0,488	0,07	1,139
0,06	1,060	1,54	27,22	0,03	0,530	0,09	1,591

Базальт

Таблица 38

Скорости аккумуляции осадков и химических компонентов* в кайнозое в районе скв. 514

Век	Начало, млн. лет	Продолжительность, млн. лет	Серия* ²	Керны	Интервал глубины, м
Голоцен	0,01	1,7	1A	0-0 - 5-CC	0,0-18,8
Плейстоцен					
Плиоцен	1,7	1,3	1A { 1A (54,0-130,0) 1B (130,0-137,6) 1C (137,6-150,8) }	6-0 - 13-CC	18,8-54,0
	3,0				
	5,0	2,0		14-00 - 35-CC	54,0-150,8

* Для каждого компонента указаны: I — среднее содержание (вес. %) и II — скорость накопления ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$).

*² В скобках указан интервал глубин, занимаемый серией.

Таблица 38 (окончание)

Век	Начало, млн. лет	Продолжительность, млн. лет	SiO_2		Fe	
			I	II	I	II
Голоцен	0,01	1,7	60,92	498,59	3,61	29,55
Плейстоцен						
Плиоцен	1,7	1,3	61,03 { 61,03 58,56 59,06 }	1189,94 2599,39 2635,90 2515,48	3,66 3,66 3,98 3,53	71,36 155,89 179,15 150,35
	3,0					
	5,0	2,0				

дается флюктуация средних скоростей накопления Al, связанная как с собственно обломочной седиментацией, так и с биологической инкорпорацией тонкодисперсных частиц планктонными организмами [Bennekorn, Gaast, 1976].

В течение плиоцена—голоцена отмечаются весьма значительные скорости накопления Al (> 50), причем аномально высокие значения (> 100) приходятся на ранний плиоцен (см. рис. 52). Столь интенсивное накопление обломочных компонентов связано с общим увеличением аккумуляции продуктов ледникового происхождения и усилением роли базальтоидной вулканокластики (см. рис. 51), с биогенной инкорпорацией (при общем увеличении биологической продуктивности в зоне антарктической конвергенции [Bennekorn, Gaast, 1976]) и возможной экранирующей ролью Срединно-Атлантического хребта, который благоприятствовал разгрузке нефелоидного слоя придонных течений.

Марганец и железо (накопление гидротермальных и аутигенных компонентов)

Попытка оценить роль гидротермальных, в известной мере аутигенных составляющих седиментации предпринята на примере Mn и Fe (рис. 53—55). Относительно обоснованные оценки этих составляющих могут быть получены на основе имеющихся данных о литологии, минеральном составе, формах нахождения (геохимических ассоциациях) и скоростях накопления Mn и Fe [Bender et al., 1970, 1971; Boström et al., 1973; Leinen, Stakes, 1979; Lyle, 1976; McArthur, Elderfield, 1977]. Информация о формах нахождения Mn и Fe приведена выше (см. табл. 30—34, рис. 41, 44—50). С учетом этих данных может быть рассмотрено распределение средних величин Mn/Fe в главных геохронологических подразделениях исследуемых отложений (см. рис. 53). Об-

Мощность, м	Средняя плотность ⁰³ , г·см ⁻³	Скорость накопления осадков ⁰⁴		CaCO ₃	
		А	Б	I	II
18,80	0,74	11,06	818,44	0,25	2,05
35,20	0,72	27,08	1949,76	0,43	8,38
96,80	0,88	48,40	4259,20	1,76	74,96
	0,93		4501,20	3,00	135,04
	0,88		4259,20	16,22	690,84

⁰³ Воздушно-сухая проба.

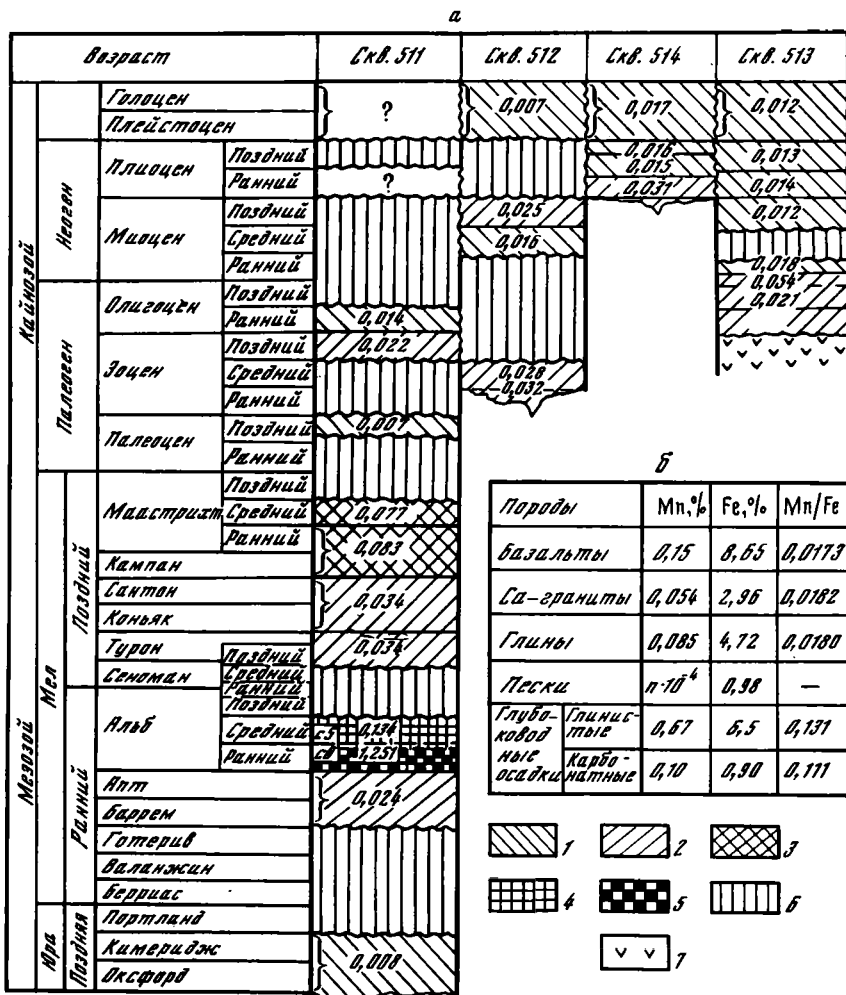
⁰⁴ А — линейная скорость (мм · 10⁻³ · год⁻¹); Б — скорость (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹)

Mn		Al		P		Ba	
I	II	I	II	I	II	I	II
0,06	0,491	6,44	52,71	0,03	0,245	0,102	0,835
0,06	1,170	6,27	122,25	0,03	0,585	0,116	2,262
0,06	2,555	6,27	267,05	0,03	1,278	0,116	4,941
0,06	2,701	7,07	318,23	0,03	1,350	0,145	6,527
0,11	4,685	6,16	262,37	0,04	1,074	0,134	5,707

ращает на себя внимание, что для постсреднеюрских отложений Юго-Западной Атлантики величина Mn/Fe редко превышает 0,070, тогда как для глубоководных глинистых осадков этот показатель составляет 0,131, а для глубоководных карбонатных — 0,111 [Turekian, Wedepohl, 1961]. Из этой достаточно ясно выраженной региональной тенденции исключение составляют осадки среднего—раннего альба (Mn/Fe > 0,120) бассейновой провинции плато Фолкленд (скв. 511; см. рис. 53).

Этот факт может быть непротиворечиво интерпретирован на основе распределения средних скоростей аккумуляции Mn (мг · см⁻² · 10⁻³ · год⁻¹) для Юго-Западной Атлантики в течение постсреднеюрского времени (см. рис. 54, табл. 35—38). Интересно, что в среднем—позднем альбе в районе скв. 511 накапливались осадки, характеризовавшиеся максимальными (12,20—19,82) скоростями аккумуляции Mn. Для сравнения отметим, что в современных пелагических осадках Мирового океана скорость аккумуляции Mn меняется от 0,2 до 4,0 [Bender et al., 1970]. Для тихоокеанских четвертичных осадков этот параметр составляет 0,6, а в районах, смежных с Восточно-Тихоокеанским поднятием, он меняется от 3,0 до 8,0 (среднее 5,4) [Leinen, Stakes, 1979]. Для осадков осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия скорость аккумуляции Mn возрастает до 24,0—35,0 [Boström et al., 1973; Bender et al., 1971; Lyle, 1976]. Сопоставление этих данных позволяет сделать вывод, что кластическая, биогенно-кластическая седиментация в бассейновой провинции плато Фолкленд (скв. 511) в течение среднего—раннего альба в существенной мере сопровождалась интенсивным накоплением гидротермального Mn. Можно считать, что гидротермальная деятельность этого региона была связана с тектонической активизацией, которой сопровождался относительно крупный эрозионный перерыв, охватывающий средний сеноман—поздний альб (10 млн. лет).

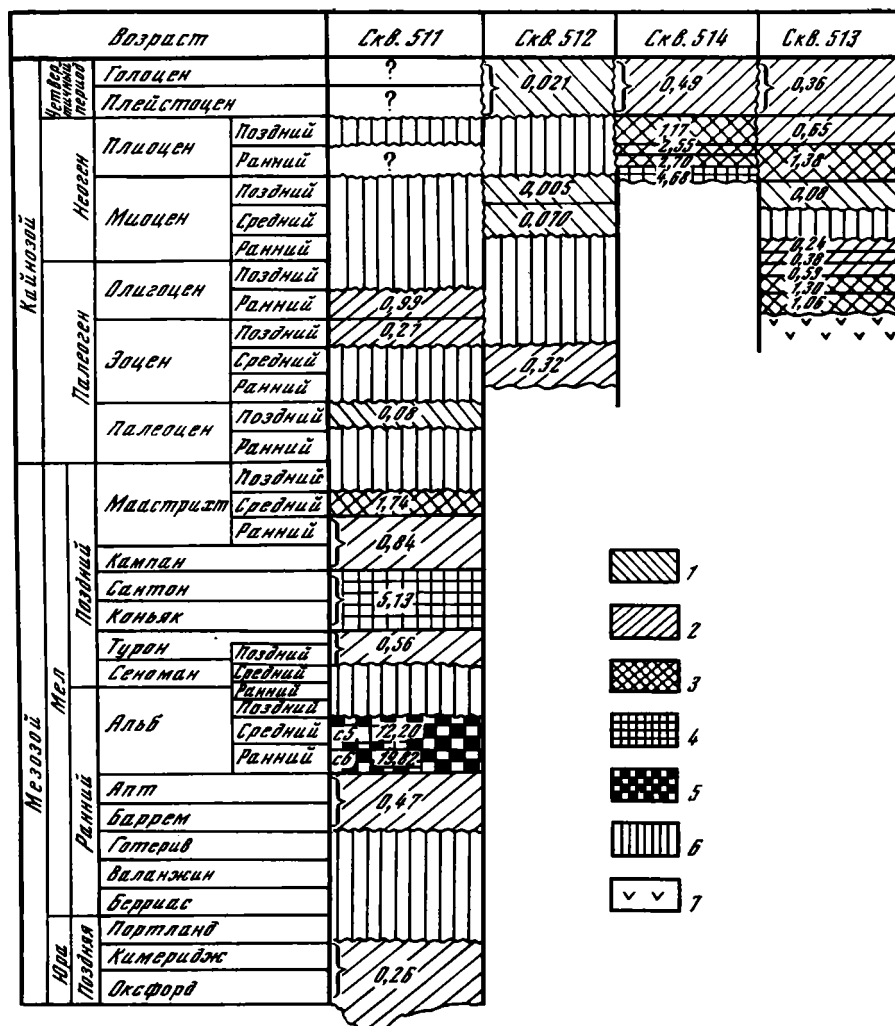
Постседиментационные изменения в значительной мере преобразовали продукты



Р и с. 53. Распределение средних величин отношения Mn/Fe (весового) в постюрских отложениях Юго-Западной Атлантики (а) и в различных породах [Turekian, Wedepohl, 1961] (б)
 Величина отношений Mn/Fe: 1 — < 0,020; 2 — 0,020—0,070; 3 — 0,070—0,120; 4 — 0,120—0,170; 5 — > 0,170; 6 — перерыв; 7 — базальт

гидротермального накопления Mn. Выше отмечалось (см. рис. 49), что в отложениях позднего—среднего альба весьма отчетливо проявляется мanganокальцитовая молекула (факторная ассоциация IIIA (+)) в форме либо микросферолитовых выделений, либо изоморфной примеси к измененной карбонатной составляющей основной массы. С меньшей определенностью проявилось гидротермальное воздействие на накопление Mn в течение коньяка—сантона (скв. 511; см. рис. 54). В этом геохронологическом интервале средняя скорость аккумуляции Mn (5,13) близка к подобным характеристикам для районов, примыкающих к Восточно-Тихоокеанскому поднятию [Leinen, Stakes, 1979], где роль гидротермального поступления тяжелых металлов достаточно очевидна.

Картина распределения средних скоростей аккумуляции Fe ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) в течение постсреднеюрской седиментации (см. рис. 55) в целом близка к тому, что описано для Mn (см. рис. 54). Однако наряду с гидротермальными продуктами существенные количества Fe могут накапливаться и в форме базальтоидной вулканокластики, и среди остаточных продуктов на границах эрозионных перерывов, и в форме



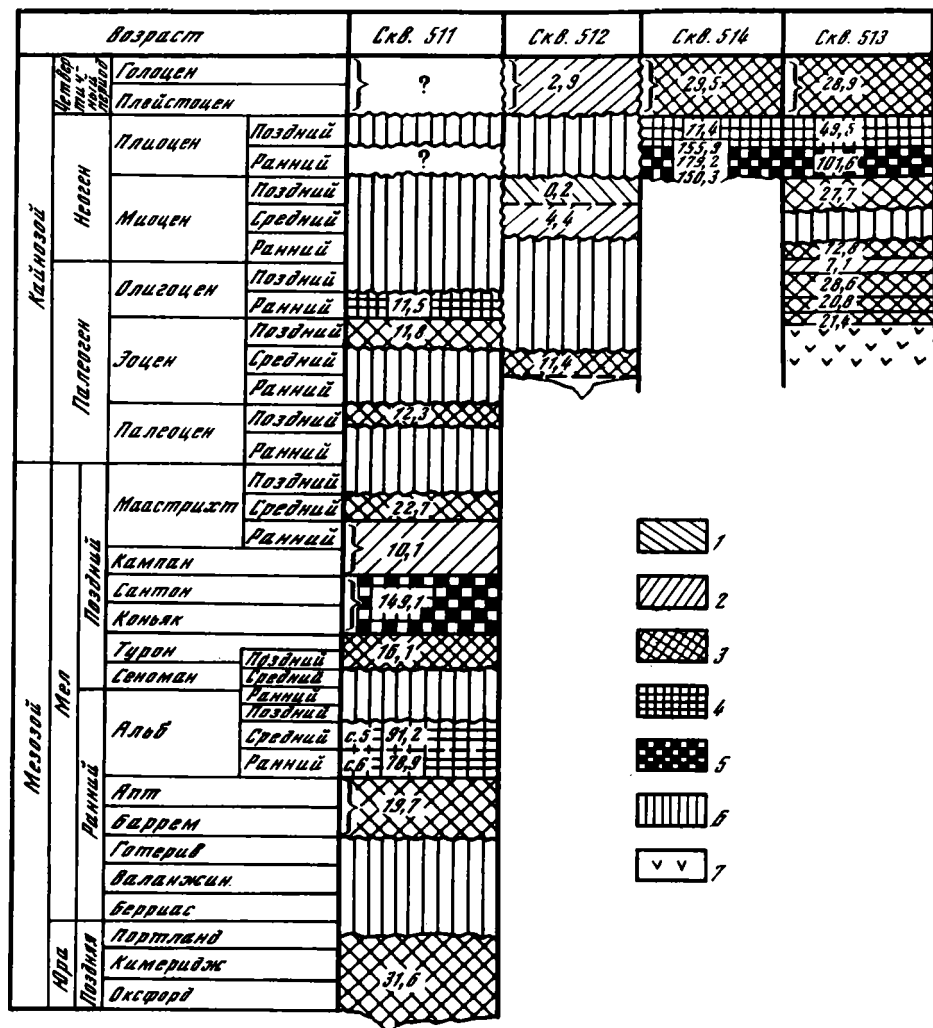
Р и с. 54. Распределение средних скоростей аккумуляции Mn ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) в постсреднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики

1 — $< 0,2$; 2 — $0,2-1,0$; 3 — $1,0-4,0$; 4 — $4,0-10,0$; 5 — $> 10,0$; 6 — перерыв; 7 — базальт

глинистых компонентов, и как существенная биогенная примесь [Martin, Knauer, 1973]. Подобные особенности геохимии Fe усложняют интерпретацию поведения этого элемента в процессах седиментации.

Отметим, что скорость аккумуляции Fe в четвертичное время для центральных областей Тихого океана, исключая Восточно-Тихоокеанское поднятие, составляет 2,5, в пограничных районах с Восточно-Тихоокеанским поднятием этот показатель возрастает до 15,0–70,0 (среднее 29,0) [Leinen, Stakes, 1979], а на Восточно-Тихоокеанском поднятии — 63,0–110,0 $\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ [Boström et al., 1973; Bender et al., 1971].

В результате сопоставления приведенных выше данных (см. рис. 54, 55, табл. 35–38) гидротермальное поступление тяжелых металлов в течение раннего–среднего альба и коньяка–сантона в бассейновой провинции плато Фолкленд (скв. 511) получает дополнительное подтверждение: скорость аккумуляции Fe составляет здесь 78,9–149,1 (см. рис. 55). Высокое значение скоростей накопления Fe в восточной части Аргентинской котловины, в районе западного фланга Срединно-Атлантического хребта (скв. 513,



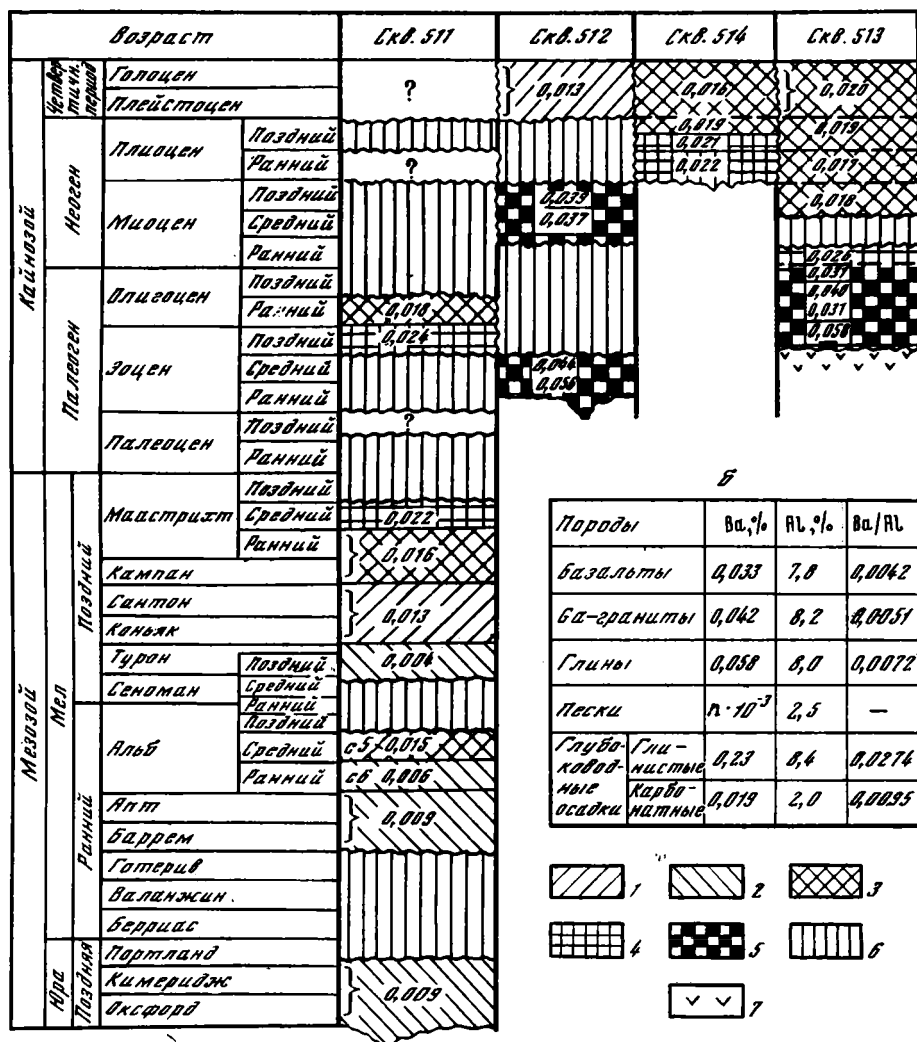
Р и с. 55. Распределение средних скоростей аккумуляции Fe ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) в постнеогенских отложениях Юго-Западной Атлантики

1 — $< 1,0$; 2 — $1,0-10,0$; 3 — $10,0-50,0$; 4 — $50,0-100,0$; 5 — $> 100,0$; 6 — перерыв; 7 — базальт

513А и 514), в целом обусловлено интенсивной биологической продуктивностью (средняя скорость аккумуляции Fe до $50,0$) и гидротермальным влиянием осевой зоны Срединно-Атлантического хребта [Varentsov, 1978]. Однако аномально высокие скорости накопления Fe в раннем плиоцене ($101,6-179,2 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), регионально прослеживающиеся в обоих разрезах (см. рис. 55, скв. 513 и 514), могут интерпретироваться как свидетельство дополнительно интенсивной вспышки гидротермальной активности в это время в зоне Срединно-Атлантического хребта.

Барий (накопление биогенных компонентов)

Барий может служить компонентом, иллюстрирующим особенности биогенной составляющей седиментации исследуемых отложений (рис. 56, 57). Однако важно отметить, что Ba является также характерным элементом металлоносных гидротермальных осадков. Таким образом, интерпретация геохимического поведения этого элемента может

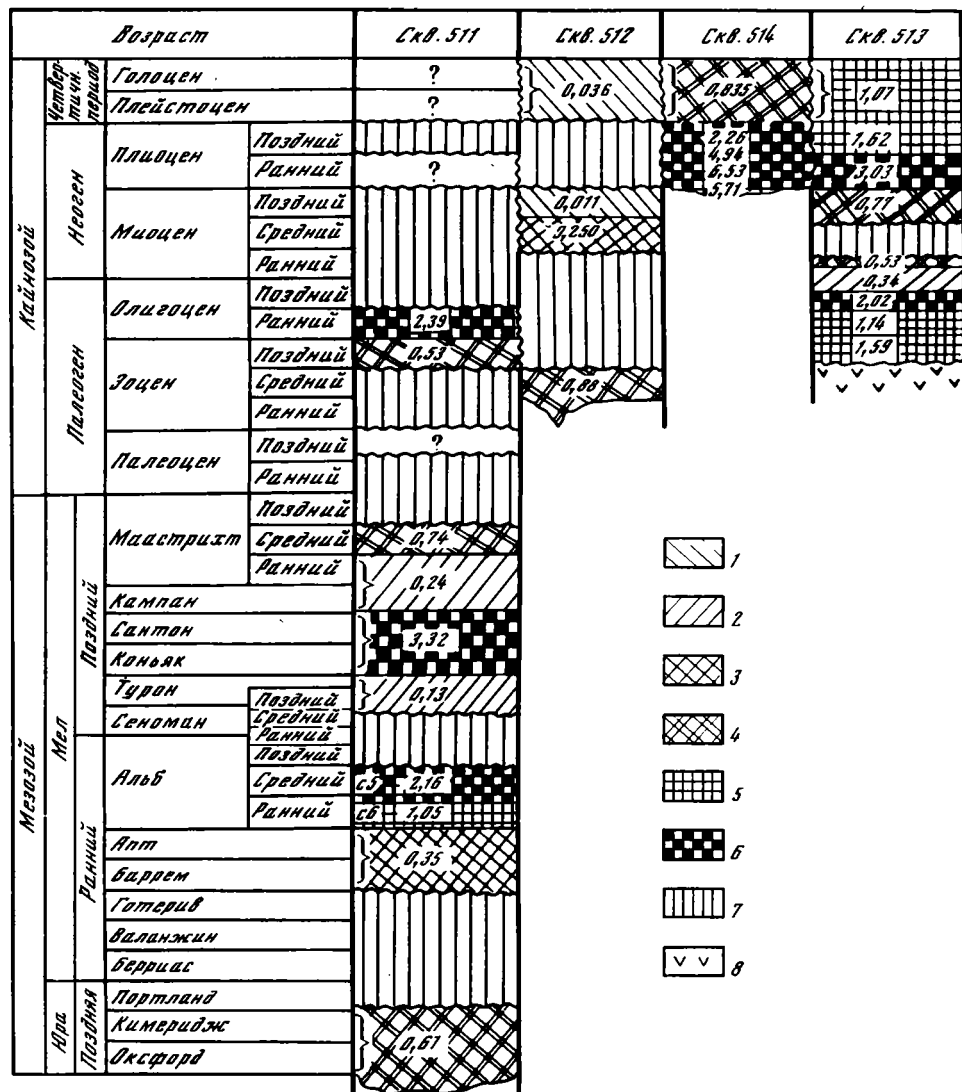


Р и с. 56. Распределение средних величин отношения Ba/Al (весового) в постюрских отложениях Юго-Западной Атлантики (а) и в различных породах [Turekian, Wedepohl, 1961] (б)

Величина отношения Ba/Al: 1 — $< 0,010$; 2 — $0,010-0,015$; 3 — $0,015-0,020$; 4 — $0,020-0,030$; 5 — $> 0,030$; 6 — перерыв; 7 — базальт

проводиться лишь с учетом столь же широкой информации, как и для рассмотренных выше Mn и Fe [Chester, 1965; Chester, Aston, 1976; Goldberg, Arrhenius, 1958; Гурвич и др., 1978].

Отношение Ba/Al является критерием интенсивности накопления Ba при существенном разбавляющем влиянии таких биогенных компонентов, как CaCO_3 и SiO_2 . Анализ распределения этого отношения позволяет наметить в истории постюрской седиментации два интервала: а) позднемезозойский, в течение которого накапливались осадки с величинами Ba/Al не более 0,020, и б) кайнозойский, когда происходила преимущественно биогенная седиментация осадков, в которых значения Ba/Al, как правило, превышали 0,015—0,020, а периоды интенсивной биологической продуктивности характеризовались накоплением карбонатных, кремнистых илов с величиной Ba/Al более 0,030 (см. рис. 56). Однако при значительном преобладании обломочных компонентов отно-



Р и с. 57. Распределение средних скоростей аккумуляции Ва ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) в постюрских отложениях Юго-Западной Атлантики

Низкие скорости: 1 — $< 0,10$, 2 — $0,10-0,20$; умеренные скорости: 3 — $0,20-0,50$, 4 — $0,50-1,00$; высокие скорости: 5 — $1,00-2,00$, 6 — $> 2,00$; 7 — перерыв; 8 — базальт

шение Ba/Al не выявляет влияния биогенной составляющей. Информативным показателем интенсивности рассматриваемых процессов могут быть скорости аккумуляции Ва (см. рис. 57). При рассмотрении скоростей накопления Ва в осадках поздней юры—мела в районе скв. 511 обращают на себя внимание два геохронологических интервала аномально высоких скоростей ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-3} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): средний—нижний альб (1,05 для серии 6; 2,16 для серии 5) и коньяк—сантон (3,32).

Для сопоставления подчеркнем, что скорость аккумуляции Ва в четвертичных отложениях южной зоны высокой биологической продуктивности Тихого океана составляет 0,5—5,5 (средняя 2,8). В металлоносных осадках восточной части этой зоны и районов Восточно-Тихоокеанского поднятия эти скорости значительно ниже. В тех областях Тихого океана, где биологическая продуктивность имеет весьма ограничен-

ное развитие, например в Южной котловине, скорости накопления Ba меньше 0,1–0,2 [Гурвич и др., 1978]. Выше отмечалось, что в осадках этих же геохронологических интервалов зарегистрированы весьма высокие скорости накопления марганца и железа, характерные для гидротермальных металлоносных осадков океана. Вместе с тем сравнительно большие величины скоростей накопления Ba в осадках, располагающихся на границах эрозионных перерывов, могут быть истолкованы как свидетельство об остаточном накоплении барита: скв. 511 — средний маастрихт, поздний эоцен, ранний олигоцен; скв. 512 — средний эоцен; скв. 513A — средний и поздний миоцен (см. рис. 57). Однако для кайнозойских осадков восточных районов Аргентинской котловины — нижняя часть западного склона Срединно-Атлантического хребта (скв. 513, 513A и 514) — скорости накопления Ba в большинстве случаев не ниже 1,0 (см. рис. 57). Особенно ярко проявляется раннеплиоценовый (скв. 513A) — плиоценовый (скв. 514) интервал весьма высоких скоростей — более 2,00 (до 6,53). Важно подчеркнуть, что эти же геохронологические интервалы характеризуются также весьма высокими скоростями аккумуляции Mn и Fe (см. рис. 55), природа которых рассматривалась выше.

При интерпретации этих данных важно учитывать, что в конце позднего олигоцена и, как правило, в конце раннего миоцена (см. рис. 42, 43) произошло раскрытие пролива Дрейка, которое положило начало пульсационному продвижению антарктических вод, богатых питательными компонентами, на север [Boltovskoy, 1980; Ciesielski, Wise, 1977; Kennet, Sackleton, 1976]. Это важнейшее палеоокеанографическое событие сопровождалось опусканием дна океана и общим повышением уровня критической глубины карбонатной компенсации с сопутствующими его колебаниями. Установлено, что положение северной границы полярного фронта, фиксируемой весьма высокими скоростями накопления Ba и SiO_2 , определялось главным образом продуктивностью антарктических вод. Весьма высокие скорости накопления Ba регистрируются преимущественно в неогеновых и четвертичных осадках, в составе которых преобладают остатки кремнистых раковин. Можно полагать, что существенное возрастание скоростей аккумуляции Ba в раннем плиоцене (скв. 513A), плиоцене (скв. 514; см. рис. 57) связано с тем, что в это время происходило флюктуационное продвижение на север богатых питательными компонентами антарктических водных масс, сопровождавшееся резкой сменой теплого климата позднего миоцена последующим похолоданием. Вместе с тем высокие скорости накопления Ba в олигоценовых осадках, представленных фораминиферо-кремнистыми нанофоссилиевыми илами, могут свидетельствовать о высокой биологической продуктивности в обстановке относительно меньших глубин океана и более низкого положения глубины карбонатной компенсации.

Таким образом, для рассмотренных районов (скв. 511, 513, 513A и 514) отмеченные выше геохронологические интервалы высоких скоростей накопления Ba имеют по меньшей мере двойственную природу. С одной стороны, в течение раннего—среднего альба и коньяка—сантона (скв. 511) происходило интенсивное накопление Ba, Mn и Fe при умеренной биогенной трансформации этих компонентов, о чем свидетельствуют невысокие количества SiO_2 и CaCO_3 в осадках. С другой стороны, в зону высокой биологической продуктивности (скв. 513A и 514) из осевой части Срединно-Атлантического хребта с гидротермальными эксгальциями в плиоцене поступали весьма существенные количества Ba, Mn, Fe, подвергавшиеся глубокой биохимической переработке наряду с водородными компонентами, приносившимися в массу антарктических вод в данную область полярного фронта (зону антарктической конвергенции) [Ludwig et al., 1980; Martin, Klauer, 1973].

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОСТСРЕДНЕЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Краткая информация о литологии и геохимии постсреднеюрской седиментации уже публиковалась ранее [Barker et al., 1977; Ludwig et al., 1980; Tarney, Donnellan 1977; Thompson, 1976]. В разделе настоящего тома, посвященном геохимии рассеянных элементов, рассмотрены вопросы позднемезозойской седиментации в бассейновой части плато Фолкленд.

Исследование геохимии главных компонентов в постсреднеюрских отложениях Юго-Западной Атлантики позволяет пролить дополнительный свет на эти проблемы.

*1-й этап — поздняя—средняя юра—ранний мел (160—106 млн. лет;
седиментация в относительно мелководном стагнированном бассейне)*

Поздняя юра (160,0—140,0 млн. лет). В течение поздней юры (возможно, средней [Barker et al., 1977; Thompson, 1977]) происходило накопление главным образом глинистых осадков с заметным количеством сапропелевого и детритного органического вещества (до 7%). Минеральный состав этих осадков описан в других разделах настоящего тома. Обломочные осадки накапливались преимущественно в шельфовом, мелководном бассейне, в котором придонные слои воды характеризовались стагнированным, бескислородным режимом. О существенной роли гранитоидов в составе обломочного материала осадков может свидетельствовать относительно низкая величина Ti/Al , равная 0,046 (см. рис. 51), близкая к величине этого отношения для Сагранитов (0,041) [Turekian, Wedepohl, 1961]. Мерой интенсивности кластической седиментации являются скорости накопления Al ($67,88 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), значительно превышающие максимальные скорости отложения Al (20,0) в четвертичный период в прибрежных частях Тихого океана [Leinen, Stakes, 1979].

Поздняя юра (портланд)—ранний мел (готерив) (140,0—121,0 млн. лет; перерыв в осадконакоплении). Эрозионный перерыв отражает важнейшее событие в палеоокеанографической истории: существенное изменение направленности течений в связи с расколом суперконтинента Гондваны и начальной стадией формирования Южной Атлантики [Barker et al., 1977; Ludvig et al., 1980; Thompson, 1977].

Баррем—апт—ранний—средний альб (время накопления серии 6; 121—106 (?) млн. лет). В это время происходило накопление осадков, близких по составу и фациально-генетическим характеристикам к позднеюрским. Однако заметное углубление и расширение бассейна отразилось в существенно более низких скоростях ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) накопления Al в течение баррема—апта (38,70) по сравнению с поздней юрой (см. рис. 52).

Осадки раннего—среднего альба (время накопления серии 6) по своей литологической и фациальной природе в целом близки к баррем—аптским, но для них характерны весьма высокие скорости накопления Al (167,86), Mn (19,82), Fe (78,90), Ba (1,05) при значениях отношений $Mn/Fe = 1,251$, $Ti/Al = 0,042$ (см. рис. 51—55, 57). Эти данные могут свидетельствовать о том, что в бассейне происходила активизация седиментации гранитоидного тонкокластического материала, сопровождаемая массивным привносом гидротермальных компонентов: Mn , Fe и Ba . Скорости их накопления сопоставимы с подобными параметрами металлоносных осадков осевых зон океана.

*2-й этап — ранний—средний альб (время накопления
серии 5) — средний маастрихт (106 (?) — 66,6 млн. лет;
седиментация в открытом океанском бассейне)*

Ранний—средний альб (время накопления серии 5; 106,0 (?) — 104,0 млн. лет). Во второй половине раннего—среднего альба произошло существенное изменение условий осадкообразования: накапливались пестроцветные, в поздней части интервала — красноцветные, главным образом глинистые нанофоссилиевые илы открытого моря с рассеянными гидроокислами Fe и Mn , примесью основной—средней вулканокластиков. Глубины бассейна, по данным изучения бентосных фораминифер В.В. Слайтером, составляли 100—400 м [Barker et al., 1977]. Для этого времени характерны высокие скорости ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) обломочной (материал кислого—среднего состава) седиментации Al (185,27 при $Ti/Al = 0,042$) и поступления преимущественно гидротермальных компонентов, в значительной мере испытывавших биогенную и постседиментационную переработку: Mn — 12,20, Fe — 91,2 (при $Mn/Fe = 0,134$) и Ba — 2,76 (см. рис. 51—55, 57). Отметим, что в районах вблизи осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия скорость аккумуляции Mn составляет 3,0—8,0 (среднее 5,4), Fe — 15,0—70,0 (среднее 29,0) [Leinen, Stakes, 1979], а непосредственно в металлоносных осадках осевой зоны: Mn — 24,0—35,0, Fe — 63,0—110,0 [Boström et al., 1973; Bender et al., 1971; Лүль, 1976]. Повышенная гидротермальная активность и вспышка базальтоидного вулканизма в конце этого интервала могут быть связаны как с расширением, углублением морского бассейна, так и с тектонической активизацией перед эрозионным перерывом.

Поздний альб—конец позднего сеномана (104,0–94,0 (?) млн. лет; перерыв в осадконакоплении). Перерыв связан с углублением и расширением развивающегося бассейна Южной Атлантики, активизацией течений, проходящих между восточной и западной частями Антарктиды [Barker et al., 1977].

Конец позднего сеномана—турон (94,0 (?) — 86,0 млн. лет). В это время отлагались преимущественно глинистые осадки с примесью наннофоссилий и остатков фораминифер, рассеянными гидроокислами Fe, основной вулканокластикой, обломками пелиципод. Происходило дальнейшее расширение и углубление открытого океанского бассейна.

Величины средних скоростей аккумуляции ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): Al — 29,94 при $\text{Ti/Al} = 0,45$ (см. рис. 51, 52); Mn — 0,56; Fe — 16,10 при $\text{Mn/Fe} = 0,034$; Ba — 0,13 (см. рис. 51–55, 57) — могут рассматриваться как показатели умеренного привноса кластического материала в окраинные области развивающегося океанского бассейна при весьма незначительном эндогенном влиянии.

Коньяк—сантон (86,0–78,0 млн. лет). В течение этой стадии накапливались преимущественно глинистые осадки с существенными количествами (в поздней части интервала) гейландита, развитого по тонкодисперсной основной вулканокластике. Седиментация происходила в условиях открытого океанского бассейна (глубины более 2000 м) ниже уровня карбонатной компенсации при активной циркуляции меридионально направленных течений [Barker et al., 1977]. Примечательной особенностью являются аномально высокие скорости кластической седиментации, преимущественно андезитовой (в конце интервала — базальтоидной тонкодисперсной вулканокластике), при выраженном воздействии гидротермального привноса ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): Al — 264,37 при $\text{Ti/Al} = 0,045$; Mn — 5,13, Fe — 149,10 при $\text{Mn/Fe} = 0,034$; Ba — 3,32 (см. рис. 51–55, 57). Приведенные данные свидетельствуют, что гидротермальная природа значительных масс Mn, Fe, Ba и других тяжелых металлов в существенной мере затушевывается разбавляющим влиянием обломочных компонентов. Критерии для оценки роли биогенной составляющей неопределенны, так как кремнистых фоссилий в осадках практически не наблюдается. Возможно, это является результатом их растворения, когда они оказывались ниже критической глубины карбонатной компенсации и постседиментационных преобразований.

Кампан—ранний маастрихт (78,0–68,3 млн. лет). Рассматриваемый геохронологический интервал характеризуется седиментацией глинистых илов с существенным содержанием тонкой андезитовой (в меньшей мере базальтовой) вулканокластике, превращенной в гейландит (до 70%).

Накопление этих осадков отличалось скоростями ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$), свойственными обломочной седиментации краевых областей открытого океана (без выраженной эндогенной активности) ниже критической глубины карбонатной компенсации: Al — 15,19 при $\text{Ti/Al} = 0,046$; Mn — 0,84, Fe — 10,10 при $\text{Mn/Fe} = 0,083$; Ba — 0,24 (см. рис. 51–55, 57).

Средний маастрихт (68,3–66,4 млн. лет). В это время накапливались главным образом цеолитизированные глинистые осадки с примесью наннофоссилий, основной вулканокластике. В образцах керна отчетливо выявляется остаточная природа повышенных накоплений фосфатов, аутигенных гидрослюдов, гидроокислов Fe и Mn, типичная для осадков близ границы крупного эрозионного перерыва и с определенностью отраженная факторной ассоциацией компонентов IIB (—) (см. рис. 44, 46 и табл. 32–37). Прежде всего остаточным концентрированием из больших масс осадка можно объяснить относительно высокие скорости седиментации ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$): Al — 33,49 при $\text{Ti/Al} = 0,049$; Mn — 1,47, Fe — 22,70; Ba — 0,74 (см. рис. 51–55, 57).

3-й этап — поздний маастрихт—средний—поздний эоцен (66,4 — 57 (?) млн. лет; эрозионный перерыв в осадконакоплении)

Перерыв носит почти глобальный характер. Аспекты существенной перестройки палеоокеанографической системы течений этого времени рассмотрены в ряде работ [Barker et al., 1977; Ciesielski, Wise, 1977; Ludvig et al., 1980; Loutit, Kennett, 1981; McCoy, Zimmerman, 1977; Thiede, 1981; Thiede, van Andel, 1977].

*4-й этап — средний—поздний эоцен—ранний миоцен
(57 (?) — 15 млн. лет)*

Большая часть палеогена и начало неогена для Юго-Западной Атлантики были временем дальнейшего расширения и углубления океана, значительных преобразований системы палеотечений и массивной биогенной седиментации. Следствием столь сложного сочетания таких палеоокеанографических факторов явилось значительное развитие эрозионных перерывов, разделенных интервалами интенсивной карбонатной, в меньшей мере — кремнистой седиментации (распределение карбонатных компонентов — факторная ассоциация IB(—) — см. на рис. 42; кремнистых компонентов — факторная ассоциация IIA(+) — на рис. 43). Осадки пограничных зон крупных эрозионных перерывов характеризуются выраженным накоплением остаточных продуктов (распространение факторной ассоциации IIB(—) см. на рис. 44, 46—48), представленными фосфатами, аутигенными глинистыми минералами, гидроокислами железа и марганца (см. раздел "Глинистые компоненты постсреднеюрских отложений: история седиментации и постседиментационные изменения"). Скорости накопления CaCO_3 и SiO_2 в это время (см. табл. 35—38) сопоставимы с аналогичными параметрами современных зон высокой биологической продуктивности при относительно большой критической глубине карбонатной компенсации [Безруков, Романкевич, 1970; Богданов, Чеховских, 1979; Лисицын, 1978]. Скорости накопления ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$) обломочных компонентов, как правило, не превышали скорости накопления Al (50) при существенной роли базальтоидного материала ($\text{Ti/Al} > 0,05$; см. рис. 51, 52). Заметные темпы аккумуляции Fe и в меньшей мере Mn в восточной части Аргентинской котловины на западном склоне Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 54, 55) имеют двойственную природу. Их обуславливали: а) влияние гидротермальных эксгальций осевых зон [Varentsov, 1978] и б) биогенная инкорпорация эксгальционных и гидрогенных компонентов планктонными организмами [Martin, Knauer, 1973; Bennekom, Gaast, 1976]. Скорости аккумуляции Ba (см. рис. 57) отражают интенсивность биогенной седиментации: в течение среднего эоцена (скв. 512)—позднего олигоцена они превышали 0,50, а в районах западного склона Срединно-Атлантического хребта (скв. 513) возрастали во второй половине позднего олигоцена до 2,02. Эти цифры близки к скоростям, зарегистрированным в современных осадках южной зоны высокой биологической продуктивности Тихого океана: 0,5—5,5 (среднее 2,8) [Гурвич и др., 1978].

*5-й этап — неоген—четвертичный период
(15 млн. лет — современность)*

Главным палеоокеанографическим событием кайнозойской седиментации Юго-Западной Атлантики, повлиявшим на характер седиментации большей части Мирового океана, было открытие пролива Дрейка в конце позднего олигоцена—раннем миоцене. С ним связана существенная перестройка системы течений [Barker et al., 1977; Boltovskoy, 1980; Ciesielski, Wise, 1977; Kennett, Sackleton, 1976; Loutit, Kennett, 1981; Ludwig et al., 1980; McCoy, Zimmerman, 1977]. Флюктуационное продвижение на север зоны полярного фронта и поступление в Атлантику богатых питательными компонентами антарктических вод имели следствием резкое повышение критической глубины карбонатной компенсации и массивного накопления кремнистых биогенных осадков. Вместе с тем в периоды активизации течений в рассматриваемые районы усиленно поступали продукты ледниковой абразии; эти события зарегистрированы в высоких скоростях накопления обломочных компонентов.

Вследствие широкорегионального эрозионного перерыва, в районе плато Фолкленд осадки позднего—среднего миоцена сохранились лишь в северо-восточной части банки Мориса Юинга (скв. 512; см. рис. 42, 43). Они представлены преимущественно биогенными карбонатно-кремнистыми илами. Примечательно, что начиная со среднего эоцена эта область располагалась выше критической глубины карбонатной компенсации. Осадкообразование характеризовалось ограниченным поступлением обломочного материала, в составе которого заметная роль принадлежит продуктам разрушения средних—основных пород: скорость накопления Al меньше $20,0 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-3} \cdot \text{год}^{-1}$ при $\text{Ti/Al} > 0,050$ (см. рис. 51, 52). Скорость аккумуляции Mn, Fe и Ba не превышала скоростей, типичных для пелагических областей открытого океана (см. рис. 54, 55, 57).

Приведенные данные показывают, что в пределах плато Фолкленд вторжение холодных антарктических вод в Южную Атлантику произвело довольно слабый эффект.

Резко отличная картина наблюдается в восточной части Аргентинской котловины (скв. 513, 513А и 514; см. рис. 42, 43). В течение позднего миоцена в этом районе накапливались глинистые диатомовые илы, знаменовавшие начало седиментации в обстановке зоны наступающего полярного фронта. Как отмечалось выше, плиоцен был временем значительного продвижения на север зоны полярного фронта. Этот геохронологический интервал характеризовался весьма высокими скоростями обломочной, биогенной и, как следствие влияния осевой зоны хребта, гидротермальной составляющих седиментации ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot 10^{-1} \cdot \text{год}^{-1}$): Al — 318,23 (при Ti/Al — до 0,058); Mn — до 4,68; Fe — до 179,20; Ba — до 6,53. В течение четвертичного времени геохимические характеристики седиментации в открытой части Юго-Западной Атлантики (скв. 513, 513А и 514) по существу незначительно изменились по сравнению с плиоценом: произошло некоторое отступление на юг зоны полярного фронта, сопровождаемое ослаблением биологической продуктивности, усилением относительной роли ледниковой абразии (см. рис. 51, 52, 54, 55, 57). Юго-Западная Атлантика характеризовалась параметрами седиментации, совпадающими с наблюдаемыми в настоящее время.

ВЫВОДЫ

На основе изучения геохимии главных компонентов, а также Ba и Sr, выполненного с учетом данных по литологии, минералогии и имеющейся геологической информации, была количественно оценена роль биогенной, обломочной, аутигенной и гидротермальной составляющих в истории постсреднеюрской седиментации Юго-Западной Атлантики. Особое внимание было уделено рассмотрению распределения средних скоростей аккумуляции компонентов. Результаты факторного анализа аналитических данных позволили проследить развитие во времени и пространстве следующих парагенетических ассоциаций компонентов:

IA (+): Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 — глинистые компоненты смешаннослойной природы: слюда—сметит;

IB (—): CaO, п.п.п., Sr — карбонатные компоненты фораминиферовых, наннофоссиловых илов и продуктов их изменения;

IIA (+): Na_2O , MgO, SiO_2 — кремнистые компоненты радиоляриевых, диатомовых илов и продуктов их изменения;

IIIB (—): Al_2O_3 , P_2O_5 , K_2O , CaO, TiO_2 , MnO, Fe_2O_3 , п.п.п., Sr — остаточное (в меньшей мере аутигенное) вещество, представленное фосфатом Ca, Al, гидроокислами Fe, Mn, слюдистыми минералами и реликтовыми карбонатами и развитое на границах эрозионных перерывов;

IIIA (+): CaO, MnO, п.п.п., — постседиментационная фаза либо изоморфная молекула манганокальцита;

IIIB (—): Na_2O , MgO, BaO — преимущественно барит с примесью сопутствующих компонентов.

В геохимической истории постсреднеюрской седиментации выделяются следующие главные этапы:

1) средняя—поздняя юра—ранний мел, когда седиментация происходила в относительно мелководном стагнированном бассейне;

2) ранний—средний альб—средний маастрихт — этап, характеризующийся седиментацией в открытом океанском бассейне;

3) поздний маастрихт—средний—поздний эоцен — широкий региональный эрозионный перерыв в осадконакоплении;

4) средний—поздний эоцен — ранний миоцен — этап, отличающийся сложным сочетанием широко развитых эрозионных перерывов, сопровождаемых накоплением остаточных продуктов и седиментацией биогенных CaCO_3 и SiO_2 ;

5) неоген — четвертичный период, когда после открытия пролива Дрейка существенно изменилась седиментация, контролируемая флюктуационными наступлениями на север зоны полярного фронта, поступлением богатых питательными компонентами антарктических вод, высоким положением критической глубины карбонатной компенсации.

- Барташевич О.В., Боголюбова Л.И.** Геохимия органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 29—36.
- Безруков П.Л., Романкевич Е.А.** Скорости осадконакопления в Тихом океане. — В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 2, с. 288—300.
- Богданов Ю.А., Чеховских Е.М.** Скорости осадконакопления и абсолютные массы. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 110—121.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П.** Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5, с. 3—17.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П., Пронин С.В.** Микрокомпонентный состав органического вещества "черных сланцев" Бискайского залива и их нефтегазоматеринский потенциал. — В кн.: Накопление и преобразование сидикахитов. М.: Наука, 1979, с. 18—37.
- 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. 25-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Варенцов И.М.** Металлоносные осадки Северной Атлантики (геохимия, особенности формирования). — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 29—42. (Международ. геол. конгр., 26-я сессия. Докл. сов. геологов).
- Варенцов И.М., Блажчишин А.И.** Железо-марганцевые конкреции. — В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 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 горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 552—572.
- Возженикова Т.Ф.** Ископаемые перидиней юрских, меловых и палеогеновых отложений СССР. М.: Наука, 1967, 347 с.
- Герасимов И.П.** Физико-географический атлас Мира. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Градусов Б.П.** Минералы смешаннослойной структуры в почвах. М.: Наука, 1976, 128 с.
- Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П.** Поведение бария в современном осадконакоплении в Тихом океане. — Геохимия, 1978, № 3, с. 359—374.
- Дриц В.А., Копорулин В.И.** К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 5, с. 145—148.
- Дриц Е.А., Сахаров Б.А.** Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976, 271 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Емельянов Е.М.** Титан в осадках Атлантического океана. — Геохимия, 1974, № 4, с. 610—615.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.** Геологическая история Фолклендского плато в мезозое и кайнозое. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981, с. 24—25.
- Лисицын А.П.** Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974, 438 с.
- Лисицын А.П.** Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978, 391 с.
- Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И.** Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1968, № 18, с. 283—311.
- Сахаров Б.А., Хлыбов В.В.** Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 1, с. 171—174.
- Тимофеев П.П.** Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969, 389 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 197).
- Тримонис Э.С.** История терригенной седиментации в Южной Атлантике в мезозое—кайнозое. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981, с. 40—42.
- Angino E.E.** Geochemistry of Antarctic pelagic sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1966, vol. 30, p. 939—960.
- Angino E.E., Andrews R.S.** Trace element chemistry, heavy minerals and sediment statistics of Weddell sea sediments. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, N 2, p. 634—642.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D., Dinkelman M.G.** et al. Evolution of the southwestern Atlantic ocean basin: Results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP.

- Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 36, p. 993-1014.
- Bender M.L., Broecker W., Gornitz V.** et al., Geochemistry of three cores from the East Pacific rise. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 425-433.
- Bender M.L., Ku T.-L., Broecker W.S.** Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, p. 143-148.
- Bennekum A.J. von, Gaast S.J. van der.** Possible clay structures in frustules of living diatoms. — *Geochim. et. cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 1149-1152.
- Berggren W.A.** Pliocene time scale: Calibration of planktonic foraminiferal and cretaceous nannoplankton zones. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 243, p. 391-397.
- Biscaye P.E.** Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, p. 803-832.
- Bishoff J.L., Greek R.E., Luistro A.O.** Composition of interstitial waters of marine sediments: Temperature of squeezing effect. — *Science*, 1970, vol. 167, p. 1245-1246.
- Bolli H.M.** Cretaceous and Paleogene calcisphaerulidae from DSDP Leg 40, Southeastern Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off.*, 1978, vol. 40, p. 819-823.
- Boltovskoy E.** The age of the Drake Passage. — *Alcheringa*, 1980, vol. 4, N 3/4, p. 289-297.
- Boström K.** The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. — *Stockholm Contribs Geol.*, 1973, vol. 27, N 2, p. 149-243.
- Boström K., Farquharson B., Eyl N.** Submarine hot springs as a source of active ridge sediments. — *Chem. Geol.*, 1971, vol. 10, p. 189-203.
- Boström K., Joensuu O., Valdes S., Riera M.** Geochemical history of South Atlantic sediments since Late Cretaceous. — *Mar. Geol.*, 1972, vol. 12, p. 85-121.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S.** Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. — *Chem. Geol.*, 1973, vol. 11, p. 123-148.
- Chester R.** Elemental geochemistry of marine sediments. — In: *Chemical oceanography. L.: Acad. press*, 1965, p. 23-80.
- Chester R., Aston S.A.** The geochemistry of deep-sea sediments. — In: *Chemical oceanography. L.*, 1976, vol. 6, p. 281-390.
- Ciesielski P., Wise S.W.** Geologic history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland plateau (South-West Atlantic sector of the Southern ocean) based on piston and drill cores. — *Mar. Geol.*, 1977, vol. 25, p. 175-207.
- Davey K.J.** Marine Apto-Albian palynomorphs from Holes 400A and 402A. IPOD Leg 48, Northern bay of Biscay. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off.*, 1979, vol. 48, p. 547-577.
- Davis J.C.** Statistics and data analysis in geology. N.Y. etc.: John Wiley and Sons, 1973.
- Delany A.C., Delany A.D., Parkin D.W.** et al. Airborne dust collected off Barbados. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, p. 885-909.
- 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.
- Eysinga F.W.B. van.** Geological time table. 3rd ed. Amsterdam: Elsevier, 1975.
- Fütterer D.** Distribution of calcareous Dinoflagellates in Cenozoic sediments of Site 366, eastern North Atlantic. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. off.*, 1978, vol. 41, p. 709-738.
- Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S.** Chemistry of Pacific pelagic sediments. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, vol. 13, p. 153-212.
- Goldberg E.D., Griffin I.I.** Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic. — *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, N 20, p. 4293-4309.
- Griffin I.I., Windom H.L., Goldberg E.D.** The distribution of clay minerals in the World ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, vol. 15, p. 433-459.
- Habib D.** Dinoflagellate stratigraphy. Leg 11. Deep Sea Drilling Project. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off.*, 1972, vol. 11, p. 367-425.
- Hajós M.** Late Cretaceous Archaeomonadaceae, Diatomaceae and Silicoflagellatae from the South Pacific ocean. Leg 29, Site 275. — In: *Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off.*, 1975, vol. 29, p. 1007.
- Hante J.E. van.** A Cretaceous time scale. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1976, vol. 60, N 4, p. 498-516.
- Hardenbol J., Berggren W.A.** A new Paleogene numerical time scale. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 1978, vol. 6, p. 213-234.
- Harman H.H.** Modern factor analysis. Chicago: Univ. press, 1967. 474 p.
- Heller-Kallai L., Rozenson I.** Removal of magnesium from interstitial waters in reducing environments — the problem reconsidered. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1907-1909.
- 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, p. 393-399.
- Initial reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off.** Vol. 36. 1977; Vol. 45. 1978; Vol. 71. 1983.
- Jacobs M.B.** Clay mineral changes in Antarctic deep-sea sediments and Cenozoic climatic events. — *J. Sediment. Petrol.*, 1974, vol. 44, N 4, p. 1079-1086.
- Kennett J., Sackleton N.** Oxygen isotopic evidence for the development of the psychosphere 38 m.y. ago. — *Nature. Phys. Sci.*, 1976, vol. 260, p. 513-515.
- Larson R.L., Hilde T.W.C.** A reversal time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 2586-2594.
- Leinen M., Stakes D.** Metal accumulation rates in the central equatorial Pacific during Cenozoic time. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, p. 357-375.
- Loutit T.S., Kennett J.P.** Australian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep-sea sedimentary records. — *Oceanol. acta*, 1981, N SP (Proc. 26th Intern. Geol. Congr., Geology of continental margins symposium, Paris, July 7-17, 1980), p. 45-63.
- Lowell R.P., Rona P.A.** On the interpretation of near-bottom water-temperature anomalies. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, p. 18-24.
- Ludwig W.J., Krashennnikov V.A., Basov I.A.** et al. Tertiary and Cretaceous paleoenvironments in the southwest Atlantic ocean: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project, Leg 71. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1980, vol. 91, N 11, p. 655-664.

- Lyle M. Estimation of hydrochemical manganese input to the oceans. — *Geology*, 1976, vol. 4, p. 733–736.
- MacEwan D.M. Diffraction X-ray in disorderly mixed-layer structure: Soil clays. — *Soil Sci.*, 1949, N 1, p. 90–103.
- Mangelsdorf P.S., jun., Wilson T.R.S., Daniell E. Potassium enrichments in interstitial waters of recent marine sediments. — *Science*, 1969, vol. 165, p. 171–174.
- Mann D. Site 402/Hole 402A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48, p. 139–140.
- Martin J.H., Knauer G.A. The elemental composition of plankton. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, p. 1639–1653.
- McArthur J.M., Elderfield H. Metal accumulation rates in sediments from Mid-Indian ocean ridge and Marie Celeste fracture zone. — *Nature. Phys. Sci.*, 1977, vol. 266, N 5601, p. 437–439.
- McCoy F.W., Zimmerman M.B. A history of sediment lithofacies in the South Atlantic ocean. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 39, p. 1047–1079.
- Müller C. Calcareous nannofossils from the North Atlantic (Leg 48). — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48, p. 589–620.
- Phanerozoic time scale. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, p. 260–262.
- Pollard Ch.O., jun. Semidisplacive mechanism for diagenetic alteration of montmorillonite layers to illite layers. — In: Weaver Ch.E., Beck K.C., Pollard Ch.O., jun. Clay water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. Boulder (Col.), 1971, p. 79–93. (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 134).
- Reynolds R.C. The effect of particle size on apparent lattice spacing. — *Acta crystallogr.*, 1968, vol. 24, p. 1271–1284.
- Rona P. Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic ridge crest at latitude 26°N. — *Mar. Geol.*, 1976, vol. 21, p. M59–M66.
- Rona P., Harbison R.N., 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.
- Sarjeant W.A.S. Fossil and living Dinoflagellates. L. etc.: Acad. press, 1974. 182 p.
- Sayles F.L., Mangelsdorf P.S., jun. The equilibration of clay minerals with seawater: Exchange reactions. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, p. 951–960.
- Sayles F.L., Manheim F.T., Waterman L.S. Interstitial water studies of small core samples. Leg 15. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1973, vol. 20, p. 783–804.
- Shutov V.D., Drits V.A., Sakharov B.A. On the mechanism of postsedimentary transformation of montmorillonite into hydromica. — *Proc. Intern. Clay Conf.*, 1969, vol. 1, p. 523–533.
- Tappan H. The paleobiology of plant protists. Los Angeles; San Francisco: Freeman and Co, 1980, p. 255–509.
- Tarney J., Donnellan N.C.B. Minor element geochemistry of sediments at Site 328, Falkland Outer basin and Site 329, Falkland plateau, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 36, p. 929–939.
- The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L., 1961. 544 p.
- Thiede J. Late Mesozoic and Cenozoic sedimentation along oceanic island margins: Analog to continental margins. — *Oceanol. acta*, 1981, N SP (*Proc. 26th Intern. Geol. Congr., Geology of continental margins symposium*, Paris, July 7–17, 1980), p. 65–70.
- Thiede J., Van Andel T.H. The paleoenvironments of anoxic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic ocean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 33, p. 301–309.
- Thompson R.W. Mesozoic sedimentation of the eastern Falkland plateau. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1977, vol. 36, p. 877–891.
- Timofeev P.P., Bogoliubova L.I. Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation, Deep Sea Drilling Project, Leg 48, Holes 400A, 402 A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48, p. 831–853.
- Timofeev P.P., Bogoliubova L.I. Organic matter in Cretaceous "black shales" from the Atlantic and Pacific oceans and their relation to the problems of oil and gas formation. — *Bull. Cent. Rech. Explor.*, 1981, vol. 5, N 2, p. 575–600.
- Timofeev P.P., Rateev M.A., Rengarten N.V. Mineralogy of the clay fraction of the Atlantic ocean sediments. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48, p. 1091–1097.
- Turekian K.K. Deep sea deposition of barium, cobalt and silver. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, p. 603–612.
- Turekian K.K., Imbrie J. The distribution of trace elements in deep sea sediments of the Atlantic ocean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, p. 161–168.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 175–192.
- 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.
- Varentsov I.M. The geochemistry of heavy metals in Upper Cenozoic sediments near the crest of the Mid-Atlantic ridge, latitude 23°N drilled on DSDP Leg 45. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1978, vol. 45, p. 349–377.
- Varentsov I.M., Timofeev P.P., Rateev M.A. Geochemical history of Post-Jurassic sedimentation in the Central Northwestern Pacific, western Mid-Pacific mountains, Deep Sea Drilling Project, Site 463. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1981, vol. 62, p. 785–804.
- Weaver Ch.E., Beck K.C., Pollard L.D., jun. Clay water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. Boulder (Col.), 1971. 96 p. (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; N 134).
- Weaver Ch.E., Pollard L.D. The chemistry of clay minerals. Amsterdam: Elsevier, 1973. 213 p.
- Williams G.L. Dinoflagellates, acritarchs and tasmannites. — In: *Marine micropaleontology*. N.Y., 1978, p. 293–326.
- Windom H.L. Lithogenous material in marine sediments. — In: *Chemical oceanography*. L., 1976, vol. 6, p. 103–135.
- X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L., 1951. 345 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (П.П. Тимофеев)	3
Глава I	
Исходный растительный материал сапропелевого вещества меловых "черных сланцев" Атлантического океана (Л.И. Боголюбова, И.Е. Стукалова)	5
Глава II	
Литология, минералогия и геохимия осадочного чехла северной части (23° с.ш.) Срединно-Атлантического хребта (рейс 45-й)	10
Литология, минералогия, особенности геохимии главных компонентов верхнекайнозойских отложений (П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен)	10
К геохимии тяжелых металлов верхнекайнозойских отложений (И.М. Варенцов)	49
Глава III	
Литология, минералогия и геохимия осадочного чехла Юго-Западной Атлантики (рейс 71-й)	93
Литология, фации и вещественный состав мезозойско-кайнозойских отложений район- плато Фолкленд и Аргентинской котловины (П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, М.А. Ратеев, Л.И. Боголюбова)	93
Глинистые компоненты постсреднеюрских отложений: история седиментации и постседиментационные изменения (И.М. Варенцов, Б.А. Сахаров, Т.Г. Елисеева)	115
Геохимическая история позднемезозойской седиментации: рассеянные элементы (плато Фолкленд, скв. 511) (И.М. Варенцов)	128
Геохимическая история постсреднеюрской седиментации: Ba, Sr и главные компоненты (И.М. Варенцов)	152
Литература	186

CONTENTS

Foreword (P.P. Timofeev)	3
Chapter I	
Initial plant material of the sapropelic matter of the Cretaceous "black shales", the Atlantic ocean (L.I. Bogolubova, I.E. Stukalova)	5
Chapter II	
Lithology, mineralogy and geochemistry of sediments, northern (23°N) part of the Mid-Atlantic ridge (DSDP Leg 45)	10
Lithology, mineralogy and geochemistry of Upper Cenozoic sediments (P.P. Timofeev, I.M. Varentsov, M.A. Rateev, N.V. Rengarten)	10
The geochemistry of heavy metals in Upper Cenozoic sediments (I.M. Varentsov)	49
Chapter III	
Lithology, mineralogy and geochemistry of sediments, South-West Atlantic (DSDP Leg 71)	93
Lithology, facies and composition of Mesozoic and Cenozoic sediments of Falkland plateau and Argentina pit regions (P.P. Timofeev, N.V. Rengarten, M.A. Rateev, L.I. Bogolubova)	93
Clay components in post-Middle Jurassic deposits: history of sedimentation and postsedimentary transformations (I.M. Varentsov, B.A. Sakharov, T.G. Eliseeva)	115
Geochemical history of late Mesozoic sedimentation: trace elements (Falkland plateau, DSDP Site 511) (I.M. Varentsov)	128
Geochemical history of post-Middle Jurassic sedimentation: Ba, Sr and major components (I.M. Varentsov)	152
Bibliography	186

**ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

**Минералогия и геохимия
Атлантического океана**

Т р у д ы , в ы п. 397

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

**Редактор
И.С. Сидоров**

**Редактор издательства
Л.С. Тапальзон**

**Художественный редактор
И.Ю. Нестерова**

**Технические редакторы
Л.В. Русская, Л.Н. Богданова**

**Корректор
И.Г. Мартынова**

**Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 28004

**Подписано к печати 24.10.84. Т—14686
Формат 70 x 100 1/16. Бумага для глуб. печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,6 + 1,4 вкл. Усл. кр.-отт. 17,2
Уч.-изд.л. 19,9. Тираж 650 экз. Тип. зак. 1846
Цена 3 р. 10 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**

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Тихого океана. *П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, М.А. Ратеев* и др. (Труды ГИН; Вып. 398) . — 28 л.

В книге изложены результаты изучения минералогии и геохимии мезозойских и кайнозойских отложений Тихого океана по материалам глубоководного океанского бурения судна "Гломар Челленджер". Приведены данные исследований геохимической истории постюрской седиментации, рассеянным и редким элементам. Дана детальная характеристика геохимических особенностей основных этапов эволюции седиментации. Показана специфика формирования гидротермальных руд тяжелых металлов в рифтовых зонах океана.

Для геологов и океанологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 7000187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
11	1 св.	Таблица 2 (продолжение)	Таблица 2
37	1 св.	Таблица 9 (окончание)	Таблица 9
109	1 св.	Таблица 25 (окончание)	Таблица 25

Зак. 1846

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

Выходит из печати книга

Крашенинников В.А., Басов И.А.

Стратиграфия мела Южного океана (Труды ГИН, вып. 394). — 20 л.

Книга посвящена стратиграфии меловых отложений зоны высоких широт Южного полушария (приантарктическая часть океана), а также геологической и климатической истории мелового времени этой области. По планктонным фораминиферам проводится корреляция с меловыми осадками тепловодной области. Приводится описание и изображение руководящих видов планктонных и бентосных фораминифер и кальциеферулид.

Для геологов, стратиграфов, палеонтологов.

