ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Литология и геохимия Тихого океана

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Литология и геохимия Тихого океана

Труды, вып. 387

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1983

УДК 551.351 (265)

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

PROBLEMS OF LITHOLOGY OF THE WORLD OCEAN

Lithology and Geochemistry of the Pacific Ocean

Transactions, vol. 387

Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Тихого океана/П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, Н.В. Ренгартен, Л.И. Боголюбова, И.М. Варенцов, В.И. Гречин, В.И. Копорулин, Б.П. Золотарев, В.В. Еремеев. – М.: Наука, 1983. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 387).

Монография содержит результаты исследований океанических осадков по данным глубоководного бурения с "Гломара Челленджера" в Тихом океане. В основе исследований – метод литолого-фациального анализа, впервые примененный для установления генезиса океанических осадков. Результаты содержат новые представления о формировании осадочной оболочки Земли и могут быть использованы при построении региональных и глобальных схем палеогеографии океанов, реконструкции истории развития отдельных структур, сравнительном анализе осадкообразования на континентах и в океанах, при оценке перспектив нефтегазоносности и рудообразования. Впервые приведена вещественно-петрографическая классификация органического вещества черных сланцев.

Табл. 32, ил. 67, библиогр.: с. 212–216 (169 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 monograph gives the results of studying the oceanic sediments recovered by "Glomar Challenger" in the Pacific Ocean. The papers are based on the lithology-facies analysis, applied for the first time for establishing the genesis of oceanic sediments. The results include new ideas on formation of the Earth's sedimentary shell and can be used for construction of regional and global schemes of ocean paleogeography, reconstruction of some structures, correlation of sedimentation on continents and in oceans, estimation of the perspectives of oil- and gas-bearing deposits and ore formation. The monograph also gives the first petrographic classification of organic matter in black shales.

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. Krasheninnikov

Responsible Editor

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

П $\frac{1904010000-454}{042(02)-83}$ 187-83-III

© Издательство "Наука", 1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данной монографии публикуются результаты изучения осадочного чехла Тихого океана и верхней части второго сейсмического слоя. Они охватывают 54-й (скв. 419–429), 61-й (скв. 462А), 62-й (скв. 463–466) и 63-й (скв. 467–473) рейсы "Гломара Челленджера" в пределах акватории центральной части Тихого океана (рис. 1). В монографии освещаются различные аспекты литологии, минералогии и геохимии терригенных, карбонатных и глинистых отложений, органического вещества и их генезиса, а также геохимии базальтов и их вторичных преобразований. Изученные нами разрезы характеризуют весьма ограниченные участки Тихого океана и отражают решение частных вопросов отдельных его регионов. Однако в целом ряде случаев предлагаемые выводы имеют общий характер и отражают особенности зарождения и развития океана.

В основу исследований осадочных отложений были положены комплексный детальный литолого-фациальный и формационный анализы, включающие изучение минералогии и геохимии осадков и пород. Это позволило не только выявить генезис отложений, но и детально изучить распределение минерального вещества в зависимости как от мест-

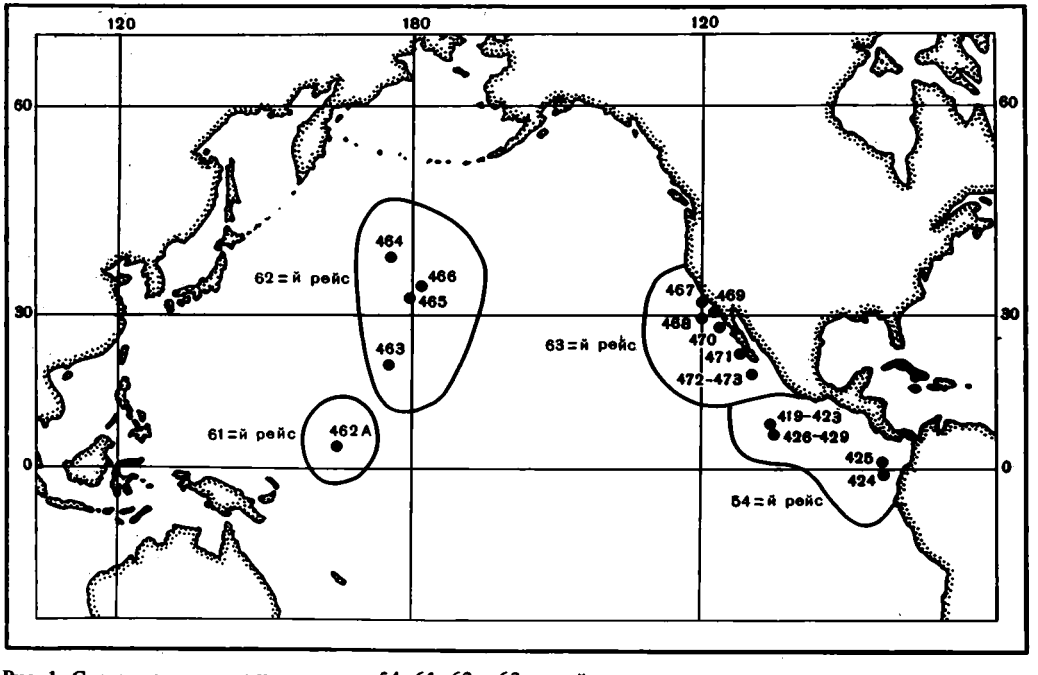


Рис. 1. Схема расположения скважин 54, 61, 62 и 63-го рейсов

В связи с тем, что скв. 419–423, 426–429 (54-й рейс) и скв. 472–473 (63-й рейс) образуют кусты, они показаны одним знаком

ных обстановок аккумуляции материала, так и от геологических событий более широкого, регионального масштаба. В результате осадочная толща была расчленена на литолого-фациальные серии и подсерии. Закономерное строение толщи позволяет осветить ряд вопросов истории формирования толщи в целом, установить литолого-фациальные коррелятивы для местных сопоставлений разрезов. При литолого-фациальном изучении рассматриваемой осадочной толщи удалось установить также некоторые общие закономерности глубоководной океанической седиментации и начального литогенеза.

Одним из принципиальных выводов является установление трансгрессивного развития осадконакопления, в ряде районов начавшегося в очень мелководных (десятки метров), а закончившегося в глубоководных условиях (область возвышенности Хесса). В области гор Маркус-Неккер накопление осадков происходило на фоне постепенного углубления области аккумуляции и удаления ее от границ островного шельфа.

В монографии приводятся данные по генезису, палеогеографическим условиям седиментации и нефтематеринскому потенциалу сапропелевых "черных сланцев" из области возвышенности Хесса и гор Маркус-Неккер. При этом особое внимание уделено типу, петрографическому составу, свойствам и характеру распределения органического вещества в миоцен-плейстоценовых отложениях прикалифорнийской зоны Тихого океана и установлено, что за период от раннего миоцена до плейстоцена проявилась общая тенденция в развитии прикалифорнийской зоны океана: нарастание глубоководности в связи с общей трансгрессией океана. Северная часть прикалифорнийской зоны характеризовалась в это время преимущественным опусканием области аккумуляции, которое не допускало седиментационных перерывов. В течение плиоценового времени осадконакопление в прикалифорнийской зоне периодически прерывалось потоками базальтовой магмы, которые шли с юго-востока.

Большое место уделено вопросам идентификации минералов глинистой фракции, выяснения распределения ассоциаций глинистых минералов по возрастным стратиграфическим интервалам, выявления генетических связей глинистых минералов с литолого-фациальными типами осадков.

Особый интерес представляют результаты изучения меловых вулканокластитов скв. 462 (рейс 61-й) в районе впадины Науру. Установлено, что накопление осадков здесь происходило в относительно глубоководных условиях, перенос вулканокластического материала осуществлялся, вероятнее всего, турбидитными потоками. В зоне контакта с изверженными породами вулканокластиты подвергались гидротермальным и контактово-метасоматическим изменениям, в результате которых формировались аутигенные цеолиты (анальцим, вайракит, томсонит) и моноклинные амфиболы (тремолит, актинолит).

В целом монография коллектива литологов ГИН АН СССР содержит ряд новых представлений о формировании осадочной оболочки, и приведенные в ней сведения могут быть использованы при построении региональных и глобальных схем палеогеографии океанов, реконструкции истории развития отдельных структур Мирового океана, сравнительном анализе процессов осадконакопления и минерало- и породообразования на континентах и в океанах, а также при оценке перспектив нефтегазоносности и рудообразования.

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ (РЕЙС 54-й)

Во время 54-го рейса "Гломара Челленджера" в пределах западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия на различную глубину (до базальтов) были пробурены скв. 419—429 (см. рис. 1). В главе излагаются результаты литолого-фациальных исследований разрезов осадочной кровли базальтов.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В основу исследований был положен фациально-минералогический анализ. Он заключался в детальном изучении минерального вещества пород с целью выявления в них тех особенностей состава, которые отражают условия образования исходных осадков и их постседиментационных преобразований. Оказалось, что в осадках запечатлены не только характерные черты местных обстановок аккумуляции материала, но и основные геологические события более широкого, регионального масштаба. В результате осадочная толща была расчленена на литолого-фациальные серии и подсерии. Закономерное строение толщи позволяет осветить ряд вопросов истории формирования толщи в целом, установить литологические коррелятивы для местных сопоставлений разрезов. Надо заметить, что при литолого-фациальном изучении рассматриваемой осадочной толщи отчетливо выявились и некоторые общие закономерности глубоководной океанической седиментации и начального литогенеза.

Как известно, глубинные участки океана характеризуются резко расчлененным рельефом дна и многообразием движений водных масс (конвекция, турбулентность и пр.), в том числе и придонных. Естественно поэтому, что и условия накопления осадков здесь не могут быть всюду одинаковыми. На разных участках океанического глубоководья образуются различные отложения. Все они, несомненно, наделены главными отличительными чертами осадков глубоководной области океана, но, кроме того, отражают конкретные обстановки седиментации соответствующих участков акватории, благодаря чему среди глубоководных отложений выделяются фациальные типы осадков. Правда, эти типы очень специфичны и не находят себе прямых аналогов среди фациальных типов субаквальных континентальных отложений и отложений области океанического шельфа.

На континенте и в зоне шельфа широко распространены терригенные осадки, в процессах седиментации большую роль играет дифференциация обломочного материала по гранулометрическому составу, и гранулометрия является здесь одним из важнейших фациальных признаков. В отложениях же глубоководной части океана, как правило, доминируют органогенные осадки. На обширных пространствах океанического дна абиогенная часть осадков бывает представлена лишь тонким пелитоморфным глинистым материалом. Следовательно, гранулометрия таких осадков уже не может служить надежным индикатором фациальных условий осадконакопления. Мы не касаемся сейчас та-

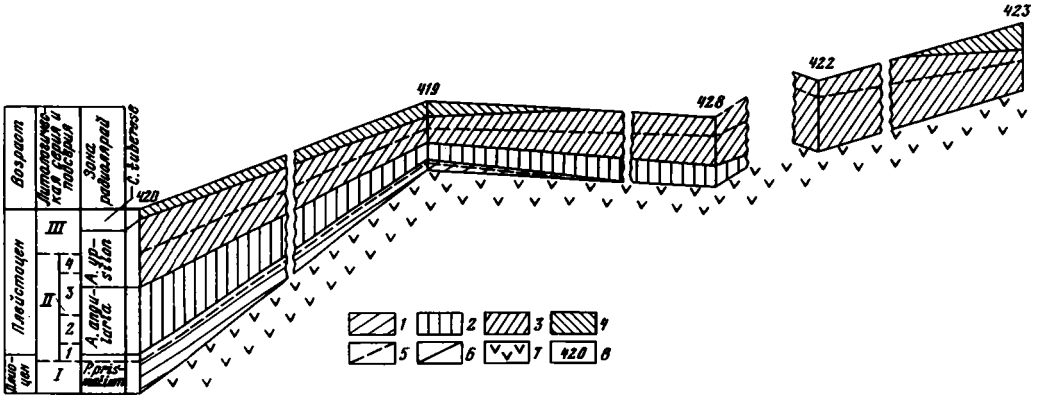


Рис. 2. Схема корреляции разрезов скв. 419, 420, 422, 423, 428

1 – плиоцен; зона P. Prismatium; плейстоцен: *2* – зона A. angularia, *3* – зона A. ypsilon, *4* – зона C. tuberose; *5* – границы между литологическими сериями; *6* – границы между зонами радиолярий; *7* – базальты; *8* – номер скважины

ких исключений, какими, например, являются гранулометрически очень разнообразные глубоководные отложения, связанные с переотложением продуктов разрушения местных вулканических построек, или некоторые турбидиты, кристалло-литокласты и др.

В настоящей главе мы не ставим себе целью рассмотрение всех возможных фациальных признаков глубоководных осадков океана и остановим внимание лишь на тех, которыми обладают осадочные отложения района западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Скважины 419, 420 и 428 расположены на юго-западном склоне отрога, а скв. 422 и 423 – на северо-восточном. Такое расположение скважин позволило выявить определенные различия в строении одновозрастной осадочной толщи на этих склонах. Процессы седиментации там и тут развивались не синхронно, не одинаков был и тектонический режим периода формирования толщи, однако в целом осадочные отложения обоих склонов имеют ряд общих черт, на фоне которых и выявляются местные отличия.

Все описываемые осадки являются в своей основе биогенными (в разной степени глинистыми) илами. Органические остатки бывают сложены то преимущественно карбонатом, то кремнеземом. В первом случае это скелетные части наннопланктона и раковины фораминифер, а во втором – спикулы губок, скелеты радиолярий и панцири диатомей. Количественные соотношения перечисленных групп организмов непостоянны, и в их изменениях улавливаются определенные закономерности. Спорадически в илах обнаруживаются в заметном количестве витрокластические частицы кислого состава, кое-где встречаются единичные осколки основных стекол. Характерной чертой осадков почти всей толщи, исключая лишь самые верхние ее слои, является присутствие обломков монтмориллонитизированных местных пород (базальтов, витрокластов, литифицированных туфогенных илов и др.). Эти обломки обычно имеют бледно-зеленую окраску и состоят в основном из глинистой массы монтмориллонитового состава. В одних случаях они мономинеральны, в других – включают карбонатные и кремневые остатки организмов, а изредка в них улавливаются реликты структуры базальта. В сухом состоянии илы зеленовато-серые, светлых тонов, а у верхней границы толщи встречаются палевые и коричневые прослои.

Во всех породах проявляются следы постседиментационных изменений исходных осадков. Направленность этих изменений всюду одинаковая, но интенсивность преобразований первичных осадков разная в зависимости от вещественного состава осадков, скорости седиментации и прочих условий.

Согласно данным бортового журнала "Гломара Челленджера", возраст осадочной толщи в рассматриваемом районе находится в пределах от позднего плиоцена до плей-

стоцена включительно. По остаткам радиолярий палеонтологи выделяют здесь одну стратиграфическую зону в плиоцене – Pterocamium prismatium и три зоны в плейстоцене: Anthocyrtidium angulare, Amphirhopalum ypsilon и Collosphera tuberosa. На юго-западном склоне хребта, судя по скв. 420 и 419, надбазальтовая осадочная толща представлена стратиграфически наиболее полно, она содержит отложения, охарактеризованные четырьмя радиоляриевыми зонами. На северо-восточном склоне – эта толща целиком плейстоценовая и начинается сразу с отложений, содержащих остатки радиолярий второй плейстоценовой зоны (Amphirhopalum ypsilon).

По ряду чисто литолого-фациальных признаков описываемая осадочная толща (в ее наиболее полном объеме) расчленяется на три серии. Они как бы подчеркивают главные особенности основных этапов истории формирования толщи. Внутри некоторых серий можно наметить подсерии, которые оттеняют менее значительные колебания условий осадконакопления. Серии связаны между собой постепенными переходами. Интересно заметить следующее. Границы литологических серий в конкретных разрезах, как и следовало ожидать, не всегда совпадают с границами радиоляриевых зон, которые выделяются согласно эволюционным изменениям радиолярий. Однако улавливается такая закономерность: в каждой радиоляриевой зоне обычно доминирует одна литологическая серия осадков. Очевидно, период времени, который ограничен рамками радиоляриевой зоны, был в общем соизмерим с периодом развития одного этапа (серии) накопления толщи.

В основу литологического расчленения толщи легли: соотношения в осадках карбонатных и кремневых остатков организмов, количества пирокластического материала и монтмориллонитовых обломков, степень постседиментационных преобразований глинистого компонента илов.

На рис. 2 даны схемы сопоставления разрезов и их расчленение на серии и подсерии. Наиболее представителен в этом отношении разрез по скв. 420. Он стратиграфически самый полный, равномерно и достаточно детально охарактеризован образцами. Поэтому мы приняли его за опорный, выявили в нем критерии сопоставления между собой разрезов остальных скважин.

Скважина 420

Скважина расположена в 201 км к западу от осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Общая мощность осадочной толщи здесь 118,5 м. Ее можно расчленить на три литологические серии.

Серия I (керн 10, секция 5 – керн 13, секция 6). Эта серия представлена фораминиферово-нанновыми илами (~ 65–70% $CaCO_3$) с остатками биогенного кремнезема (до 15–20%), слегка глинистыми (до 15%). Характерно постоянное присутствие (~ 5%) пепловых частиц (размером 0,20–0,10 мм и меньше). Пирокластический материал представлен в основном осколками кислых стекол (с показателем преломления *n*, близким к 1,487). Изредка встречаются единичные остроугольные осколки основных стекол, кристаллов свежего основного плагиоклаза, щелочной роговой обманки, пироксена и крайне редко – мелкие обломки базальта и витро-кристаллокластических кислых туфов. Вверх по разрезу примесь пепла увеличивается и особенно много его в интервале: керн 11, секция 2 – керн 12, секция 5. Остатки кремневых организмов представлены главным образом спикулами губок и скелетными частями радиолярий, реже – панцирями диатомей. Бледно-зеленое глинистое вещество пород настолько тонкокристаллично, что под поляризационным микроскопом почти не наблюдается двупреломления. Глинистый компонент в значительной части, вероятно, аутигенный, он проникает в полости скелетов радиолярий, развивается в карбонатной массе в виде расплывчатых пятен. В некоторых породах этой серии встречаются овальные и изометричные изолированные куски бледно-зеленой глинистой массы. Всюду рассеяны мелкие косточки рыб, кое-где – редкие скопления шариков пирита. Терригенная алевритовая примесь ничтожно мала, изредка отмечаются единичные зерна циркона, эпидота, цоизита, граната.

Серия II (керн 4, секция 6 – керн 10, секция 4). Это – биогенные карбонатно-кремнеземистые илы. Общая карбонатность их составляет в среднем 50%, а местами снижается до 35%. Главной характерной чертой этой серии пород является обилие остатков кремневых организмов и особенно осколков панцирей гигантских диатомей – этмодискусов. Вторая характерная черта этой серии заключается в низком содержании (а в верхней части серии и почти полном отсутствии) пепловых частиц. Во всех породах серии встречаются частые скопления мелких стяжений пирита. Карбонатность пород складывается из полурастворенных кокколитов, раковин фораминифер (часто полуразрушенных), пелитоморфных сгустков и мелких зернышек аутигенного кальцита. Всюду – мелкие костные остатки рыб.

Серия делится на четыре подсерии.

П о д с е р и я IIа (керн 9, секция 1 – керн 10, секция 4) – кремнеземисто-нанновые илы (д. 51% $CaCO_3$) с остатками радиолярий и большим количеством мелкого детрита панцирей этмодискусов. Бледно-зеленое глинистое вещество образует бесформенные пятна в карбонатной массе, проникает в полости радиоляриевых скелетов. В породах рассеяны сгустки пелитоморфного карбоната, аутигенные зернышки кальцита и, помимо раковин фораминифер, – мелкий неопределимый органогенный шлам. Обычны скопления стяжений пирита. Часто встречаются изолированные включения бледно-зеленой, почти бескарбонатной глинистой массы с остатками кремневых организмов.

П о д с е р и я IIб (керн 7, секция 4 – керн 8, секция 6) – этимодискусовые, слабокарбонатные (в среднем 47% $CaCO_3$) илы. Крупные пластинчатые осколки панцирей этмодискусов составляют главную массу пород. Во многих случаях отдельные пластины бывают нацело пиритизированы и их органогенная природа угадывается лишь по реликтам в пиритовой массе сетчатой микроструктуры панцирей диатомей. Часто наблюдаются густые скопления изометричных стяжений пирита. Значительная часть биогенного карбоната первичных осадков была растворена постседиментационными процессами с образованием хемогенных пелитоморфных сгустков и аутигенных зерен кальцита. Глинистого вещества мало; оно бледно-зеленое, скрытокристаллическое, часто пропитывает отдельные скелеты радиолярий.

П о д с е р и я IIв (керн 5, секция 1 – керн 7, секция 3) – фораминиферово-нанновые илы с обилием биогенного кремнезема ($Ca\ CO_3$ – в среднем 50%), но некоторые прослои (керн 6, секции 1, 2, 3) сильнокарбонатны ($Ca\ CO_3$ – от 63 до 77%). Эта подсерия отличается от нижележащей и составом остатков кремневых организмов. Здесь биогенный кремнезем представлен спикулами губок, скелетами радиолярий и панцирями преимущественно мелких диатомей. Крупные обломки панцирей этмодискусов дают скопления лишь в отдельных прослоях (керн 6, секция 1; керн 5, секции 1 и 2). Примесь пепловых частиц всюду ничтожна. Обычны вкрапления стяжений пирита. Встречаются овальные мелкие глинистые включения. Основная глинистая масса осадков монтмориллонитового состава точечно поляризует в серых тонах; некоторые остатки радиолярий пропитаны бледно-зеленым глинистым веществом.

П о д с е р и я IIг (керн 4, секция 6 – керн 5, секция 1) – органогенные карбонатно-кремнеземистые илы. В этой подсерии осадков по сравнению с предыдущей несколько выше содержание остатков кремневых организмов и глинистого вещества ($CaCO_3$ – в среднем 45%), отсутствуют прослои сильнокарбонатных илов и практически не встречаются остатки этмодискусов. В осадках рассеяны мелкие стяжения пирита. Очень редки мелкие включения монтмориллонитовых глин. Основная глинистая масса илов мономинеральна (монтмориллонит). Некоторые остатки радиолярий пропитаны бледно-зеленым аутигенным монтмориллонитом.

Серия III (керн 1, секция 1 – керн 4, секция 5) – фораминиферово-нанновые (до 60–70% $CaCO_3$) глинистые (до 40% фракции $< 0{,}01$ мм) илы с непостоянной и обычно малой примесью биогенного кремнезема и пепловых частиц (осколки кислых стекол с $n = 1{,}487 \pm 0{,}001$). Бескарбонатная часть осадков представлена в основном пелитоморфным глинистым веществом, почти не преобразованным при диагенезе. Признаков постседиментационных глинистых образований не обнаруживается. Обломки бледно-

зеленой глинистой массы почти не встречаются. Стяжения пирита отсутствуют. Всюду рассеяны мелкие частицы гидроокислов железа, а в отдельных слоях (керн 2, секции 3 и 4) илы интенсивно окрашены в буро-коричневый цвет водными окислами железа.

Скважина 419

Эта скважина расположена выше по склону хребта и северо-восточнее скв. 420, в 126 км от оси спрединга. Мощность надбазальтовой осадочной толщи в разрезе скв. 419 равна 35 м, т.е. значительно меньше, чем в разрезе скв. 420. В возрастном же отношении рассматриваемый разрез довольно полный, и только мощности стратиграфических горизонтов в нем значительно сокращены по сравнению с разрезом скв. 420. По данным бортового журнала, здесь выделяются четыре радиоляриевые зоны. Литологически весь разрез осадочной толщи, вскрытый скв. 419, может быть расчленен на три серии (см. рис. 2).

Серия I (плиоценовая). Самая нижняя серия (керн 5, секции 4–6) выделена очень условно, так как в нашем распоряжении был только один образец (керн 5, секция 4) из этого интервала, представляющий собой фораминиферово-нанновые илы (83% $CaCO_3$) с редкими мелкими включениями монтмориллонитовых глин, с примесью осколков кислых вулканических стекол, с небольшим количеством остатков кремневых организмов (обломки спикул губок, радиолярии, диатомеи). Кое-где рассеяны мелкие изометричные стяжения пирита.

Серия II (керн 4, секция 1 – керн 5, секция 3). Это – биогенные карбонатно-кремнеземистые илы с большим количеством включений бледно-зеленых монтмориллонитовых глин. Общая карбонатность пород в среднем 57%. Нерастворимый остаток состоит из глинистого материала и большого количества (> 40%) биогенного кремнезема. Последний представлен обломками спикул губок, скелетами радиолярий, панцирями диатомей. Однако в отличие от разреза скв. 420, где в той же серии осадков много остатков этмодискусов, здесь осколки панцирей этих гигантских диатомей встречаются лишь в отдельных прослоях и то в виде тонко измельченного детрита. Всюду рассеяны мельчайшие осколки косточек рыб; встречаются скопления стяжений пирита (керн 5, секция 1).

Характерной чертой осадков этой серии в описываемом разрезе является постоянное присутствие, местами – обильное (керн 5, секции 1–3), относительно крупных (до 0,5–0,8 мм) включений монтмориллонитовых глин. Некоторые из них мономинеральны, а некоторые содержат остатки карбонатных и кремнистых микроорганизмов, реликты витрокластических частиц.

Есть включения монтмориллонитовых глин, которые потеряли первично резкие контуры и почти слились с основной карбонатно-глинистой массой осадка. Кстати, и глинистый компонент этой основной массы в большинстве случаев мономинерален (монтмориллонит). Какая-то часть этого монтмориллонита безусловно является привнесенной в осадок, но какая-то – явно образовалась уже в осадке (расплывчатые тонкоагрегатные пятна, ядра в скелетах некоторых радиолярий).

Выше по разрезу (керн 3, секции 2–5) нет образцов, поэтому точную границу со следующей серией провести не удается.

Серия III (керн 1, секция 1 – керн 3, секция 2)[1]. Это – фораминиферово-нанновые и наннофораминиферовые глинистые, местами сильноглинистые (до 70%) илы почти без остатков кремневых организмов. Прослои с заметным количеством биогенного кремнезема очень редки (керн 3, секция 1 и керн 1, секция 2). В верхней части серии встречаются осколки кислых стекол. К глинистому материалу местами примешиваются алевритовые частицы кварца, полевых шпатов. Глинистое вещество преимущественно монтмориллонитового состава, но всегда есть малая примесь других минералов (иллит, хлорит, каолинит). Почти во всех осадках рассеяны мелкие бурые зернышки водных

[1] Керн 1 – из скв. 419А.

окислов железа, а в отдельных слоях (керн 2, секция 2) наблюдается интенсивная пигментация гидроокисью железа глинистой массы осадка, отчего последний имеет густую коричневую окраску.

Скважина 428

Эта скважина находится еще выше по склону хребта, в 125 км от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Общая мощность осадочной толщи здесь 61 м. По данным бортового журнала, толща относится к плейстоцену и включает все три его радиоляриевые зоны. Литологически весь разрез можно расчленить на две серии осадков (см. рис. 2). Нижняя серия сопоставима с серией II (подсерии IIв–IIг) разреза скв. 420, а верхняя – с серией III. Границу между сериями в разрезе скв. 428 проводим несколько условно, так как верхняя часть этого разреза недостаточно полно охарактеризована образцами.

Нижняя серия – серия II (керн 2, секция 1 – керн 5, секция 6). Это – фораминиферово-нанновые илы с обилием биогенного кремнезема. Осадки зеленовато-серые, светлых тонов. Очень характерной чертой этих илов является обилие часто сравнительно крупных (до 1,0 мм) включений монтмориллонитовых глин. В отдельных прослоях их скопления обусловливают микробрекчиевидную текстуру осадков. Особенно много крупных монтмориллонитовых включений в интервале: керн 3, секция 3 – керн 5, секция 2. По всему разрезу серии наблюдаются вкрапления стяжений пирита, встречаются мелкие осколки косточек рыб. В нижней части серии (керн 4, секция 3 – керн 5, секция 2) среди биогенного кремнезема, помимо остатков радиолярий, спикул губок, мелких диатомей, присутствует измельченный детрит панцирей этмодискусов. В керне 4 (секция 6) встречаются единичные обломки базальта (с миндалинами монтмориллонита, с лейстами плагиоклаза). В кернах 5 (секции 1 и 2) и 3 (секция 5) изредка попадаются осколки основных стекол. В рассматриваемой серии осадков осколки кислых стекол присутствуют далеко не везде и в очень незначительном количестве. Общая карбонатность пород в среднем 80%; она складывается из остатков фитопланктона, раковин фораминифер, неопределимого раковинного детрита, новообразованных пелитоморфных агрегатов и мелких зернышек кальцита. Глинистое вещество преимущественно монтмориллонитового состава образует основной фон, на котором выделяются биогенные остатки и хемогенный карбонат. Среди самой глинистой массы заметны явно аутигенные образования: бесформенные, с расплывчатыми очертаниями тонкоагрегатные участки, свободные от карбоната, и псевдоморфозы по некоторым остаткам радиолярий.

Верхняя серия – серия III (керн 1, секции 1–6). Эта серия включает фораминиферово-нанновые илы с низким содержанием (или почти лишенные) биогенного кремнезема. Карбонатность осадков в среднем ~ 40%; нерастворимый остаток принадлежит в основном пелитоморфному глинистому веществу. Секция 4 отличается особенно высоким содержанием глинистого компонента (60%). Глинистое вещество характеризуется преобладанием монтмориллонитовой группы над хлоритом и каолинитом. Остатки биогенного кремнезема встречаются редко, и только в секции 2 они присутствуют в заметном количестве. Кое-где обнаруживаются мелкие осколки кислых вулканических стекол. Включения монтмориллонитовых глин – единичные и очень мелкие. Стяжений пирита не наблюдается. Мельчайшие обломки рыбных косточек фиксируются часто. Почти всюду рассеяны точечные частицы водных окислов железа.

* * *

На северном слоне хребта расположены две скважины 54-го рейса, которые прошли всю надбазальтовую осадочную толщу. Разрезы осадочной кровли отличаются здесь от разрезов южного склона и в возрастном отношении, и литологически.

По данным бортового журнала, разрез скв. 422 включает осадки, охарактеризованные зоной Amphirhopalum ypsilon, а в разрезе скв. 423 установлены зоны (по остаткам

радиолярий) Amphirhopalum ypsilon и Collosphera tuberosa. Литологически в обоих разрезах выделяются две последовательные серии осадков. Нижняя серия по некоторым корреляционным признакам может быть сопоставлена с серией II опорного разреза (скв. 420), с ее верхними подсериями, однако она наделена и специфическими особенностями. Верхняя серия сопоставима с серией III разрезов остальных скважин, но тоже имеет и свои отличительные черты.

Скважина 422

Эта скважина расположена в 5,5 км к северу от широтной впадины хребта и в 109,8 км к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Мощность осадочной толщи в этом разрезе 45 м.

Нижняя серия – серия II (керн 3, секция 1 – керн 5, секция 6). Верхняя граница неясна, так как в интервале, соответствующем керну 2 (секции 2–6), нет образцов.

Подсерия II_1 (керн 4, секция 2 – керн 5, секция 6) – глинистые фораминиферово-нанновые илы со значительной примесью биогенного кремнезема, с обилием включений монтмориллонитовых глин, с точечной вкрапленностью пирита. Включения монтмориллонитовых глин распределены по всему разрезу подсерии, и это ее характерная черта; в керне 5 (секция 4) глинистые окатыши особенно крупные (до 1 мм). Общая карбонатность осадков в среднем 57%. Нерастворимый остаток состоит из глинистого вещества и органогенного кремнезема: обломков спикул губок, скелетов радиолярий, панцирей диатомей. В отдельных прослоях особенно много остатков диатомей, преимущественно мелких, но присутствует и тонко измельченный детрит панцирей этмодискусов (керн 5, секции 4 и 6; керн 4, секция 5). Глинистое вещество бледно-зеленое, в основном монтмориллонитового состава. Оно частично внесено в осадок в виде пелитоморфного материала, частично унаследовано от включений монтмориллонитовых глин (при распаде некоторых глинистых включений in situ), а частично образовалось на месте (заполняет остатки радиолярий, дает новообразованные сгустки). Всюду отмечаются мельчайшие осколки рыбных косточек, рассеяны точечные стяжения пирита.

Подсерия II_2 (керн 3, секция 1 – керн 4, секция 1) – светлые зелено-серые глинистые фораминиферово-нанновые илы с небольшой примесью биогенного кремнезема, количество которого вверх по разрезу уменьшается. Включения монтмориллонитовых глин почти не встречаются. Присутствуют точечные стяжения пирита (керн 3, секция 3 – относительно густые скопления). Общая карбонатность осадков в среднем 64%. Помимо органогенного карбоната имеются пелитоморфные сгустки хемогенного. Нерастворимый остаток в основном состоит из глинистого вещества монтмориллонитового состава.

Верхняя серия – серия III (керн 1, секция 1 – керн 2, секция 6). Это – палевые и коричневые сильноглинистые фораминиферово-нанновые илы, в прослоях – с заметной примесью биогенного кремнезема. Местами рассеяны мельчайшие осколки кислых вулканических стекол. Общая карбонатность обусловлена главным образом органическими остатками, но присутствуют также пелитоморфные сгустки аутигенного кальцита. Стяжения пирита не встречаются. В осадках присутствуют водные окислы железа в виде рассеянных мелких частиц и пигмента, окрашивающего карбонатно-глинистую основную массу осадков в бурый цвет.

Скважина 423

Она была заложена северо-восточнее в 95 км от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и гипсометрически несколько выше скв. 422. Общая мощность осадочной толщи в разрезе скв. 423 равна 42 м. Литологически здесь выделяются две серии осадков. Обе серии легко сопоставляются с сериями разреза скв. 422. Нижняя серия разреза скв. 423 сходна с верхней подсерией (II_2) нижней серии разреза скв. 422, а верхняя серия близка верхней серии (III) разреза скв. 422.

Нижняя серия – подсерия II_2 (керн 4, секция 1 – керн 5, секция 6). Это – фораминиферово-нанновые илы глинистые, с редкими остатками биогенного кремнезема. Постоянны мелкие осколки рыбных косточек. Заметна редкая вкрапленность мельчайших изометричных стяжений пирита. Включения монтмориллонитовых глин почти не встречаются. Очень характерно, что нерастворимый остаток илов этой серии состоит в основном из мономинеральной глинистой массы монтмориллонитового состава. В очень малом количестве присутствуют остатки кремневых организмов, кое-где отмечаются мелкие осколки средних (светло-коричневых) и кислых вулканических стекол (керн 5, секции 3 и 4; керн 4, секция 5); единичны алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, моноклинного пироксена. Под микроскопом глинистая масса бледно-зеленая, точечно поляризует и находится в смеси с карбонатом, но кое-где встречаются мелкие, с расплывчатыми контурами участки глинистого вещества, почти свободного от карбоната. В керне 5 (секция 3) осадки содержат мелкие лучистые агрегаты гипса (с пойкилитовой структурой). Обращает на себя внимание (керн 5, секция 4) сильнокарбонатный ил, который содержит изометричные железо-марганцевые микростяжения (шлакоподобные).

Верхняя серия – серия III (керн 1, секция 1 – керн 3, секция 6). Эта часть разреза начиная с керна 2 (секция 6) и выше недостаточно полно представлена образцами. В общем серия сложена глинистыми фораминиферово-нанновыми илами с неравномерной и обычно небольшой примесью биогенного кремнезема. Отдельные прослои заметно обогащены мелкими осколками кислых вулканических стекол. Две главные особенности отличают эту серию осадков от нижележащей. Во-первых, здесь совсем не встречаются аутигенные стяжения пирита, и очень характерна рассеянная примесь мелких частиц водных окислов железа. Местами обилие гидроокислов железа (мелких частиц и тонкодисперсного пигмента) обусловливает темно-коричневую окраску илов (керн 3, секция 1). В керне 3 (секция 3) наблюдаются обломки (размером 0,5–0,25 мм) буро-черных и обохренных железистых корок. Во-вторых, в илах верхней серии в глинистом веществе хотя и преобладает монтмориллонит, но всегда присутствует заметная примесь иллита, хлорита и каолинита. Никаких постседиментационных преобразований глинистого материала не заметно, и лишь кое-где улавливаются текстурные нарушения за счет жизнедеятельности илоедов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В итоге наших исследований мы попытались выявить основные закономерности состава и строения надбазальтовой осадочной толщи на изученной части Восточно-Тихоокеанской акватории и затронуть некоторые вопросы геологической истории периода формирования этой кровли. Сразу заметим, что чрезвычайно скромный по объему материал, которым мы располагали, позволил лишь слегка коснуться вопросов геологии района, по существу только наметить возможные пути их освещения с позиций литолога.

Из возрастного сопоставления разрезов осадочной толщи по пяти скважинам (см. рис. 2) видно, что осадочная толща, перекрывающая базальты, не всюду одновозрастна. В разрезах скв. 420 и 419 толща охарактеризована по остаткам радиолярий четырьмя стратиграфическими зонами, в разрезе скв. 428 – тремя, а в разрезах остальных двух скважин – лишь двумя верхними зонами. Очевидно, поверхность базальтов не вся одновременно вступила в область стабильного накопления осадков. Однако нет оснований полагать, что на участках, где осадочная толща начинается относительно более молодыми отложениями плейстоцена, в более ранние времена осадкообразование не происходило. Нам представляется, что сформировавшаяся осадочная кровля явилась результатом неоднократной смены процессов седиментации и денудации, при которой где-то раньше, а где-то позже процессы аккумуляции материала начинали преобладать и наступало непрерывное осадконакопление. Присутствие в накопившихся

осадках катунов местных глинистых пород свидетельствует о синхронности процессов седиментации и размывов при формировании осадочной кровли. Интересно заметить, что в осадках кровли редко встречаются обломки монтмориллонитизированных базальтов и еще реже – свежих базальтов. Зато включения окатышей монтмориллонитовых глин осадочного происхождения (с остатками биогенного кремнезема и карбоната) дают в отдельных слоях заметные скопления. Это позволяет думать, что продукты дезинтеграции базальтов были переотложены в более ранний период, чем стала накапливаться рассматриваемая осадочная кровля, и вошли в состав тех осадков, которые затем были размыты.

Разновозрастный характер осадочной кровли, вероятно, обусловлен многими факторами: резко расчлененным рельефом базальтового субстрата, энергией придонных перемещений водных масс, дифференцированными тектоническими движениями океанического дна и др. Естественно, что относительно глубокие впадины базальтового ложа наиболее благоприятствовали накоплению осадков (скв. 420), а возвышенные участки, как правило, могли долго не вступать в зону устойчивой аккумуляции материала (скв. 423). Бросается в глаза некоторое якобы несоответствие: устье скв. 423 находится значительно выше, чем устье скв. 422, а разрез кровли по первой скважине заканчивается осадками более молодыми, чем разрез по скв. 422. Возможно, что это кажущееся несоответствие как раз и объяснимо тектоническими причинами.

В схеме сопоставления изученных разрезов кровли по литологическим признакам (см. рис. 2) отражается та же закономерность, что и в стратиграфической, а именно – разновозрастность кровли. В наиболее полных разрезах (скв. 420, 419) выделились три последовательные литологические серии, а в остальных трех разрезах – в основном верхние подсерии второй серии и третья серия.

Серия I (нижняя) присутствует главным образом только в разрезе скв. 420 и в небольшом объеме – в разрезе скв. 419. В возрастном отношении она целиком укладывается в рамки верхнего плиоцена (зона Pterocamium prismatium). Серия состоит из светлых, слегка зеленоватых фораминиферово-нанновых илов с небольшим количеством биогенного кремнезема и глинистого вещества; постоянна примесь (а в прослоях – очень заметная) витрокластики – осколков кислых, реже основных вулканических стекол.

Серия II обнимает всю зону Anthocyrtidium angulare и большую часть зоны Amphirhopalum ypsilon. Эта серия там, где она представлена в полном объеме (скв. 420), делится на четыре подсерии. Нижние две подсерии не выходят за пределы зоны Anthocyrtidium angulare, а верхние две, особенно самая верхняя, занимают в стратиграфическом разрезе зону Amphirhopalum ypsilon. Основные особенности серии: зеленовато-серые биогенные карбонатно-кремнеземистые и кремнеземисто-карбонатные илы, заметно глинистые (в подсерии II_4 бывают и сильноглинистые), с постоянной вкрапленностью пирита, с мономинеральным, частично аутигенным монтмориллонитовым веществом, с частыми прослоями, богатыми включениями монтмориллонитовых глин. Нижние две подсерии представлены карбонатно-кремнеземистыми илами с обилием остатков этмодискусов. В самой нижней подсерии – мелкий детрит панцирей этмодискусов, а выше – скопления крупных обломков панцирей (этмодискусовые илы). Последние часто бывают пиритизированы. Пепловый материал почти не встречается. Верхние подсерии включают более разнообразные осадки, отличающиеся между собой степенью карбонатности, соотношениями глинистого материала и биогенного кремнезема. Однако все они сохраняют главные особенности серии. Всюду глинистое вещество принадлежит монтмориллониту (унаследованному от местных источников питания и в какой-то мере аутигенному), постоянна вкрапленность пирита, в отдельных слоях – обилие окатышей монтмориллонитовых глин. В нижней части подсерии IIг в разрезе скв. 420 изредка еще встречаются прослои этмодискусовых илов, а в разрезах скв. 428 и 422 наблюдается примесь мелкого детрита панцирей этмодискусов; выше по разрезу остатки гигантских диатомей нигде не встречаются. Кое-где в разрезах верхних подсерий фиксируются единичные осколки основных стекол и небольшая

примесь кислых. В разрезах скв. 422 и 423 верхнюю часть подсерии IIг заканчивают осадки, которые бедны биогенным кремнеземом, а их бескарбонатная часть состоит почти исключительно из глинистого вещества – железистого монтмориллонита.

Серия III заканчивает собой все изученные разрезы надбазальтовой толщи. Стратиграфически она датируется зоной Amphirhopalum ypsilon, а местами и зоной Collosphera tuberosa. Осадки этой серии имеют светло-палевую, а в отдельных прослоях темно-коричневую окраску. На юго-западном склоне поднятия (скв. 420, 419 и 428) осадки этой серии состоят преимущественно из фораминиферово-нанновых глинистых илов почти без примеси биогенного кремнезема. Остатки кремневых организмов обогащают лишь подчиненные прослои. В разрезах северо-восточного склона поднятия (скв. 422, 423) серия представлена тоже фораминиферово-нанновыми илами, но заметно более глинистыми, и в ней прослои с биогенным кремнеземом встречаются чаще. Общая особенность этой серии осадков заключается в следующем. Во-первых, характер глинистого компонента в ней несколько иной. На фоне преобладающего монтмориллонита всегда присутствуют хлорит, иллит, каолинит. Глинистое вещество пелитоморфно, не обнаруживает следов постседиментационных изменений. Во-вторых, во всех осадках рассеяны точечные частицы водных окислов железа, а в отдельных слоях осадки густо пропитаны тонкодисперной гидроокисью железа. Аутигенный пирит нигде не встречается. В некоторых прослоях заметна примесь осколков кислых вулканических стекол.

Итак, накопление осадков первой серии (плиоценовой) происходило при периодическом усилении привноса в область аккумуляции витрокластического материала основного и кислого состава. В процессе диагенеза пылеватые частицы основного стекла как малоустойчивого компонента разлагались, благоприятствуя новообразованию монтмориллонита. Кислые стекла оставались нетронутыми, а поэтому в илах нарушалось исходное соотношение основной и кислой пирокластики. Накопление второй серии осадков началось с обильного поступления в бассейн седиментации остатков кремневых организмов. Скорость их осаждения на какое-то время становилась гораздо выше скорости пресипитации биогенного карбоната, и осадки получались сильнокремнеземистыми. В глубоких впадинах осаждение биогенного кремнезема протекало особенно интенсивно (скв. 420). Осаждение крупнообломочного материала, состоявшего из осколков панцирей этмодискусов, вероятно, сильно опережало осаждение других органических остатков, глинистых и пепловых частиц – получались слабокарбонатные этмодискусовые илы. При формировании верхней подсерии второй серии обильное осаждение биогенного кремнезема происходило уже эпизодически, богатые кремнеземом илы стали чередоваться с преимущественно карбонатными, начали появляться прослои с примесью (правда, малой) кислой и основной витрокластики (скв. 422). Период накопления осадков третьей серии характеризовался преимущественным осаждением биогенного карбоната и глинистого пелитоморфного материала вместе с распыленными частицами гидроокислов железа. Временами усиливался привнос в осадки остатков кремневых организмов, иногда илы обогащались осколками кислых вулканических стекол.

Судя по изученному материалу, осадки надбазальтовой толщи претерпели постседиментационные изменения. Рассмотрим сначала судьбу главных компонентов исходных илов. Биогенный карбонат: 1) крупные раковины фораминифер бывают разбиты in situ; а некоторые мелкие раковины из-за частичного растворения превратились в пелитоморфные сгустки (с реликтами изначальных форм); 2) кокколиты в основном перекристаллизованы в тонкоагрегатную массу. В результате диагенетических изменений органогенного карбоната возникли и хемогенные зернышки кальцита. Биогенный кремнезем: остатки радиолярий мелких диатомей и спикул губок изменений не обнаруживают. Обращает на себя внимание лишь пиритизация некоторых обломков панцирей этмодискусов.

История глинистого компонента илов заслуживает специального рассмотрения. Здесь мы только подчеркнем следующее. Глинистый материал попадал в

осадки в результате местного размыва монтмориллонитовых глин (монтмориллонитизированных биогенных илов, пеплов, базальтов). В некоторых случаях глинистая часть осадков складывалась из привнесенного пелитового материала и распавшихся на месте обломков монтмориллонитовых глин. В малом количестве и главным образом при накоплении серии III в область осадконакопления поступал и терригенный пелитоморфный материал – частицы хлорита, иллита, каолинита. Наконец, какая-то часть глинистого вещества образовывалась в осадках первой и второй серий in situ – это явно аутигенный монтмориллонит, заполняющий полости в скелетах радиолярий и образующий мелкие бесформенные пятна в основной глинисто-карбонатной массе илов. Интересно заметить, что монтмориллонит избирательно выполняет пустоты только в скелетах радиолярий, а рядом остаются совсем полые камеры в раковинах фораминифер. Рассматриваемые осадки включают и другие аутигенные минералы. Кое-где заметны гнезда гипса. В осадках первой и особенно второй серий обычны вкрапления изометричных зернышек пирита. В основании серии II в разрезе скв. 422 в осадках встречены мелкие железисто-марганцовые стяжения.

Постоянное присутствие вкраплений пирита в серии II рассматриваемых отложений и полное отсутствие их в серии III мы склонны объяснить следующим образом. Относительно быстрое накопление осадков серии II при обильной пресипитации биогенного кремнезема обусловливало кратковременность существования окислительной пленки на поверхности осадков, быстрое установление восстановительных условий еще на ранних стадиях диагенеза. При формировании серии III шло сравнительно медленное накопление преимущественно глинисто-карбонатных (биогенных) осадков, отчего в поверхностном слое илов долго удерживались окислительные условия.

МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При изучении глинистых минералов в океанических осадках, вскрытых скважинами 54-го рейса "Гломара Челленджера", кроме выяснения их локализации в разрезе скважин, особый интерес представляло минералогическое описание аутигенного зеленого глауконитоподобного минерала из геотермального поля Галапагосского спредингового центра и Fe-монтмориллонита из плиоцен-четвертичных осадков района Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Рентгенографически была изучена серия образцов (более 90) по семи скважинам из сборов Ю.И. Дмитриева на борту "Гломара Челленджера". Подбор образцов для анализа производился нами по скважинам, имеющим более полные разрезы, лучше охарактеризованные керновым материалом. В районе Галапагосского спредингового центра, в непосредственной близости от геотермального поля, были изучены образцы из скв. 424В, а на некотором удалении от него – из скв. 425. В районе Восточно-Тихоокеанского поднятия было изучено распределение глинистых минералов в осадках юго-западного (скв. 420, 419 и 428) и северо-восточного (скв. 422 и 423) склонов западного отрога поднятия (см. рис. 1).

Чтобы выявить в осадках минералогический состав всего глинистого материала в целом при дифрактометрическом анализе массовых проб, использовалась фракция < 10 мкм. Но для того, чтобы исключить нежелательное влияние примесей кварца, полевых шпатов и других терригенных минералов, для серии наиболее важных образцов одновременно снимались дифрактограмы фракции < 1 мкм.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При подготовке образцов к анализу производилось удаление аморфных веществ по методу Х. Хашимото и М. Джексона [Hashimoto, Jackson, 1960]. Для определения устойчивости смектитов применялась обработка образцов раствором 10%-ной HCl при нагревании до 80°С в течение 1 ч. Продолжительность нагрева, при которой сох-

ранялся обычный (алюминиевый) монтмориллонит и разрушался Fe-монтмориллонит, была подобрана экспериментально. Съемка рентген-дифрактограмм производилась на дифрактометре ДРОН-1 (СССР) при CuK_{α}-излучении, при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования составляла 2°/мин. Съемка ориентированных препаратов велась, как принято, для образца: 1) природного, т. е. воздушно-сухого, 2) насыщенного глицерином и 3) прокаленного при 550°С, причем отдельно для не обработанных образцов, обработанных по методу Хашимото, а затем и раствором HCl. Идентификация глинистых минералов, в том числе и смешаннослойных структур, производилась на основе работ Г. Бриндли [X-ray indentification..., 1951], Мак Юэна [Mac Ewan, 1955], Р. Рейнольдса [Reynolds, 1968], В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976] и Б.П. Градусова [1976].

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОГО И ДРУГИХ ВИДОВ АНАЛИЗОВ

По данным рентген-дифрактометрического анализа, дифференциального термического анализа, ИК-спектров и электронной микроскопии в глинистой фракции плиоцен-четвертичных осадков, установлены: минералы группы смектита в трех структурных модификациях – зеленый глауконитоподобный калиево-железистый монтмориллонит (нонтронит), Fe-монтмориллонит и обычный алюминиевый монтмориллонит, кроме того, – примеси иллита, каолинита, хлорита и вермикулитоподобного минерала.

Fe-монтмориллонит (железистая неустойчивая разность монтмориллонита) стал выделяться в океанических осадках и в осадках рифтовых зон сравнительно недавно. Так, Дж. Бишоф [Bischoff, 1972; Bischoff, Dickson, 1975] в 1972 г. описал сильно-железистый смектит из зоны термального рудообразования Красного моря как нонтронит, а в 1974 г. – как Fe-монтмориллонит. Правда, последний отличается высоким содержанием не только Fe_2O_3 (до 25%), но и FeO (свыше 11%).

Японские авторы [Aoki et al., 1974] описали Fe-монтмориллонит из северо-восточной части Тихого океана. А.Г. Коссовская с соавторами [1975] хорошо показали связь Fe-монтмориллонита с пирокластикой базальтового состава и его аутигенную природу по данным образцов 2-го рейса "Гломара Челленджера" в Атлантическом океане. Н.А. Лисицына, Г.Ю. Бутузова и Б.П. Градусов в 1977 г. выделили в составе глинистой фракции красных глубоководных глин, отобранных по Транстихоокеанскому профилю (от Японии до Мексики), три генетических типа смектитов: обычный детритный устойчивый (алюминиевый) монтмориллонит, аутигенный диагенетический монтмориллонит, образовавшийся за счет разложения вулканогенного материала, и "синтетический" аутигенный Fe-монтмориллонит.

Наши данные по 54-му рейсу позволили также выделить три генетических разности смектитов. Fe-монтмориллонит, составляющий главную часть глинистой фракции плиоцен-четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия, вскрытых скв. 420, 422, 423 и 428. Он имеет интенсивные рефлексы от 14,7 до 15,2 Å для природного препарата, 17,0 Å – после насыщения глицерином и 9,98–10,0 Å – после прокаливания при 550°С, которые исчезают после нагревания образца в растворе 10%-ной HCl при 80°С в течение 1 ч (рис. 3). Эта неустойчивость Fe-монтмориллонита при обработке HCl указывает на его железистость и является одним из главных его отличий от обычного монтмориллонита. Fe-монтмориллонит по кристаллохимической классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской относится к высокозарядному Fe-монтмориллониту. Его кристаллохимическая формула имеет вид:

$$[Si_{3,90}Al_{0,10}]\ [Al_{0,98}Fe^{3+}_{0,53}\ Fe^{2+}_{0,07}Mg^{2+}_{0,28}]\ K_{0,20}Na_{0,20}(OH)\ 1{,}32H_2O.$$

По повышенному содержанию Fe_2O_3 (10,0 – 14,7%), малому проценту FeO (0,32 – 1,31%) и K_2O (1,08–2,25%), резким колебаниям в содержании Al_2O_3 (6,9 – 12,9%;

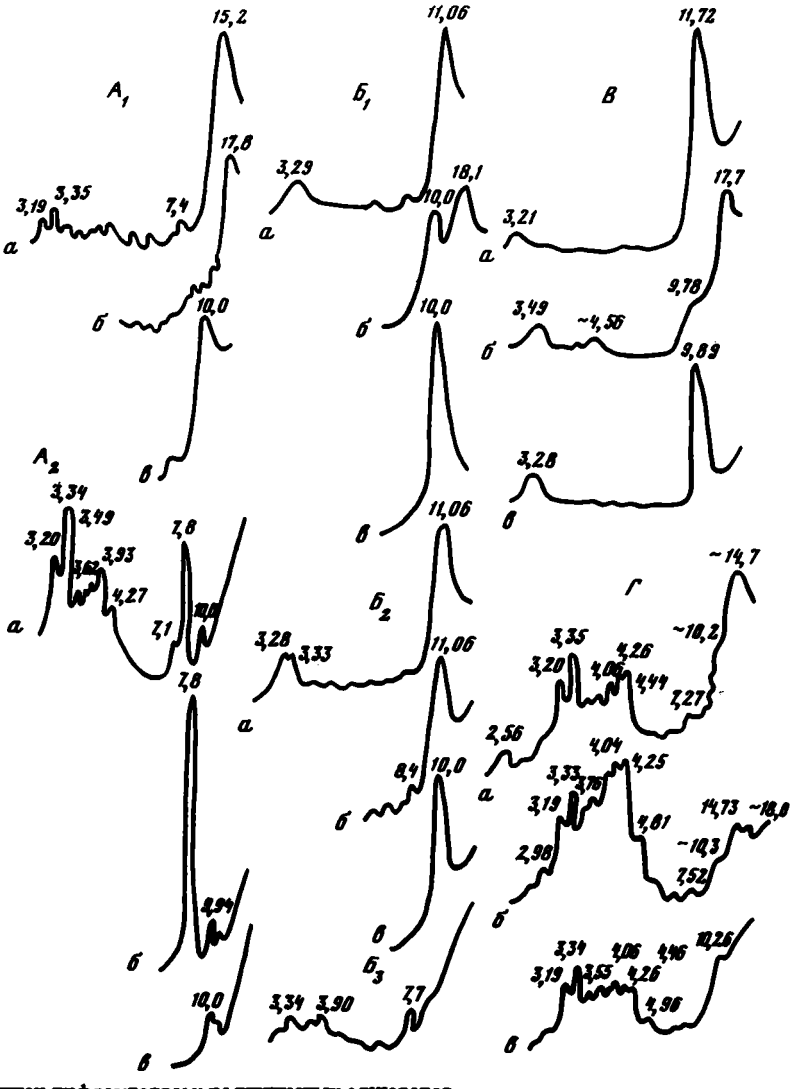


Рис. 3. Рентген-дифрактограммы глинистых минералов

A_1 – Fe-монтмориллонит, скв. 420, обр. 12–3–60–62, фракция < 10 мкм, после обработки по методу Хашимото и Джексона; A_2 – то же, после обработки 10%-ной HCl; $Б_{1-3}$ – $В$ – K, Fe-монтмориллониты: $Б_1$ – скв. 424В, обр. 3–4–20–22, фракция < 1 мкм, природный образец; $Б_2$ – то же, после обработки KOH; $Б_3$ – то же, после обработки 10%-ной HCl; $В$ – скв. 424В, обр. 2–2–90–92, фракция < 1 мкм, природный образец; $Г$ – вермикулитоподобный минерал, скв. 423, обр. 1–1–60–62, фракция < 10 мкм, природный образец

Состояние образца: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прокаленный при 550° С

табл. 1), а также по данным рентгенографии дифференциального термического анализа и ИК-спектров (см. рис. 3) Fe-монтмориллонит из скв. 420 очень близок железистому монтмориллониту, описанному японскими авторами [Aoki et al., 1974]. Последний содержит 14 – 18% Fe_2O_3, закрепленного в октаэдрическом слое, а содержание Al_2O_3 в нем варьирует также резко (3,25 – 8,58%).

K, Fe-монтмориллонит – зеленый глауконитоподобный минерал из Галапагосского геотермального поля (скв. 424В), слагающий так называемые гидротермальные илы,

Таблица 1

Химический состав Fe-монтмориллонитов из осадков района Восточно-Тихоокеанского поднятия

Компонент	Плиоцен-четвертичные осадки, фракция < 10 мкм (скв. 420)				Фракция < 2 мкм [Aoki et al., 1974]	
	Обр. 13–5–56–61*	Обр. 4–3–59–61	Обр. 10–5–60–62	Обр. 8–2–59–61	Обр. 9Ct	Обр. 9Dt
SiO_2	51,43	54,53	53,07	58,74	52,12	52,48
TiO_2	0,32	0,55	0,53	0,30	1,14	0,93
Al_2O_3	10,48	12,90	8,88	6,86	8,33	7,08
Fe_2O_3	14,73	10,00	13,12	13,54	14,67	14,38
FeO	0,45	1,31	0,70	0,32	0,31	0,21
CaO	0,59	1,69	1,18	1,29	0,39	0,48
MgO	3,74	2,65	2,95	2,20	4,14	4,74
Na_2O	0,77	1,38	0,95	0,70	1,30	1,20
K_2O	2,25	2,16	1,76	1,08	0,62	0,70
H_2O^+	6,75	7,24	9,69	7,09	6,44	6,78
H_2O^-	8,49	5,59	7,17	7,88	10,54	11,02
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

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

Таблица 2

Сопоставление химического состава смешаннослойных минералов гидротермального происхождения

Компонент	K, Fe-монтмориллониты из района Галапагосского геотермального поля						
	Скв. 424В						Скв 424
	Фракция < 1 мкм			Фракция < 10 мкм			Порода в целом
	обр. 2–2–90–92	обр. 2–3–110–112	обр. 3–4–20–22	обр. 3–4–20–22	обр. 2–6–47–49	обр. 3–2–60–62	
SiO_2	47,98	48,19	48,09	47,20	50,47	48,20	53,81
TiO_2	0,14	0,12	0,35	0,18	0,30	0,20	0,06
Al_2O_3	1,44	1,80	1,48	1,92	4,90	4,28	0,36
Fe_2O_3	30,92	30,10	27,61	28,25	24,08	24,09	26,70
FeO	0,23	0,36	1,34	0,53	0,49	0,69	Не опр.
CaO	Нет	0,07	0,18	0,18	0,57	0,54	0,01
MgO	2,79	2,82	3,23	3,43	3,72	3,88	1,64
Na_2O	0,16	0,15	0,15	0,15	0,45	0,38	Не опр.
K_2O	2,05	2,85	3,20	3,53	2,81	2,83	2,35
H_2O^+	6,53	6,93	7,76	6,07	5,83	7,19	15,07
H_2O^-	7,76	6,61	6,61	8,56	6,38	7,72	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* А – пакеты калиево-железистой слюды, В – смектитовые пакеты.

представляет собой не хлорит-смектитовый минерал, а калиево-железистый монтмориллонит (смектит), в котором часть межслоевых промежутков замещена катионами калия [Timofeev, Rateev et al., 1979]. Рентген-дифрактограммы природных образцов этого минерала обнаруживают рефлекс с $d_{(001)}$ = 11,2–11,9 Å, смещающийся к 17,8–18,2 Å после насыщения глицерином и к 9,97–10,0 Å после прокаливания при 550°С. Дополнительное насыщение образцов не только глицерином, но и K_2CO_3 не вызывает набухания слоев; сохраняется базальный рефлекс 11,06 Å от природного препарата, что и свидетельствует о закреплении (фиксации) калием межслоевых промежутков в смектите (см. рис. 3). Рефлекс с $d_{(060)}$ = 1,5095 Å указывает на диоктаэдрический тип структуры. Параметр b = 9,057 близок к нонтронитовому. Строго говоря, этот К-смектит может рассматриваться и как смешаннослойный минерал, в котором типично монтмориллонитовые промежутки, заполненные только ОН, чередуются с промежутками, заполненными калием. Этот процесс характерен для начальной стадии глауконитизации или селадонитизации, если в процессах глинообразования принимают участие гидротермальные растворы (как в скв. 424В). Однако на последующих, более интенсивных стадиях глауконитизации или селадонитизации смектитовые пакеты переслаиваются уже с пакетами железисто-калиевой глауконитоподобной слюды, причем соотношение этих пакетов сильно варьирует, на что указывают как изменения химического состава (см. табл. 1) и кристаллохимических параметров минерала, так и заметные вариации естественной окраски (от желто-зеленой до темно-зеленой).

Во фракции < 1 мкм, выделенной нами из зеленых гидротермальных илов скв. 424В без какой-либо химической обработки, обнаружилось (табл. 2) высокое содержание Fe_2O_3 (27,6 – 30,9%), малый процент Al_2O_3 (1,5 – 1,8%) и несколько повышенный процент K_2O (2,1 – 3,2%). Содержание SiO_2 48% близко к норме для смектитовых минералов. Обработка Fe-монтмориллонита хлористым литием при

Разломная зона А, скв. Famous area Cyp. 74 [Initial Reports..., 1980]			Красное море [Бутузова и др., 1979]	К, Fe-смектитовые (селадонитовые) смешаннослойные гидротермальные минералы сантона Малого Кавказа [Ратеев и др., 1973]			
Порода в целом			Фракция < < 1 мкм	Фракция < 1 мкм			
				A:B* = =90:10	A:B от 80:20		до 70:30
обр. 26–15	обр. 26–15А	обр. 26–15В	обр. 3	обр. 356	обр. 388	обр. 390	обр. 2522
45,59	43,11	44,39	41,70	49,67	46,67	47,73	45,58
0,02	0,02	0,02	0,27	0,58	0,32	0,56	1,12
0,2	0,21	0,21	1,90	11,28	6,96	9,04	5,54
38,00	34,63	37,06	35,80	16,81	22,78	18,74	24,43
Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,46	2,96	0,94	1,10	0,69
0,6	3,07	1,26	–	1,92	0,56	0,41	1,30
2,91	2,93	2,85	1,98	2,93	2,35	2,94	3,78
3,23	3,18	2,94	0,25	1,85	1,56	1,73	1,12
3,23	3,18	2,94	2,49	5,57	4,06	3,83	4,69
Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,83	4,16	5,27	2,99	6,30
6,22	9,67	8,33	2,32	2,27	8,53	10,93	5,45
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

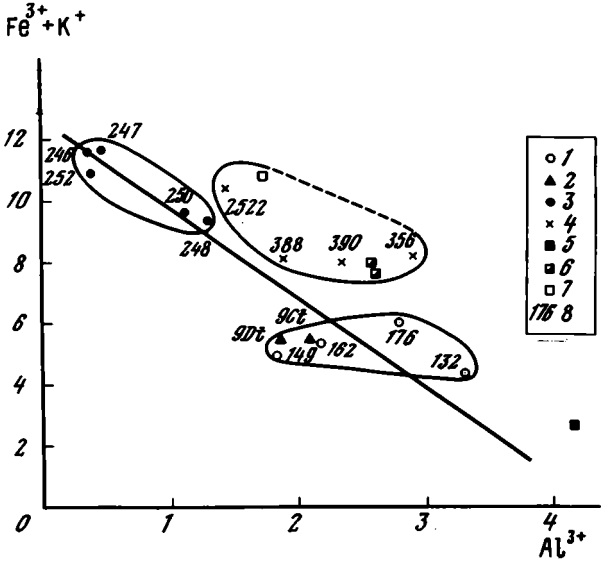


Рис. 4. Диаграмма классификации смектитов на основе модуля (Fe + + K)/Al

1–2 – Fe-монтмориллониты Восточно-Тихоокеанского поднятия: *1* – изученные авторами, *2* – по японским данным [Aoki et al., 1974]; *3* – K, Fe-монтмориллониты Галапагосского геотермального поля; *4* – гидротермальные селадонит-смектиты сантона Малого Кавказа [Ратеев и др., 1973]; *5–7* – глаукониты [Винчелл, Винчелл, 1953]: *5* – глубоководные, *6* – менее глубоководные, *7* – из песчаников шельфа; *8* – номер образца. Образцы, изученные авторами: скв. 420–132 – обр. 4–3–56–61, 149 – обр. 8–2–59–61, 162 – обр. 10–5–60–62, 176 – обр. 13–5–56–61; скв. 424В – 246 – обр. 2–2–90–92, 247 – обр. 2–3–110–112, 248 – обр. 2–6–47–49, 250 – обр. 3–2–60–62, 252 – обр. 3–4–20–22

250°С по методу Р. Грин-Келли [Green-Kelly, 1953] с последующим насыщением глицерином приводит к смещению значения $d_{(001)}$ к 10 Å, что указывает на отсутствие в структуре минерала бейделлитовых слоев. Аналогичная обработка хлористым литием зеленого гидротермального K, Fe-монтмориллонита приводит к появлению (помимо рефлекса 10 Å) разбухающей фазы типа нонтронита (17,6 Å), что хорошо согласуется с более высоким содержанием Fe_2O_3.

Кривые дифференциального термического анализа Fe- и K, Fe-смектитов довольно сходны. Они обнаруживают интенсивный эндотермический пик при 120–130°, слабый эндотермический пик при 510–540° и едва заметный экзотермический пик при 800–830°С. Характер этих кривых наиболее близок к нонтронитовому. ИК-спектры аутигенных железистых смектитов также обнаруживают ряд абсорбционных пиков, характерных для нонтронитов, в том числе 3560, 815 и 680 $см^{-1}$.

K, Fe-монтмориллонит из Галапагосского геотермального поля с более высоким содержанием Fe_2O_3 (27 – 31%) и малым процентом Al_2O_3 (менее 2%) по кристаллохимической классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской относится к тетракремниевому нонтрониту. Его структурная формула такова: $[Si_{3,85}Al_{0,15}] \cdot [Al_{0,21} \times \times Fe^{3+}_{1,80}Fe^{2+}_{0,08}Mg^{2+}_{0,34}]\ Ca_{0,04}K_{0,29}Na_{0,02}(OH)_2 \cdot 1{,}8H_2O$.

Два типа смектитов очень важны тем, что являются крайними, как бы экстремальными членами океанического глинообразования. Между ними возможно существование ряда трансформационных преобразований смектитов в селадонитовые, глауконитовые и нонтронитовые минералы в зависимости от физико-химической среды осадконакопления, при этом не только от таких обычных ее факторов, как pH и Eh, но и от наличия эксгаляций, растворения метастабильных минералов, присутствия силикатообразующих растворимых форм Fe, K, Si и т. п. Они представляют собой как бы важнейшие исходные матрицы последующего океанического глинообразования пелагических областей.

Эти структурные разновидности Fe- и K, Fe-монтмориллонитов имеют одинаковую смектитовую основу, в которой при формировании железистых разностей монтмориллонита вначале происходит замещение атомов алюминия в октаэдрическом слое на Fe^{3+}, отчасти на Fe^{2+} и K^{1+} (при наличии его в растворенной форме). Поэтому при установлении структурного родства мы можем, вероятно, использовать соотношение в них атомных количеств K, Fe и Al в виде модуля (Fe + K)/Al. Из рис. 4 видно, что относительно введенного нами модуля Fe-монтмориллониты из скв. 420, а также изу-

Таблица 3

Атомные количества Fe^{3+}, K^{1+} и Al^{3+} в монтмориллонитах и селадонит-смектитах

Минералы	Фракция, мкм	№ обр.	Fe^{3+}	K^{1+}	Al^{3+}
Fe-монтмориллониты Восточно-Тихоокеанского поднятия (скв. 420)	< 10	13–5–56–61	5,15	0,93	2,77
		10–5–60–62	4,58	0,73	2,35
		8–2–59–61	4,73	0,45	1,82
		4–3–59–64	3,49	0,89	3,41
Fe-монтмориллониты Восточно-Тихоокеанского поднятия [Aoki et al., 1974]	< 2	9C.t.	5,13	0,25	2,21
		9D.t.	5,10	0,29	1,87
K, Fe-монтмориллониты Галапагосского геотермального поля (скв. 424B)	< 1	2–2–90–92	10,81	0,85	0,38
		2–3–110–112	10,53	1,18	0,48
		3–4–20–22	9,66	1,33	0,39
Селадонит-смектиты гидротермальные, из сантонских отложений Малого Кавказа [Ратеев и др., 1973]	< 1	356	5,88	2,31	2,98
		388	7,96	1,68	1,84
		390	6,55	1,59	2,39
		2522	8,54	1,95	1,46

ченные японскими авторами и K, Fe-монтмориллониты Галапагосского геотермального поля (скв. 424B) оказываются на одной прямой, но при ограниченности химических данных они пока разобщены. Однако модуль, рассчитанный для селадонит-смектитовых смешаннослойных минералов [Ратеев и др., 1973] из гидротермально-измененных трахиандезитов Кавказа (сантонского возраста), заполняет пробел между ними. В принципе, это может свидетельствовать о существовании промежуточных фаз и о механизме перехода через смешаннослойные фазы Fe-монтмориллонита в K, Fe-монтмориллонит (табл. 3).

Обычный монтмориллонит, т. е. диоктаэдрическая алюминиевая разность, имеет довольно стандартные параметры, не требующие особых пояснений. Можно отметить лишь, что монтмориллонитовые минералы, весьма широко распространенные в образцах, собранных в течение 54-го рейса, и имеющие как вулканогенное, так и детритное происхождение, обладают весьма высокой дисперсностью, вследствие чего значение их $d_{(001)}$ нередко возрастает до 18–19 Å, что затрудняет их отличие от сильно набухающих смешаннослойных монтмориллонит-иллитовых (M-i) минералов [Reynolds, 1968; Дриц, Сахаров, 1976]. Хотя сильно набухающие смешаннослойные минералы здесь существуют как отдельная структурная фаза, мы не выделяем ее в самостоятельный отдел ввиду затруднительности ее диагностики.

Вермикулитоподобный минерал характеризуется базальными рефлексами, типичными для вермикулита. Он имеет в природном состоянии рефлекс с d/n = 14,7 Å, не меняющийся после насыщения глицерином, и 10,2 Å после прокаливания при 550°C. Минерал мало распространен в осадках, вскрытых скважинами 54-го рейса. Наиболее четко он диагностирован в верхней части разреза скв. 423 в зоне Colosphaera tuberosa на северо-восточном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Хлорит встречается всюду в виде небольшой примеси и представлен обычной триоктаэдрической железисто-магнезиальной разностью.

Иллит (гидрослюда) относится к диоктаэдрическому серицитовому ряду, иногда с небольшим количеством набухающих пакетов.

Каолинит всюду составляет малую детритную примесь и определяется стандартными рефлексами $d_{(001)}$ = 7,1 Å и $d_{(002)}$ = 3,57 Å, исчезающими после прокаливания

при 550°С и сохраняющимися после обработки HCl. Некоторые оценки количественных содержаний глинистых минералов производились по методу П. Бискайе [Biscaye, 1964], примененному им для осадков Атлантического океана. Однако точность метода, по оценке П. Бискайе составляющая до 1%, из-за вариации степени кристалличности и структурных факторов, по нашему мнению, не превышает 5–10%.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН

Размещение глинистых минералов в вертикальных разрезах скважин 54-го рейса удивительно однообразно и постоянно, что, вероятно, связано с устойчивостью характера и типа седиментации в восточной экваториальной части Тихого океана в течение очень краткого времени от плиоцена до конца четвертичного периода. Практически мы можем отметить здесь лишь некоторые тенденции в изменении минералогического состава глинистой фракции (появление примесей каких-либо иных минералов) для тех или иных, относительно крупных литолого-стратиграфических единиц при сохранении основного комплекса (рис. 5).

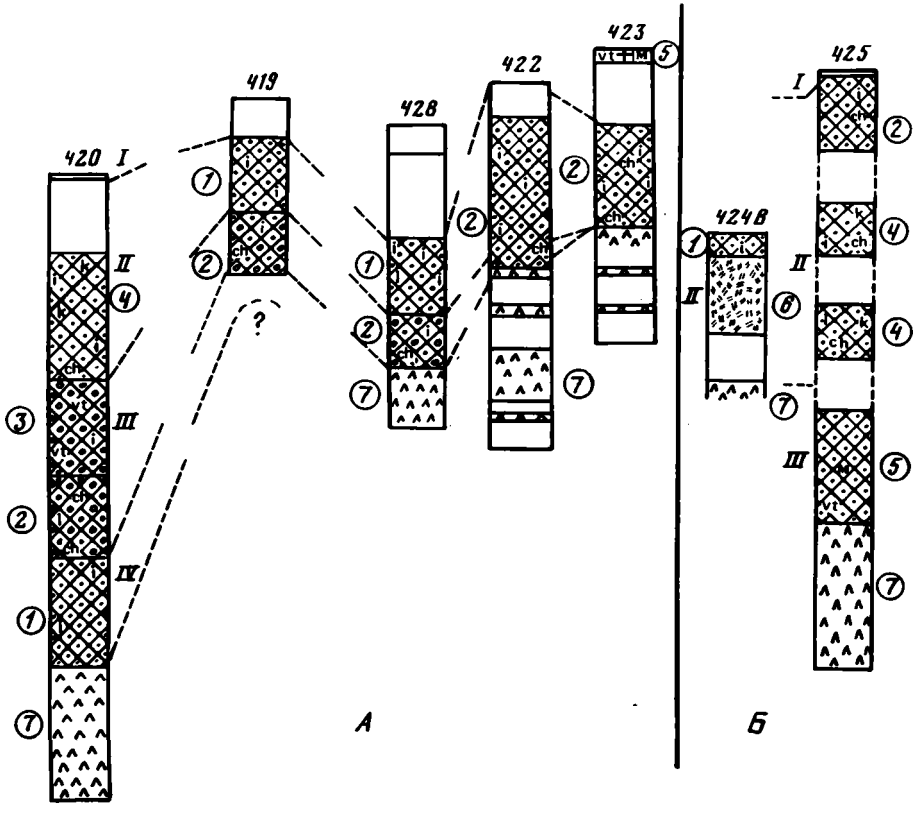


Рис. 5. Схема размещения глинистых минералов в разрезах скважин 54-го рейса

А – район западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия; *Б* – Галапагосское геотермальное поле

1 – Fe-монтмориллонит (аутигенный) с примесью иллита; *2* – аутигенный железистый и детритный смектиты с иллитом и незначительной примесью хлорита; *3* – то же, с примесью вермикулитоподобного минерала; *4* – Fe-монтмориллонит с примесью иллита, каолинита, реже хлорита; *5* – вермикулитовый минерал с примесью смектита; *6* – К, Fe-монтмориллонит зеленых гидротермальных илов; *7* – базальты. Минералы: i – иллит; ch – хлорит; k – каолинит; vt – вермикулитоподобный минерал; M – монтмориллонит. I – зона C. tuberose; II – A. ypsilon; III – A. angularia; IV – плиоцен

Различия ассоциаций глинистых минералов более заметны для различных регионов, например, для Галапагосского поднятия (скв. 424В) и юго-западного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия (скв. 420), чем в вертикальных разрезах отдельных скважин.

Описание распределения глинистых минералов по стратиграфическим горизонтам и связи их ассоциаций с литолого-фациальными сериями дается здесь снизу вверх по разрезу в соответствии с возрастной последовательностью формирования отложений.

Юго-западный склон западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия

Скважина 420

Мощность осадочного чехла, вскрытого скважиной, составляет 118,5 м. Базальты, подстилающие толщу осадков в скв. 420, пройдены на 28,7 м. Самые древние осадки, датированные по радиоляриям, имеют позднеплиоценовый возраст. Возраст базамента по магнитным аномалиям равен 3,37 млн. лет. Ассоциации глинистых минералов в разрезе скв. 420 очень устойчивы и обнаруживают лишь небольшие вариации по вертикали.

Глинистая фракция зоны радиолярий Pterocanium prismatium (керн 11, секция 1 – керн 13, секция 6) отличается обилием аутигенной железистой неустойчивой разности – Fe-монтмориллонита, малой примесью детритных минералов, иллита, реже каолинита.

Для глинистой фракции всего интервала зоны Anthocyrtidium angulare характерно появление наряду с Fe-монтмориллонитом примеси детритного устойчивого монтмориллонита. Кроме того, по примеси других детритных минералов – хлорита и вермикулита – эта зона, вероятно, может быть подразделена на нижнюю часть (керн 9, секция 1 – керн 10, секция 4) с постоянной небольшой примесью хлорита и верхнюю (керн 6, секция 2 – керн 8, секция 2) – с примесью вермикулита (см. рис. 14).

Верхняя часть позднеплейстоценовых отложений (керн 1, секция 3 – керн 5, секция 6) зоны Amphirhopalum ypsilon характеризуется следующим комплексом глинистых минералов. В нем также преобладает нестабильный Fe-монтмориллонит, и только в самом верху встречается обычный детритный устойчивый монтмориллонит. Здесь отчасти увеличивается примесь детритных минералов иллита и каолинита, реже – хлорита. Из цеолитов почти по всему разрезу постоянно встречается филлипсит.

Скважина 419

Возраст наиболее древних осадков, пройденных скважиной, – плиоценовый. По магнитным аномалиям он исчисляется в 2,43–2,93 млн. лет. Вскрытый осадочный чехол имеет мощность 35 м. Самые молодые осадки зоны Colosphaera tuberosa нами не были изучены из-за отсутствия образцов. Осадки плейстоцена (зон Anthocyrtidium angulare и Amphirhopalum ypsilon), представленные биогенно-карбонатно-кремнеземистыми илами, имеют весьма однообразную минералогию глинистой фракции. В составе последней резко преобладает Fe-монтмориллонит, который сопровождается постоянной небольшой примесью иллита. Лишь в одной пробе осадков (в самой кровле зоны Anth. angulare – керн 4, секция 1) обнаружены следы каолинита.

Скважина 428

Мощность вскрытого осадочного чехла составляет 61 м. Возраст базального слоя осадков по магнитным аномалиям определяется в 2–2,5 млн. лет, а по радиоляриям – в 1,85 ± 0,2 млн. лет, что соответствует почти всему плейстоцену, включая наиболее мощные зоны Anthocyrtidium angulare и Amphirhopalum ypsilon. Минералогия глинистой фракции весьма однообразна. В ней преобладает монтмориллонит, улавливается небольшая, но постоянная примесь иллита. В некоторых образцах обнаруживается очень небольшая примесь хлоритового компонента.

Северо-восточный склон западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия

Скважина 422

Мощность вскрытого осадочного чехла составляет 44,6 м. Абсолютный возраст подошвы осадков 1,2–1,85 млн. лет, а по палеомагнитным данным 1,4 млн. лет. Основание базальтов пройдено на 23,5 м. Состав глинистой фракции осадков (керн 1, секция 1 – керн 5, секция 6) весьма однообразен. Главнейшим минералом является монтмориллонит. В виде малой примеси присутствует иллит, еще реже следы хлорита.

Скважина 423

Мощность пройденного осадочного чехла 42 м. Возраст по радиоляриям подошвы осадочной серии 0,5–1,2 млн. лет. Стратиграфический интервал разреза зоны Amphirohopalum ypsilon (керн 3, секция 2 – керн 5, секция 4) имеет преимущественно монтмориллонитовый состав глинистой фракции. В виде небольшой примеси присутствует иллит, и в следовых количествах появляется каолинит. Вышележащие фораминиферово-нанновые илы зоны Colosphaera tuberosa имеют ту же ассоциацию глинистых минералов, но в коричневых известковистых глинах зоны Colosphaera tuberosa в самой верхней части разреза преобладает вермикулитовый минерал (лишь с небольшой примесью монтмориллонита).

Район Галапагосского спрединговго центра

Скважина 424 B

Скважины 424, 424A, 424B и 424C расположены приблизительно в 0,2–0,4 км от меридионального сечения через геотермальное поле, которое находится в 22 км к югу от Галапагосского спрединговго центра. Возраст базального слоя осадков скв. 424B, по магнитным данным, составляет 0,4–1,2 млн. лет. Самые молодые осадки имеют возраст от 200 до 400 тыс. лет, но зона окисленных осадков, вскрытая в верхней части разреза скв. 424B, свидетельствует, что здесь была пройдена современная иловая линия.

Для этого участка наиболее интересными оказались осадки разреза скв. 424B, где нами более детально изучены глинистые минералы. Наиболее специфическими осадками скв. 424B являются так называемые зеленые гидротермальные илы. Переслаиваясь с фораминиферово-нанновыми илами, они слагают здесь мощную толщу (до 20 м), относящуюся по возрасту к зоне Amphirohopalum ypsilon. Рентгенографический анализ показывает, что они имеют не смектит-хлоритовый, а калиево-смектитовый железистый, нонтронитовый состав. Минерал, слагающий зеленые гидротермальные илы, присутствует, вероятно, в двух генерациях: бледно-зеленой, слагающей основную массу, и более темно-, интенсивно травяно-зеленой, образующей более поздние прожилки, заполняющие трещины в более ранней основной массе. K, Fe-монтмориллонит образует здесь аутигенные выделения, замещая эллипсоидальные органические остатки с образованием псевдоморфоз по органическим остаткам. Двупреломление нонтронитового минерала синевато-серых тонов второго порядка, с заметной агрегатной поляризацией, обычно весьма характерной для смектитов, а не хлоритов, что согласуется с калиево-смектитовой структурой минерала. Нонтронитовый минерал сопровождается удлиненными пластинками бурого, относительно свежего биотита, аутигенного гидробиотита и мелких глобулей опала (рис. 6).

Описанная толща гидротермальных илов нонтронитового состава в разрезе скв. 424B перекрывается наннофораминиферовыми илами зоны Colosphaera tuberosa. Глини-

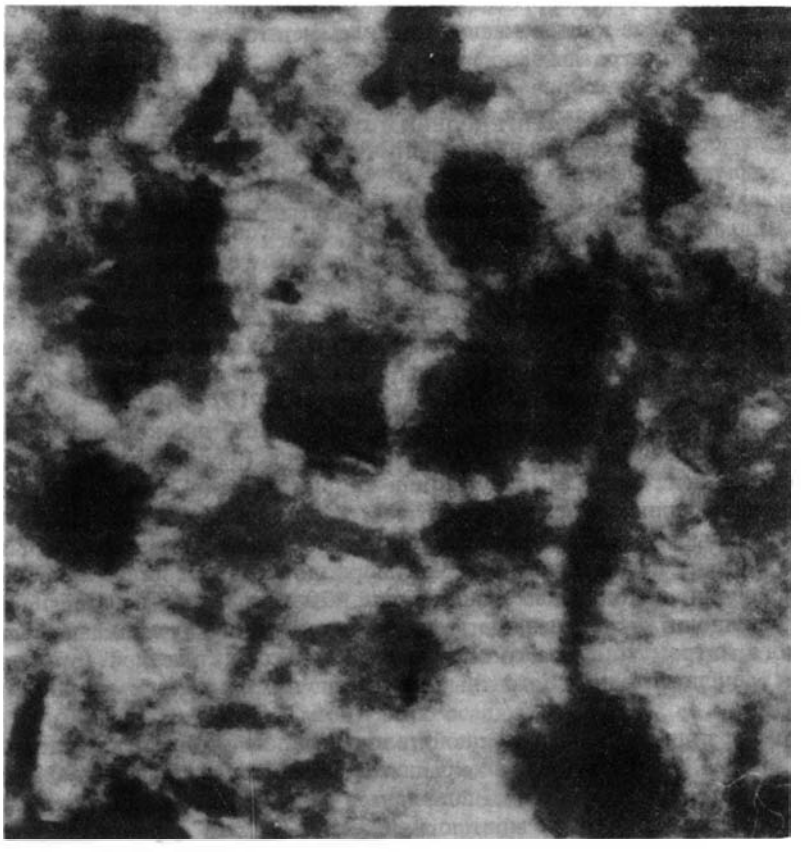


Рис. 6. K, Fe-монтмориллонит из зеленых гидротермальных илов Галапагосского поднятия, скв. 424В, обр. 3–2–60–62 (электронно-микроскопическая фотография)

стая фракция этой серии отличается резко иным составом. В нем преобладают не нонтрониты, а обычные монтмориллониты с базальным рефлексом $d_{(001)}$ не 11,2–11,9 Å, а 14,7 Å для воздушно-сухих препаратов.

Скважина 425

Эта скважина, более удаленная от Галапагосского спредингового центра (62 км), располагается в топографическом понижении с повышенным тепловым потоком. Самые древние осадки в разрезе скв. 425 имеют раннеплейстоценовый возраст. По магнитным данным он составляет 1,8 млн. лет. Общая мощность вскрытого осадочного чехла достигает 79 м. В этой скважине представляет интерес характеристика глинистой фракции полного разреза нижнеплейстоценовых осадков.

Нижняя, наиболее древняя часть разреза зоны Anthocyrtidium angulare, сложенная переслаиванием фораминиферово-нанновых илов с кремнеземистыми илами, имеет в составе глинистой фракции монтмориллонит, иногда примесь иллита-вермикулита и предположительно бариевого цеолита – эдингтонита.

В верхней части разреза зоны Amphirohopalum ypsilon, в осадках аналогичного типа, в составе глинистой фракции наряду с монтмориллонитом появляются небольшие примеси каолинита и хлорита.

Таким образом, в некотором удалении от Галапагосского геотермального поля

(от скв. 424В) одновозрастные осадки зоны Amph. ypsilon (скв. 425) слагаются уже не нонтронитовым калиево-железистым смектитом, а Fe-монтмориллонитом с небольшой примесью детритных минералов.

ЗАВИСИМОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ОТ ФАЦИАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Латеральная локализация глинистых минералов по профилям 54-го рейса

После описания особенностей локализации глинистых минералов в вертикальных разрезах скважин в двух регионах (по профилям скв. 420 ← скв. 419 ← скв. 428; скв. 422 → скв. 423 и скв. 424В → скв. 425) интересно отметить некоторые черты распределения этих минералов по латерали и сравнить с распределением их в скважинах соседних 9-го и 16-го рейсов [Initial Reports..., 1972, 1973].

На юго-западном склоне западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия вскрываются более древние осадки позднего плиоцена (изучены только в скв. 420) и нижнего плейстоцена зоны Anthocyrtidium angulare (скв. 420, 419, 428), которые, видимо, не накапливались на северо-восточном склоне (в скв. 422 и 423).

Как показано выше, для плиоценовых осадков зоны Pterocanium prismatium (скв. 420) отмечается преимущественно монтмориллонитовый состав глинистой фракции. Монтмориллонит плиоценовых осадков скв. 420 относится к неустойчивой разности Fe-монтмориллонита. Большая часть его, связанная с девитрификацией и замещением основного витрокластического материала, является аутигенной (обычно сопровождающаяся филлипситом). Детритные примеси гидрослюды и каолинита здесь очень малы.

В глинистой фракции наиболее мощной толщи осадков нижнего плейстоцена зоны An. angulare (скв. 420) полностью сохраняется доминирующая роль неустойчивого Fe-монтмориллонита. Но наряду с ним появляется небольшая примесь обычного устойчивого, скорее всего детритного монтмориллонита. Таким образом, наличие двух генетических разностей монтмориллонита в какой-то степени отличает эту зону раннего плейстоцена от позднего плиоцена. Однако по другим сопутствующим минералам (вероятно, детритного происхождения) осадки этой зоны, как отмечалось, можно предположительно подразделить на нижнюю часть с примесью хлорита (скв. 420, керн 9, секция 1 – керн 20, секция 4) и верхнюю, с примесью вермикулитоподобного минерала (керн 6, секция 2 – керн 8, секция 3). Наряду с указанными минералами здесь обычно отмечается постоянная фоновая примесь гидрослюды и реже следы каолинита.

Судя по наличию в осадках зоны An. angulare скв. 419 и 428 примеси хлорита и отсутствию вермикулита, можно предполагать, что осадки этой зоны в данных скважинах представлены лишь нижней частью.

В составе глинистой фракции всей толщи верхнеплейстоценовых осадков зоны Amphirhopalum ypsilon, как и в нижней части разреза, доминирующим минералом является один неустойчивый Fe-монтмориллонит. Только в самой верхней части Am. ypsilon (керн 2, секция 1 – секция 4) снова появляется едва уловимая примесь устойчивого, вероятно, детритного смектита. Наряду с этим в скважинах юго-западного склона (скв. 420, 428) усиливается примесь фоновых терригенных минералов: иллита, каолинита, реже хлорита.

В осадках скв. 422, 423, расположенных к северо-востоку от оси описываемого отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия, наряду с полным преобладанием того же Fe-монтмориллонита и постоянной примесью иллита и Ва-цеолита эдингтонита (?) практически исчезает примесь каолинита, заменяясь на хлорит, что особенно четко выражено в осадках скв. 423. Наконец, только в самом верху разреза этой скважины в бурой известковой глине зоны Colosphaera tuberosa снова появляется вермикулитоподобный минерал, вытесняющий здесь монтмориллонит.

В районе Галапагосского спредингового центра по профилю скв. 424В → скв. 425 наиболее древние плейстоценовые осадки, принадлежащие к зоне An. angulare и вскрытые лишь скв. 425, вероятно, представлены в основном верхней частью, на что указывает присутствие в глинистой фракции прослоев, сложенных в значительной части вермикулитоподобным минералом, наряду с преобладающим Fe-монтмориллонитом.

Более молодые плейстоценовые осадки зоны Am. ypsilon в непосредственной близости от геотермального поля (скв. 424В) целиком слагаются заленым аутигенным нонтронитовым минералом (K, Fe-смектитом), в котором часть набухающих пакетов замещена железистой гидрослюдой селадонитового типа с образованием смешанно-слойной структуры. В более удаленной зоне (скв. 425 расположена в 62 км от Галапагосского спредингового центра) осадки зоны Am. ypsilon имеют тот же Fe-монтмориллонитовый состав глинистой фракции (что и на Восточно-Тихоокеанском поднятии), только без примесей гидрослюды (которая не поступала в данный район), но со следами детритных минералов – каолинита и хлорита.

Сопоставление полученных результатов с данными 9-го и 16-го рейсов

Сопоставление особенностей локализации глинистых минералов в скважинах 54-го рейса с распределением их в синхроничных плиоцен-четвертичных осадках соседних рейсов – 9-го и 16-го – обнаруживает у них ряд сходных черт (рис. 7).

В скв. 157 (16-й рейс), удаленной примерно на 700 км к юго-востоку от скв. 424В и Галапагосского спредингового центра и расположенной на южном склоне хребта Карнеги, разрез миоцен-голоценового возраста сложен преимущественно сильнокарбонатными глинистыми нанноилами с прослоями диатомовых.

В глинистой фракции (< 2 мкм) этих осадков [Zemmels et al., 1972], как и в скважинах 54-го рейса, преобладает монтмориллонит с малой примесью слюды. Примесь каолинита появляется только в верхах плиоцена и в плейстоцене, отсутствуя в миоценовых осадках. В бескарбонатном нерастворимом остатке более крупной фракции (2–20 мкм) много аморфного кремнезема, принадлежащего опаловому скелетному детриту. Здесь же заметную роль играют барит[1] и пирит.

В 9-м рейсе, в скв. 84, расположенной к северо-западу от скв. 424В, также вскрыты осадки миоцен-плейстоценового возраста. В разрезе высококарбонатных нанноилов (по рентгенографии пород в целом) как будто обнаруживается некоторое возрастание количества монтмориллонита вверх по разрезу, сопровождающееся увеличением вулканогенного материала (обломков): витрокластов, роговой обманки, плагиоклазов и санидина.

Однако, по данным Х. Кука и И. Земмелса [Cook, Zemmels, 1972], во фракции < 2 мкм такого возрастания монтмориллонита не наблюдается. Напомним, что по нашим данным в изученных скважинах отмечаются очень небольшие вариации в распределении монтмориллонита во всем разрезе плиоцен-четвертичных осадков. Каолинит в скв. 84 в виде примеси присутствует по всему разрезу. Иллит встречается здесь лишь в нескольких интервалах.

В скв. 159 (16-й рейс), пройденной к запад-северо-западу от скв. 420 и расположенной примерно в середине между разломными зонами Клиппертон и Кларион и в 2000 км к западу от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, вскрыты лишь осадки раннего плейстоцена зоны An. angulare. Они налегают здесь на верхний миоцен и представлены буровато-серыми радиоляриевыми глинами. Во фракции < 2 мкм этих осадков содержатся значительные количества аморфного биогенного кремнезема, монтмориллонита, слюды (иллита), филлипсита, кварца, плагиоклазов и хлорита. Последний присутствует в плейстоценовых осадках, где каолинит не обнаружен.

[1] Барит является природной, а не искусственной примесью, поскольку не использовался при бурении.

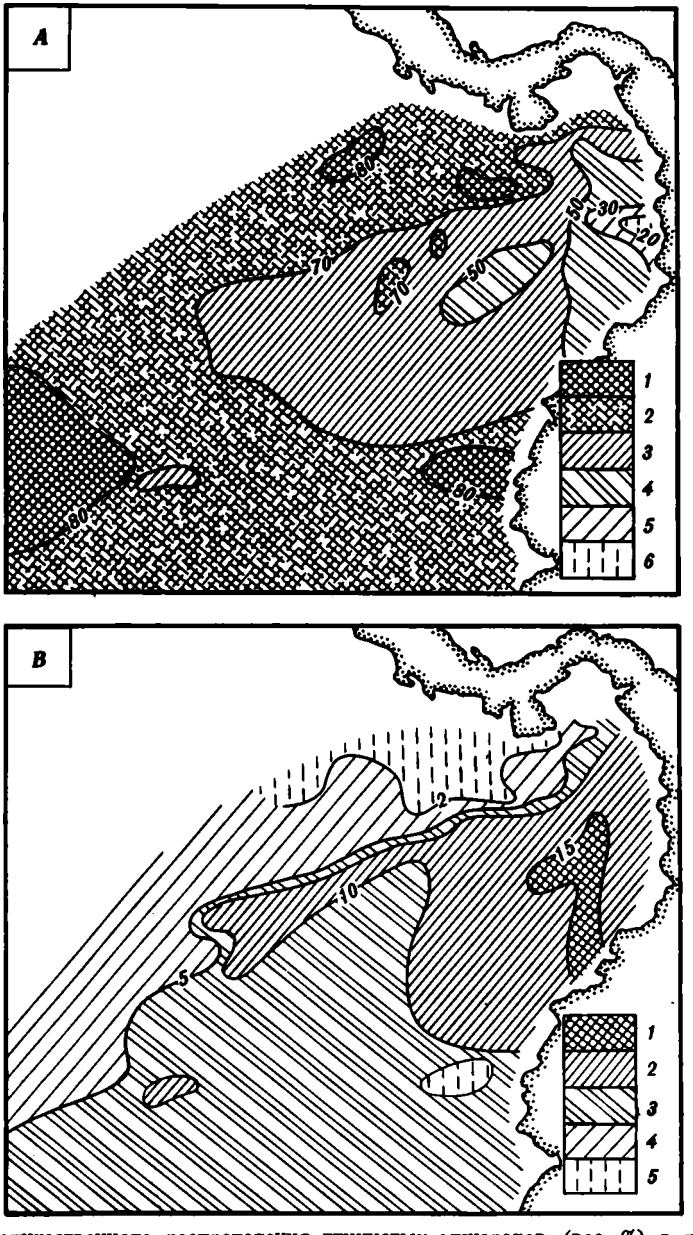
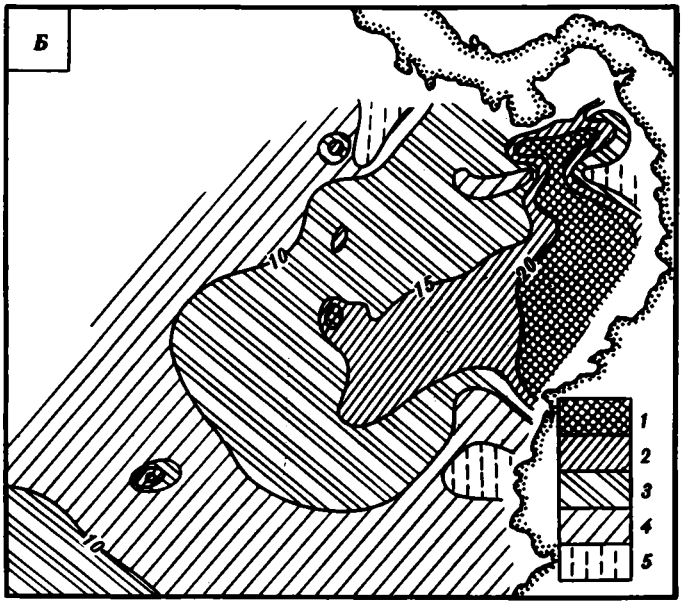
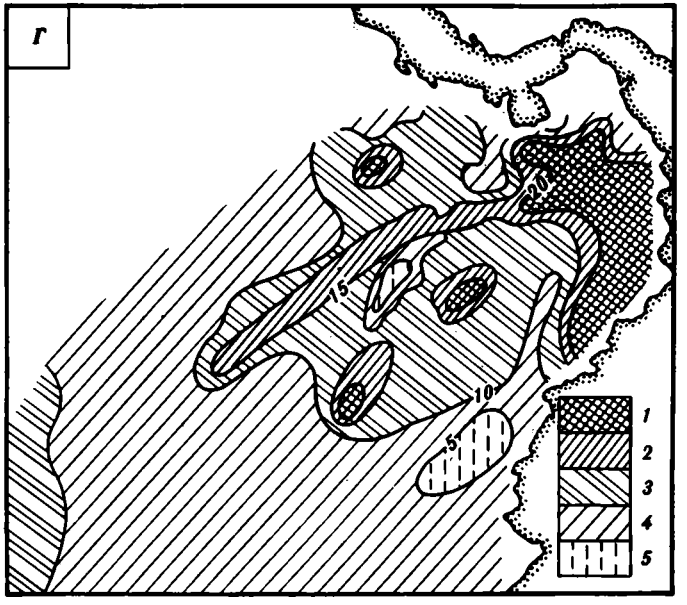


Рис. 7. Схемы количественного распределения глинистых минералов (вес. %) в поверхностных осадках Панамской котловины [Heath et al., 1974]

А – смектит: *1* – > 80, *2* – 70–80, *3* – 50–70, *4* – 30–50, *5* – 20–30, *6* – < 20; *Б* – каолинит: *1* –>20, *2* – 15–20, *3* – 10–15, *4* – 5–10, *5* – < 5; *В* – иллит: *1* – 15–20, *2* – 10–15, *3* – 5–10, *4* – 2–5, *5* – < 2; *Г* – хлорит: *1* – > 20, *2* – 15–20, *3* – 10–15, *4* – 5–10, *5* – < 5

Такова приближенная картина распределения глинистых минералов в вертикальных разрезах скважин 54, 16 и 9-го рейсов. Более точно охарактеризовать их распределение, как отмечает И. Земмелс [Zemmels et al., 1972] для 9-го и 16-го рейсов, пока нельзя из-за полиминеральности, разновозрастности осадков, вариации скоростей седиментации и изменения географического расположения участков дна в резуль-





тате спрединга. Однако несмотря на все это, нам представляется, что однообразие и сохранение постоянства в распределении глинистых минералов в плиоцен-четвертичных осадках восточноэкваториальной части Тихого океана свидетельствуют о некоторой сохранности в этом регионе океана (с позднего плиоцена до настоящего времени) постоянства биогенной седиментации, основного подводного базальтового вулканизма (с которым мы связываем образование Fe-монтмориллонита), а также областей поставки в эту зону детритных минералов (с территории Эквадора, Колумбии, Панамы и Никарагуа). Это означает, что в кратком интервале плиоцен-четвертичного времени

процессы седиментации развивались на этом участке под постоянным влиянием всех перечисленных факторов, несмотря на спрединговые перемещения отдельных блоков океанической коры.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ С ПРОЦЕССАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ассоциация глинистых минералов плиоцен-четвертичных отложений западного отрога Восточно-Тихоокеанского поднятия удивляет своим однообразием. Основу глинистой фракции здесь составляет нестабильный аутигенный Fe-монтмориллонит, слагающий от 50 до 95% суммы глинистых минералов, часто вместе с цеолитом типа филлипсита, соединениями Mn и гематитом. Обычно он сопровождается примесью детритных минералов: иллита (30–35%), каолинита (10–20%) и значительно реже хлорита ($< 5\%$). Fe-монтмориллонит, обнаруженный в виде главного компонента глинистой фракции, во всех изученных скважинах (кроме скв. 424В Галапагосского геотермального поля, где обнаружены высокожелезистые K, Fe-смектиты с содержанием Fe_2O_3 до 31%) отличается несколько повышенным содержанием Fe_2O_3 (10–14,7%), а также содержанием Al_2O_3 от 6,9 до 12,9%, K_2O – от 1,1 до 2,2% и крайней нестойкостью при обработке соляной кислотой. По своим свойствам этот минерал очень близок к железистым смектитам, описанным Э. Бонатти [Bonatti, 1965] и японскими авторами [Aoki et al., 1974].

Микроскопические наблюдения показывают, что в районе скважин 54-го рейса Fe-монтмориллонит является продуктом девитрификации вулканических стекол основного состава. Минерал образует стяжения или глобули (часто вокруг обломков витрокластов), которые по периферии окружены каймой землистых соединений марганца. Процесс образования стяжений особенно четко выражен в осадках позднего плиоцена скв. 420. Минерал является аутигенным, поскольку нередко заполняет полости в скелетах радиолярий или замещает копролиты. Растворенные формы силикатообразующих элементов Fe, Al, K, Mg и Si накапливаются на ранних стадиях диагенеза в результате длительного процесса девитрификации нестабильной основной витрокластики, биотитовых слюд триоктаэдрического ряда или частичного подтока эксгаляций из Восточно-Тихоокеанского поднятия. Стяжения Fe-монтмориллонита на ранних стадиях диагенеза не приобретают особой крепости и в результате переотложения рассыпаются на комки, нередко придающие океаническим отложениям брекчиевидное строение. Генетическая связь железистого аутигенного монтмориллонита с основной пирокластикой подтверждается и меньшей устойчивостью последней, поскольку основные породы значительно легче подвергаются монтмориллонитизации, нежели кислые [Timofeev, Rateev et al., 1979]. Кроме того, слои кислых пеплов наземных вулканов обычно имеют четко выраженную периодичность в зависимости от пульсации эксплозий. Так, в глубоководных плиоцен-четвертичных океанических осадках экваториальной части Тихого океана выделяют [Bowles et al., 1973] два наиболее обширных пеплопадных максимума (объемом 43 и 19 км^3), которые датированы изотопным методом соответственно в 220 и 54 тыс. лет.

Наиболее вероятными областями приноса пеплового материала из наземных вулканов Т. Боулс с соавторами считает Гватемальское высокогорье, Сальвадор, Колумбию, Эквадор и Никарагуа. В противоположность такой локализации пеплового материала наземного вулканизма аутигенный Fe-монтмориллонит, как уже подчеркивалось нами, распределен удивительно равномерно и однообразно по всему разрезу плиоцен-четвертичных океанических осадков во всех скважинах 54-го рейса, что указывает, по нашему мнению, на связь его с подводными вулканитами.

Участие эксгалятивных растворов в процессах образования аутигенного Fe-монтмориллонита в районе 54-го рейса, по-видимому, имело место, но не было слишком значительным. Такой вывод подкрепляется тем, что различное удаление скважин от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (и более мелких его ответвлений), кото-

рое в первую очередь должно было отразиться на интенсивности эксгаляции растворов, пока не обнаруживает заметного влияния на состав глинистой фракции, если опять-таки не иметь в виду Галапагосское геотермальное поле.

В районе Галапагосского спрединговой центра (вблизи геотермального поля) в скв. 424В обнаружен другой минерал смектитовой группы – калиево-железистый монтмориллонит, близкий нонтрониту и имеющий, по всей вероятности, гидротермальное происхождение. Этот зеленый минерал отличается более высоким содержанием железа (27,6%–30,9%) во фракции < 1 мкм, очень низким процентом Al_2O_3 (1,5–1,8%) и несколько повышенным содержанием K_2O (2,1–3,9%).

Участок акватории, где располагается скв. 424В, во время отложения надбазальтовой осадочной толщи (в плиоцен-четвертичное время) принадлежал к фациальной зоне накопления органогенных, преимущественно карбонатных наннофораминиферовых илов с содержанием $CaCO_3$ до 74–80%. Остальная часть осадков слагалась глинистым материалом, биогенным кремнеземом, а в отдельных прослоях и бесцветными обломками кислых вулканических стекол. Однако главную роль здесь, как и в районе скв. 420, играет не кислая, а основная вулканокластика, поскольку, как известно, все острова Галапагосского поднятия, надводные выходы лавы и туфов сложены относительно молодыми вулканическими породами преимущественно базальтового или трахитового состава плиоцен-четвертичного возраста.

Основная базальтовая витрокластика в отложениях, вскрытых скв. 424В, присутствует в виде более крупных (0,25–0,50 мм) остроугольных осколков зеленовато-коричневого и черного цвета. Мелкий и тонкозернистый витрокластический материал основного состава здесь не сохранился и уже преобразован в Fe-монтмориллонит. Эта основная витрокластика, частично уже преобразованная процессами диагенеза в железистый смектит, в периферийной зоне Галапагосского геотермального поля (скв. 424В), реагируя с сильноминерализованными гидротермальными рассолами, обогащенными калием и железом, превращалась в K, Fe-монтмориллонит. Аналогичный минерал, по-видимому, мог образовываться и при реакции одних гидротермальных рассолов с поровыми водами. Однако подобный процесс гидротермального аутигенного глинообразования мог происходить лишь в тех местах, где скорость коагуляции железисто-кремнеземистых гелей подавляла биогенную седиментацию, вследствие чего и образовывались зеленые хемогенные калийсодержащие железистые монтмориллониты, близкие к нонтрониту.

Стяжения, возникающие хемогенно, с участием зеленого калийсодержащего железистого смектита, нередко имеют в ядре обломки измененных витрокластов, которые обволакиваются ярко-зеленым калийсодержащим железистым монтмориллонитом с включениями гроздевидных агрегатов гематита и мельчайших сферолитов опал-халцедона, которые обнаруживаются при изучении под микроскопом. Зеленый K, Fe-смектит не обнаруживает плеохроизма, двупреломление в хорошо раскристаллизованных участках минерала высокое, но на интерференционные окраски накладывается интенсивно-зеленая природная окраска самого минерала, вследствие чего они кажутся аномальными. Низкое двупреломление отмечается только на плохо окристаллизованных участках. Показатель преломления криптокристаллических агрегатов 1,64. Зеленый селадонитоподобный хемогенный K, Fe-смектит иногда сопровождается, помимо гематита и опала, небольшим количеством аутигенных сульфидов (пирротина или пентландита), что указывает на слабовосстановительные условия его образования.

Таким образом, формированию аутигенного Fe-монтмориллонита при седиментогенезе и самом раннем океанском диагенезе благоприятствуют пониженные скорости седиментации, окислительная среда, наличие в осадках метастабильных компонентов (основной витрокластики, биотитовых триоктаэдрических слюд, биогенного кремнезема и т.п.). В результате длительных процессов разложения метастабильного тонкодисперсного силикатного материала в иловых растворах возникают высокие концентрации силикатообразующих элементов Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al^{3+}, Mg^{2+} и мономеров Si^{4+}, которые способны синтезировать новообразования слоистых силикатов и в первую

очередь Fe-монтмориллонит. Синтез этого минерала в отсутствие повышенных концентраций катионов K^+ и Mg^{2+} может идти в направлении более железистых разностей смектитов типа нонтронита с доминирующей ролью катионов окисного Fe^{3+} в кристаллической структуре минерала.

При повышенных концентрациях катионов железа (Fe^{3+} и Fe^{2+}) и калия в поровых водах, что может возникнуть либо путем подтока гидротермальных растворов (как в скв. 424В), либо в результате растворения калийсодержащих метастабильных минералов (биотитов, калиевых полевых шпатов, основных витрокластов и т.п.), и при слабовосстановительных условиях [Лисицына и др., 1977; Лисицына, Бутузова, 1981] Fe-монтмориллонит может преобразовываться и в смешаннослойные селадонит-смектитовые или глауконит-смектитовые зеленые аутигенные минералы. Процессы селадонитизации или глауконитизации при океаническом диагенезе имеют те же кристаллохимические механизмы, что и образование начальной формы аутигенного Fe-монтмориллонита с содержанием Fe_2O_3 от 14 до 18%. Это – прогрессирующее замещение Al^{3+} на Fe^{3+} (отчасти на Fe^{2+}) октаэдрического слоя смектитовой решетки и вхождение калия вначале в межслоевые промежутки смектитов с последующим закреплением его в пакетах калиево-железистой слюды с образованием селадонит-смектитового или глауконит-смектитового смешаннослойных образований. Нам представляется, что весьма широко развитый в океанических осадках аутигенный процесс железистой монтмориллонитизации (особенно в окислительной фациальной зоне Тихого океана) предшествует (или является начальным этапом) селадонитизации (с эндогенным подтоком) и глауконитизации с диагенетической мобилизацией растворимых форм силикатообразующих элементов. В этом нас убеждает ряд фактов, накопившихся в последнее время:

1) структурная близость Fe- и K, Fe-монтмориллонитов, имеющих близкую смектитовую кристаллическую решетку;

2) наличие реального кристаллохимического механизма преобразования Fe-монтмориллонитов в K, Fe-смектиты вначале путем замещения в октаэдрическом слое Al^{3+} на Fe^{3+}, а затем через смешаннослойные фазы с закреплением калия в смектитовой решетке, в структурных пакетах калиево-железистой слюды;

3) наличие переходных смешаннослойных селадонит-смектитовых структур между Fe и K, Fe-монтмориллонитами (см. рис. 3, табл. 2, 3), подтверждающих механизм взаимных переходов этих минералов [Ратеев и др., 1973];

4) обнаружение среди современных и молодых глауконитов (не измененных эпигенезом) множества разностей, имеющих смешаннослойную структуру типа калиево-железистая слюда – смектиты [Timofeev, Rateev et al., 1979; Лисицына и др., 1974];

5) наличие в структуре многих молодых свежих глауконитов набухающих пакетов как реликтов бывшей смектитовой структуры;

6) значительные вариации химического состава глауконитов и близость многих их разностей к описанным нами Fe- и K, Fe-монтмориллонитам.

Процесс структурного преобразования Fe-монтмориллонита в селадонит-смектитовые минералы был расшифрован Г.Ю. Бутузовой с соавторами [1979] для осадков из впадины Атлантис II Красного моря, отлагающихся в зоне интенсивного подтока термальных рассолов. В верхней окислительной зоне авторами установлен железистый монтмориллонит типа нонтронита. Этот железистый смектит очень близок к Fe-монтмориллониту, описанному Дж. Бишофом [Bischoff, 1972] и образующемуся в зоне рудоносных осадков Красного моря при взаимодействии горячих рассолов, содержащих около 60 ppm SiO_2 и 80 ppm Fe^{2+}, с придонной морской водой. При охлаждении рассолов в результате смешения с морской водой они становятся пересыщенными ионами Si^{4+}. Большая часть железа окисляется, и в осадок выпадает синтезированный смектит вместе с аморфной гелевидной массой, состоящей в основном из смеси SiO_2 и гидроокислов Fe. При переходе от поверхностных слоев в толщу осадка, как показали Г.Ю. Бутузова с соавторами [1979], происходят накопление и фиксация калия в межслоях диоктаэдрического Fe-монтмориллонита, в результате чего часть из них

приобретает слюдистую природу и перестает разбухать при насыщении органическими жидкостями. В соответствии с этим закономерно меняется величина $d_{(001)}$ прокаленных образцов: от 9,54 Å у поверхностного образца до 9,83–9,86 Å у образов из более глубоких интервалов изученной колонки.

Г.Ю. Бутузова с соавторами подчеркивают [Бутузова и др., 1979], что при насыщении образцов Fe-монтмориллонита из нижних горизонтов углекислым калием их дифрактограммы приобретают облик типично глауконитовых или селадонитовых. На наш взгляд, эти факты подтверждают возможность сначала аутигенного синтеза Fe-монтмориллонита, а затем структурного преобразования последнего в селадониты или глаукониты через фазу промежуточных смешанослойных образований. Это подкрепляется и тем, что слои, имеющие одинаковую ориентировку и одинаковую скорость преимущественного роста и являющиеся по природе межслоевых промежутков смектитами, по пространственной ориентировке последовательных 2 : 1 слоев потенциально уже содержат все необходимое для последующей трансформации в трехмерноупорядоченную слюдистую фазу политипной модификации [Бутузова и др., 1979]. При этом внутренняя перестройка структуры сводится к введению в межслои крупных катионов калия.

Наконец, Г.Ю. Бутузовой с соавторами [1979] удалось со структурных позиций убедительно объяснить возникновение волокнистых удлиненнопластинчатых или планковидных частиц железистого монтмориллонита и селадонит-смектитов. Планковидная форма кристаллов, по их мнению, возникает за счет анизотропии свойств отдельных 2:1 слоев, в том числе за счет разной скорости их роста в различных кристаллографических направлениях. Максимальные же скорости роста по экспериментальным данным отмечены по оси *a*, т.е. в плоскости симметрии 2:1 слоев. Такое объяснение мы даем и удлиненнопластинчатому габитусу частиц описанных нами Fe- и K, Fe-смектитов из скважин 54-го рейса (см. рис. 6).

Такими представляем мы себе процессы аутигенного глинообразования в осадках восточной экваториальной зоны Тихого океана. Детритная, терригенная седиментация глинистых минералов обычно более четко выявляется при рассмотрении их количественной локализации на площади того или иного бассейна [Ратеев, 1964]. Если допустить, что в плейстоцене в самой восточной экваториальной части Тихого океана модель седиментации и глинообразования была приблизительно сходной с современной, то для реконструкции ее мы можем использовать количественные данные Дж. Хита с соавторами [Heath et al., 1974], которые составили схемы количественного распределения смектита, иллита, каолинита и хлорита в поверхностных осадках Панамской котловины (см. рис. 7).

Эти авторы выделили два генетических типа смектитов: аутигенный (диагенетический, существенно вулканогенный, связанный с областями активного подводного вулканизма) и детритный, т.е. терригенный, поступающий с континентов. Наиболее высокие концентрации аутигенного смектита приурочены к островам Галапагос и району, расположенному к западу от них, к восточному окончанию хребта Карнеги и северной окраине хребта Кокос, т.е. к районам, наиболее обогащенным фрагментами вулканогенного пирокластического и витрокластического материала. Такое же обогащение аутигенным смектитом отмечается теми же авторами и в осадках района о-ва Койба и трансформных разломов, расположенных на меридиане 85° з.д., которым сопутствует вулканизм. Общая схема локализации фонового, детритного смектита в Панамской котловине, по Дж. Хиту с соавторами [Heath et al., 1974], обнаруживает обеднение им северо-восточной части котловины и явное возрастание его в юго-западном направлении, т.е. в сторону более глубоких зон океана.

Иллит в осадках Панамского залива нигде не превышает 20% во фракции < 2 мкм. Самые высокие концентрации иллита (15–20%) выявлены на континентальном склоне от Северного Эквадора до южной части Панамы. Формирование этой зоны максимальных концентраций иллита названные авторы связывают с выносами рек Эсмеральдас, Мира и Патия, взвеси которых отличаются самыми высокими концентрациями иллита.

В юго-западном направлении полоса максимальных концентраций иллита сменяется полем содержаний 10–15%, а затем и 5–10%. Северо-западная часть Панамской котловины заметно обеднена иллитом (2–5%). Конфигурации полей не контролируются батиметрией. Транспортировка части иллита, по мнению тех же авторов, осуществляется не эоловым путем (ввиду обилия дождей в экваториальной зоне Южной Америки) и не поверхностными течениями (где планктонные организмы фильтруют, изменяют и агрегируют глинистые частицы), а так называемыми промежуточными течениями (на глубине 300–2000 м), где наблюдаются самые высокие концентрации взвеси в столбе воды.

В верхнем слое современных осадков на большей части акватории Панамской котловины [Heath et al., 1974] содержится 10–20%, а иногда и > 20% детритного каолинита. Тенденция в распределении частиц каолинита близка к иллитовой, но более закономерна, и в ней более отчетливо проявляется источник поступления каолинита. Различия обусловлены, может быть, несколько иной размерностью частиц и иными скоростями их осаждения или порогами коагуляции. Большая часть каолинита, как полагает Дж. Хит с соавторами, поступает в зону седиментации (в северо-восточную часть бассейна) из рек Сан-Хуан и Эсмеральдас. Однако обширность зон относительно повышенного содержания каолинита (> 20 и 15–20%) в северо-восточной части Панамской котловины заставляет этих авторов считать возможным поступление каолинита в океанические осадки также из областей с низким рельефом и с интенсивным химическим выветриванием.

Хлорит может сохраняться в океанических осадках в том случае, если интенсивность эрозии превышает скорость химического выветривания. Подобные условия существуют сейчас в Западной Колумбии, и Дж. Хит с соавторами считает эту область главным источником осадков Панамской котловины. Основные и ультраосновные, частично метаморфизованные породы, дренируемые р. Сан-Хуан, по их мнению, вероятно, поставляют главную часть хлорита. Изолированные пятна повышенных концентраций хлорита в западной части хребта Кокос обязаны своим появлением перемыву плейстоценовых осадков, более богатых хлоритом, чем голоценовый материал. Осадки, обогащенные вулканокластическим материалом (такие, как на восточном окончании хребта Карнеги и к западу от островов Галапагос), обычно обеднены хлоритом. Поэтому мы вслед за Дж. Хитом с соавторами считаем хлорит, как и иллит и каолинит, всюду в изученных нами осадках детритным. В отношении механизма перераспределения детритных минералов – иллита, каолинита и хлорита – указанные авторы не считают размеры частиц главным фактором. Скорее, степень обилия того или иного минерала в большей степени зависит от близости областей сноса и в меньшей – от дифференциации, топографических высот или транспортировки донными течениями.

ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕЛОВЫХ ГИАЛОКЛАСТИТОВ (РЕЙС 61-й)

Во время 61-го рейса "Гломара Челленджера" в пределах впадины Науру были пробурены скв. 462 и 462А, при этом нами изучались лишь меловые вулканокласты из нижней части скважин, сложенных в основном толеитовыми базальтами и диабазами (включая их экструзивные разности), образующими тела мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Среди них установлены горизонты вулканогенно-осадочных пород мощностью от долей метра до трех десятков метров. Выявлению особенностей их состава, условий накопления и вторичных изменений этих пород посвящена настоящая глава.

В ходе исследования анализировались структурные особенности пород, состав породообразующих и акцессорных компонентов, цемент, химический состав. Исследование проводилось комплексом методов, включавших микроскопическое изучение шлифов и иммерсионных препаратов, рентгеноструктурный анализ глинистой фракции и некоторых других компонентов.

Приводимая в работе характеристика вещественного состава пород основана на изучении образцов из кернов: 14, 22, 23, 32, 40–43 и 80 (рис. 8). Они представляют различные литологические разности: аргиллиты – обр. 14–1–66–19 и 14–1–75–79; вулканокластические алевритовые аргиллиты – обр. 32–1–105–107; вулканокластические алевролиты – обр. 22–2–70–72, 22–2–88–90, 23–1–0–2, 32–1–148–150, 40–1–140–142 и 41–7–144–146; вулканокластические мелкозернистые песчаники – обр. 23–1–4–6, 32–2–69–71, 32–2–71–73, 41–7–109–111, 43–1–86–89, 80–1–10–13 и 80–1–18–21; вулканокластические средне- и крупнозернистые песчаники – обр. 40–1–148–150, 42–1–54–56, 42–1–56–58, 42–2–93–9, 42–2–95–97, 43–1–140–142, 43–2–81–83, 43–2–138–140, 80–2–86–88 и 80–2–88–90.

ОБЩАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Вулканокластические породы окрашены в зеленовато-серый, оливково-зеленый, темно-серый или буровато-зеленый цвет. Они содержат значительную примесь глинистого материала, не слоисты или обладают слабо выраженной (реже отчетливой) слоистостью: горизонтальной (сплошной или прерывистой), косо-волнистой (рябь течения), мелкой косой, с разными углами наклона слойков в пределах каждой косой серии. Слоистость проявляется благодаря изменениям гранулометрического состава, слагающего породы материала, а при наличии галек также благодаря однообразной ориентировке уплощенных разностей. Встречаются текстуры взмучивания и оползания (рис. 9, см. вкл.).

В разрезе песчано-гравийные или гравийно-галечниковые разности обычно чередуются с алеврито-глинистыми. При этом часто наблюдаются постепенные переходы от крупнозернистых разностей к более тонкозернистым. Наиболее часто такой переход происходит вверх по разрезу, но наблюдались и обратные соотношения.

Породы, за редким исключением, лишены остатков жизни. Скопления остатков

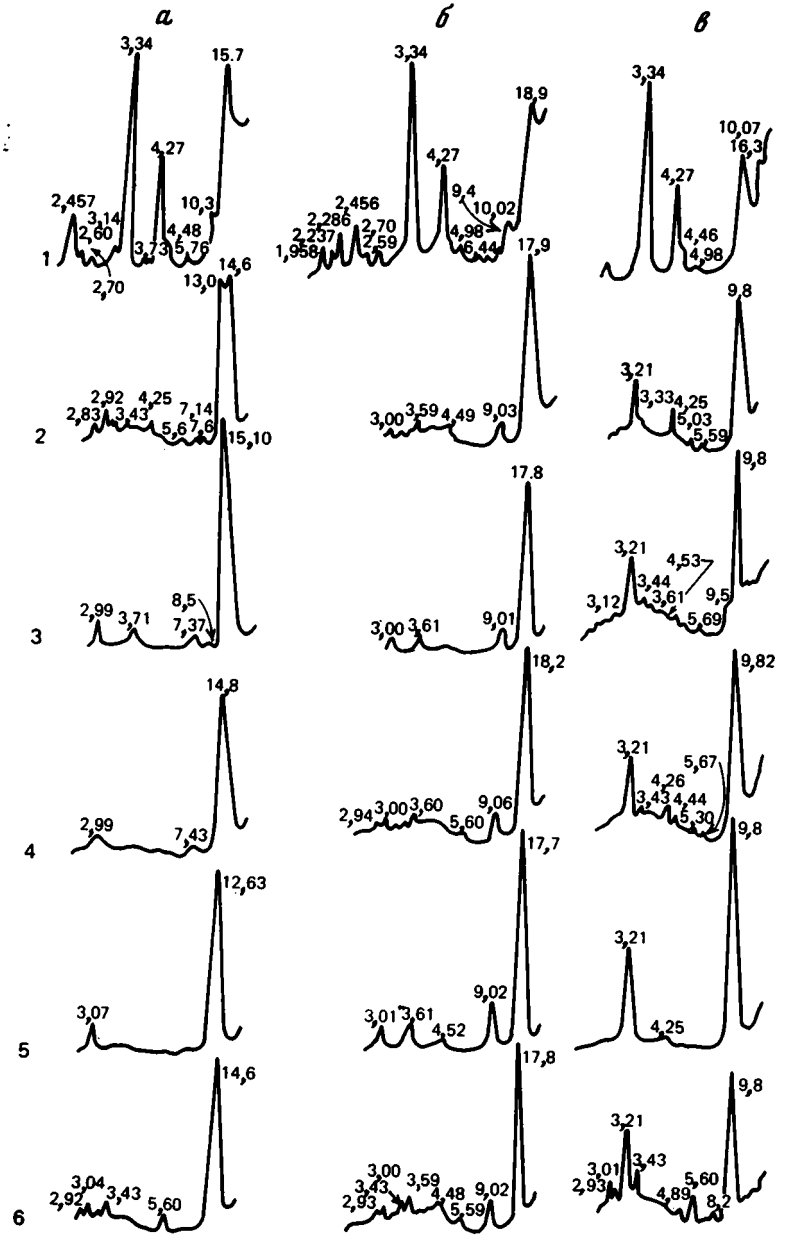


Рис. 8. Дифрактограммы фракции < 0,001 мм

1 – обр. 14–1–66–69; *2* – обр. 23–1–0–2; *3* – обр. 32–2–71–73; *4* – обр. 42–2–95–97; *5* – обр. 13–1–140–143; *6* – обр. 80–1–10–13. Состояние образца: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прокаленный при 550° С

радиолярий, выполненных кварцем, установлены в обр. 14–1–66–69; замещенные цеолитом одиночные остатки радиолярий присутствуют в обр. 40–1–140–142, 40–1–148–150 и 41–7–144–146. Скопления пиритизированных растительных остатков встречены в секции 40–1. Агглютинированные формы фораминифер, кости рыб и радиолярии готеривского возраста присутствуют в тонком прослое секции 80–1. Эти остатки, а также некоторые другие данные позволяют датировать весь комплекс изверженных и осадочных пород интервалом от готерива до сеномана.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КЛАСТОГЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ

В породах присутствуют следующие породообразующие вулканокластические компоненты.

Слабо измененное базальтовое стекло – сидеромелан (рис. 10, *1–2*, см. вкл.), бурое, желтовато-, золотисто- и зеленовато-бурое, изотропное при скрещенных николях, обладает показателями преломления, изменяющимися в интервале от 1,612 до 1,620. Его частицы содержат в небольшом количестве мелкие (меньше 1 мм) неопределимые включения бурого или черного рудного минерала.

Палагонитизированное сидеромелановое стекло (рис. 10, *3–4*), буровато-желтое, золотисто-желтое, буровато- и оливково-зеленое, полупрозрачное в проходящем свете, изотропное при скрещенных николях, содержит в небольшом количестве точечные или хлопьевидные включения гидроокислов железа размером в несколько микрон. Показатели преломления его изменяются от 1,570 до ≈1,600.

Работами ряда исследователей показано, что процесс палагонитизации выражается в увеличении содержания воды в вулканическом стекле и выносе Na, Ca, SiO_2 и других компонентов [Hay, Iijima, 1968;Stokes,1971; Гептнер, 1978]. В дальнейшем по палагонитовому стеклу формируются глинистые минералы.

В изученных породах присутствует вся гамма постепенных переходов от разностей, где палагонитизация проявилась очень слабо, до разностей, стоящих на грани превращения в глинистый агрегат. Первые окрашены в желтовато-бурый и желтый цвет, показатели преломления их варьируют в пределах: 1,590–1,600; вторые имеют оливково-зеленую окраску, а показатели преломления их не превышают 1,570.

Сидеромелановое стекло, замещенное глинистым материалом, окрашено в зеленый или оливково-зеленый цвет. Периферическая часть фрагментов иногда представлена бурой непрозрачной пленочкой шириной до 1–2 мкм, центральные части содержат округлые везикулы до 10 мкм в диаметре, также выполненные зеленым глинистым материалом. Присутствуют три разновидности фрагментов этого типа, различающиеся строением глинистого материала.

Фрагменты первой разновидности (рис. 10, *5–6*) по своему облику близки к частицам сильно палагонитизированного стекла и представляют начальные этапы замещения палагонита глинистыми минералами. Они однородны в проходящем свете, а при скрещенных николях обнаруживают слабо выраженное крупноагрегатное или облачное угасание с серой, желтовато-серой или оранжево-желтой интерференционной окраской. Нередко такой материал слагает лишь периферическую часть фрагментов, а центральные части представлены изотропным палагонитизированным базальтовым стеклом.

Фрагменты второй разновидности (рис. 11, *1–2*, см. вкл.) имеют тонкоагрегатное строение и состоят из слабо дифференцированных глинистых частиц размером не более 3–4 мкм. Последние плеохроируют в проходящем свете, а при скрещенных николях обнаруживают серую, белую или желтую интерференционную окраску. Периферическая часть таких фрагментов имеет крустификационное строение и сложена мелкими иголочками, ориентированными перпендикулярно их внешнему контуру. Ширина каемочки не превышает 10 мкм. Она слагает практически целиком удлиненные и тонкие фрагменты, а в крупных и изометричных – лишь их небольшую внешнюю часть, тогда как их центральные части состоят из беспорядочно ориентирован-

ных частиц. Здесь нередки скопления бурого или черного рудного минерала, реликты палагонитизированного стекла или описанного выше глинистого материала однородного строения.

Фрагменты третьей разновидности по строению глинистого материала напоминают фрагменты второй, но ее глинистые частицы крупные (до 5–6 мкм), более четко дифференцированы, обнаруживают нередко отчетливый плеохроизм и более высокое двупреломление – оранжевая интерференционная окраска (рис. 11, *3*).

Фрагменты второй и третьей разновидности отвечают более глубоким стадиям замещения палагонита глинистым материалом. Измерение показателей преломления глинистого материала, слагающего фрагменты всех трех разновидностей, показало их значительное сходство: $Ng = 1{,}570$, $Np = 1{,}540$, $Ng-Np = 0{,}030$.

Фрагменты сильно измененных гиалобазальтов (рис. 11, *4–6*) окрашены в бурый, темно-бурый или черный цвет, непрозрачны или полупрозрачны. Характер окраски зависит, по-видимому, от формы и содержания железа: в бурых разностях – это гидроокислы железа, в черных – магнетит или гематит. полупрозрачные разности при скрещенных николях обнаруживают агрегатную поляризацию.

Во многих фрагментах такого типа присутствуют округлые мелкие пустоты (размером до 10 мкм), выполненные глинистым материалом, а также микролиты плагиоклаза (размером до 3–4 мкм). Глинистый материал, развивающийся в пустотах, имеет крустификационное строение, тонкодисперсная глинистая масса зеленого цвета развивается нередко также и по материалу остальной части фрагмента, обычно это участки с минимальным содержанием бурых выделений гидроокислов железа. Микролиты плагиоклаза всегда сильно разложены, тем не менее они отчетливо выделяются среди заключающей их бурой массы. Номер плагиоклазов вследствие их сильной измененности замерить не удалось.

Полураскристаллизованное базальтовое стекло крустификационного строения (рис. 12, *1–2*, см. вкл.) окрашено в бурый или светло-бурый цвет и состоит из удлиненных волокон или табличек, ориентированных перпендикулярно поверхности фрагментов. Каждая из частиц обладает прямым погасанием, темно-серой, серой или желтовато-серой интерференционной окраской. Все зерно в целом обнаруживает облачное или мозаичное угасание. Часто фрагменты такого состава содержат в середине "шовную" линию, разделяющую их на отдельные части, каждая из которых имеет крустификационное строение. Встречаются округлые или призматические фрагменты. Первые представляют собой по существу радиально-лучистую сферу с везикулой в центре. Некоторые из прямоугольных фрагментов представляют собой части округлых.

Неизмененное или малоизмененное стекло среднего состава бесцветно в проходящем свете, изотропно при скрещенных николях. Показатели преломления изменяются от 1,500 до 1,520. По данным В. Трегера [Tröger, 1952], вулканическое стекло с такими показателями преломления отвечает средним (андезит–дацит) изверженным породам.

Плагиоклазы присутствуют в виде свежих или сильно измененных зерен. Первые бесцветны, с отчетливыми трещинами спайности, при скрещенных николях они нередко обнаруживают полоски двойникования (рис. 12, *3*). Их состав, по данным оптического изучения, изменяется от альбита до битовнита. Сильно измененные плагиоклазы сохраняют призматические очертания исходного зерна, будучи полностью замещенными цеолитами, глинистыми минералами в ассоциации с рудными минералами, иногда также аутигенными амфиболами (рис. 12, *4–6*).

Биотит представлен зелеными и красно-коричневыми чешуйками до 0,1–0,2 мм по длинной оси. Минерал сильно гидратирован и обладает низким двупреломлением (желтые и оранжево-желтые цвета интерференции), слабым плеохроизмом, трещины спайности выражены слабо.

Перечисленные породообразующие кластогенные компоненты обычно имеют неправильную форму. Плагиоклазы присутствуют в виде короткопризматических или силь-

но удлиненных кристалликов. Частицы вулканического стекла изометричны или сильно удлинены, их форма резко остроугольна. Последнее характерно даже для частиц стекла, замещенных глинистым материалом, несмотря на нестойкость последнего к механическому разрушению. Наборот, заметно округленная форма характерна для частиц измененных гиалобазальтов. Такие частицы присутствуют в большом количестве в секциях кернов 22–2 и 23–1.

Содержание породообразующих компонентов в породах существенно неодинаково. В алевролитах и мелкозернистых песчаниках верхних горизонтов изученного разреза (обр. 22–2–70–72, 22–2–88–90, 23–1–0–2 и 23–1–4–6) преобладают частицы стекла, замещенного тонкодисперсным глинистым материалом, составляющие 45–65% всех кластогенных компонентов. На втором месте по значению стоят фрагменты измененных гиалобазальтов (25–45%). Содержание вулканического стекла и плагиоклазов других типов не превышает нескольких процентов.

В мелко-крупнозернистых песчаниках средних и нижних горизонтов разреза (обр. 42–1–54–56, 42–1–56–58, 42–2–95–97, 43–1–86–88, 43–1–140–142, 43–2–138–140, 80–1–10–13, 80–1–18–21, 80–2–86–88 и 80–2–88–90) среди кластогенных компонентов основное значение имеют измененные гиалобазальты (45–65%). Палагонитизированное стекло и стекло, замещенное крупноагрегатным глинистым материалом, присутствует в количестве 10–15% (каждая разновидность). На долю малоизмененного базальтового стекла приходится 5–10%, а на долю остальных компонентов – не более 2–3%.

Вулканокластические алевролиты, аргиллиты и песчаники средней части разреза (образцы из секций 32–1, 32–2, 40–1, 41–2, 41–7) подверглись интенсивным вторичным изменениям, и оценить в них содержание отдельных компонентов не представляется возможным.

Среди акцессорных минералов оптическими методами установлены авгит, оливин, лейкоксен, магнетит, гранат, пирит.

А в г и т – неправильные или короткопризматические кристаллы, свежие или заметно измененные. Кристаллы свежих авгитов обнаруживают отчетливую спайность; они окрашены в зеленовато-бурый или бледно-сиреневый цвет. Разновидности с сиреневой окраской принадлежат, по-видимому, татинавгиту, их присутствие характерно для обр. 42–1–54–56, 42–2–93–95 и 43–1–86–89, в остальных образцах они не встречены. Вторичные изменения авгита выражаются в уралитизации, хлоритизации и гидрослюдизации.

О л и в и н – идиоморфные кристаллы, в различной степени замещенные иддингситом, кальцитом, гидрогётитом.

И л ь м е н и т – мелкие удлиненные ромбоэдры или их фрагменты, в разной степени замещенные лейкоксеном.

Л е й к о к с е н – землистые агрегаты, реже удлиненные зерна ромбоэдрических очертаний. Появление этого минерала связано, по-видимому, с лейкоксенизацией ильменита.

М а г н е т и т – таблитчатые кристаллы и недоразвитые скелетные агрегаты.

Г р а н а т – встречен единично в обр. 42–1–54–56 в виде бесцветных угловато-окатанных зерен со следами растворения на поверхности.

П и р и т – кристаллики кубического габитуса или их неправильные сростки. Некоторые из них замещены гидрогётитом.

СОСТАВ ЦЕМЕНТА И ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Роль цемента в породах играет агрегат глинистого материала и цеолитов. Глинистый материал окрашен в оливково-зеленый цвет. По строению и составу он тождествен глинистому материалу, развивающемуся по частицам вулканического стекла. Присутствуют три его разновидности, аналогичные разновидностям частиц палагонитизированного стекла, замещенного глинистым материалом (рис. 13, *1, 2, 5,* см. вкл.).

В песчаниках обр. 43–1–86–89 и 43–2–138–140 в цементе широко представлен тонко измельченный непрозрачный материал гиалобазальтов. Очень высока роль такого материала в составе кластогенных компонентов этих пород.

Рентгеноструктурное изучение фракции < 0,001 мм, выделенной из пород, показало, что в ее составе резко преобладает высокожелезистый смектит. Этот минерал характерен не только для глинистой массы цемента, но и для частиц стекла, замещенных глинистым материалом. На дифрактограммах (рис. 14) воздушно-сухих образцов этот минерал дает интенсивный рефлекс с d_{001} = 12 ÷ 15 Å. Фаза с d_{001} = 12Å содержит одну молекулу воды в межслоевых промежутках; среди катионов поглощенного комплекса преобладает Na^+. Фаза с d_{001} = 15 Å содержит две молекулы воды, а в ее поглощенном комплексе преобладает Ca^{2+}. В алевролите (обр. 23–1–0–2) обе эти фазы присутствуют одновременно.

На дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином, смектиту отвечает серия базальных отражений с d_{001}, равным 17,8 ÷ 18,2; 9,01 ÷ 9,06; 4,52 ÷ 4,84; 3,01 Å, а на дифрактограммах образцов, прокаленных при 550° С, рефлекс с d = 9,8 Å.

Иллит в виде самостоятельной фазы присутствует в глинистой фракции обр. 14–1–66–69 (рефлекс с d_{001} = 10 Å в насыщенном глицерином образце). Довольно высоким содержанием иллита в составе глинистой фракции этот образец существенно отличается от осадочных пород нижележащих горизонтов.

Глинистая фракция почти всех изученных образцов содержит в своем составе небольшую примесь цеолита (рефлексы с d = 5,6 Å в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном образцах).

Цеолит цемента образует либо мелкие (2–3 мкм), неправильной формы таблитчатые кристаллики среди массы глинистого материала, либо выделения, выполняющие большую часть пор, часто также интенсивно замещающие многие кластогенные компоненты, включая неизмененное и палагонитизированное стекло, плагиоклазы, пироксены, фрагменты, сложенные глинистым материалом однородного строения. Такие выделения состоят обычно из неправильных изометричных табличек, но в некоторых случаях цеолит образует радиально-лучистые агрегаты (см. рис. 13, *2–5*).

Показатели преломления цеолита изменяются от 1,486 до 1,501. Наиболее вероятно присутствие двух минеральных разновидностей. Одна из них практически изотропна, показатель преломления изменяется от 1,486 до 1,492; вторая обладает слабым двупреломлением (серая интерференционная окраска, показатели преломления варьируют от 1,493 до 1,501). Цеолит первой разновидности является, по-видимому, анальцимом, второй – вайракитом.

Рентгеноструктурное изучение легкой части фракции 0,1–0,01 мм показало присутствие лишь анальцима. На дифрактограммах (см. рис. 14) этот минерал уверенно диагностируется по серии рефлексов с $d \approx$ 5,60; 4,86; 3,66; 3,43; 2,92; 2,80; 2,69; 2,50; 2,42 Å. В анализировавшейся фракции присутствует также смектит (рефлекс с d_{001} = 14,7 ÷ 15,3 Å).

В алевролитах и песчаниках из секций 32–1, 32–2, 40–1, 41–2 и 41–7 наряду с анальцимом и вайракитом, развивающимися по обломкам стекла и другим компонентам, присутствует еще одна разновидность цеолита. Она выполняет поровые пространства и образует слабо удлиненные таблички, ориентированные в направлении к центру пор (рис. 13, *4–5*). Здесь же присутствуют игольчатые выделения зеленого смектита. Выделить этот минерал из породы не удалось. Показатели преломления его близки к 1,535–1,540 (показатель преломления бальзама), двупреломление низкое, соответствующее серой и темно-серой интерференционной окраске. По-видимому, этот минерал отвечает кальциевому цеолиту (возможно, томсониту).

В образцах с цеолитом третьей разновидности часто присутствуют игольчатые или короткопризматические кристаллы бесцветного или окрашенного в бледно-зеленый цвет минерала. Они формируются не только в цементе, но вместе с зеленым тонкодисперсным глинистым материалом замещают многие кластогенные компоненты – вулканическое стекло различных разновидностей, плагиоклазы (см. рис. 13, *5–6*).

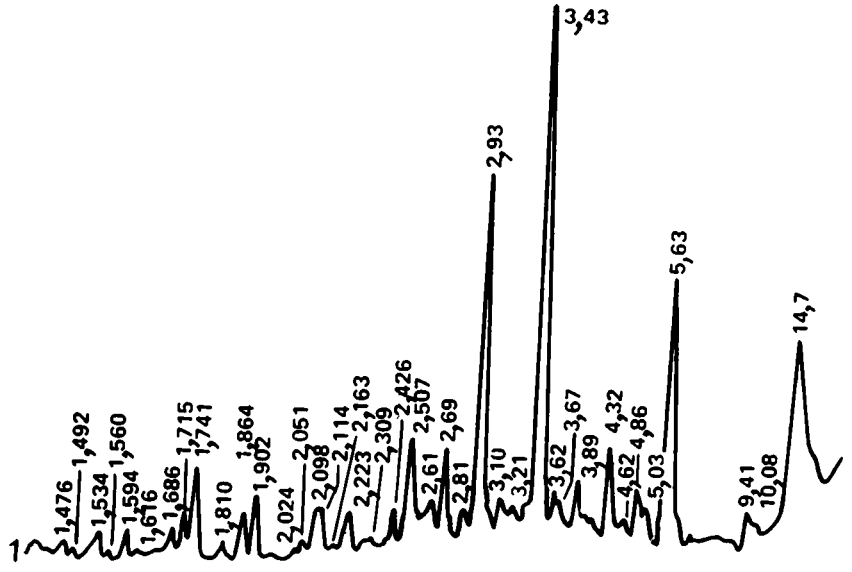


Рис. 14. Дифрактограмма легкой части фракции 0,1–0,01 мм, разделенной в жидкости с $d = 2{,}3$ (обр. 42–2–95–97)

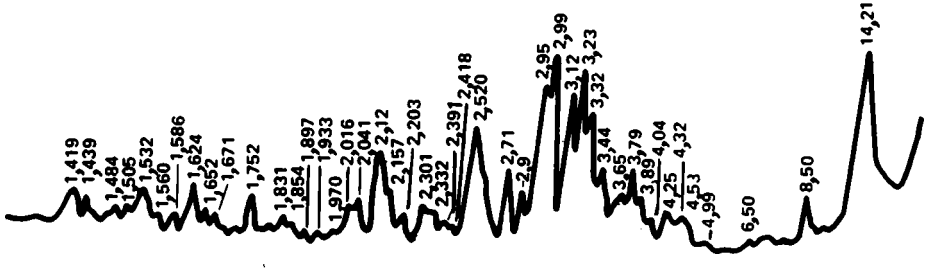


Рис. 15. Дифрактограмма тяжелой части фракции 0,1–0,01 мм, разделенной в жидкости с $d = 3{,}00$ (обр. 41–7–109–111)

Показатели преломления таких кристалликов равны: $Ng_1 = 1{,}700 \pm 2$; $Np_1 = 1{,}686 \pm 2$; $Ng_1 - Np_1 = 0{,}014$; угасание косое, с ориентировкой оси $Ng = 12–15°$; спайность отчетливая, параллельная удлинению. По оптическим свойствам эти кристаллы наиболее полно отвечают железистым моноклинным амфиболам – тремолиту и актинолиту. Свидетельством присутствия последних на дифрактограмме тяжелой (с удельным весом больше 3 г/см^3) части фракции 0,1–0,01 мм обр. 41–7–109–111 являются рефлексы с $d = 8{,}50$; 4,99; 3,32; 3,12; 2,71; 2,52; 1,505 Å (рис. 15).

Особенности распределения различных типов глинистого материала, аутигенных цеолитов и амфиболов в осадочных породах нижней части скв. 462 суммированы на рис. 16.

Аутигенные цеолиты в осадках и осадочных породах формируются в ходе диагенетических и катагенетических процессов. Достоверно установленными в морских и океанических осадках диагенетическими цеолитами являются лишь филлипсит и клиноптилолит. Другие минералы группы цеолитов в ходе диагенеза, по-видимому, не образуются.

Формирование аутигенных анальцима, вайракита и томсонита при гидротермальных изменениях морских терригенных и вулканогенно-осадочных образований, нахо-

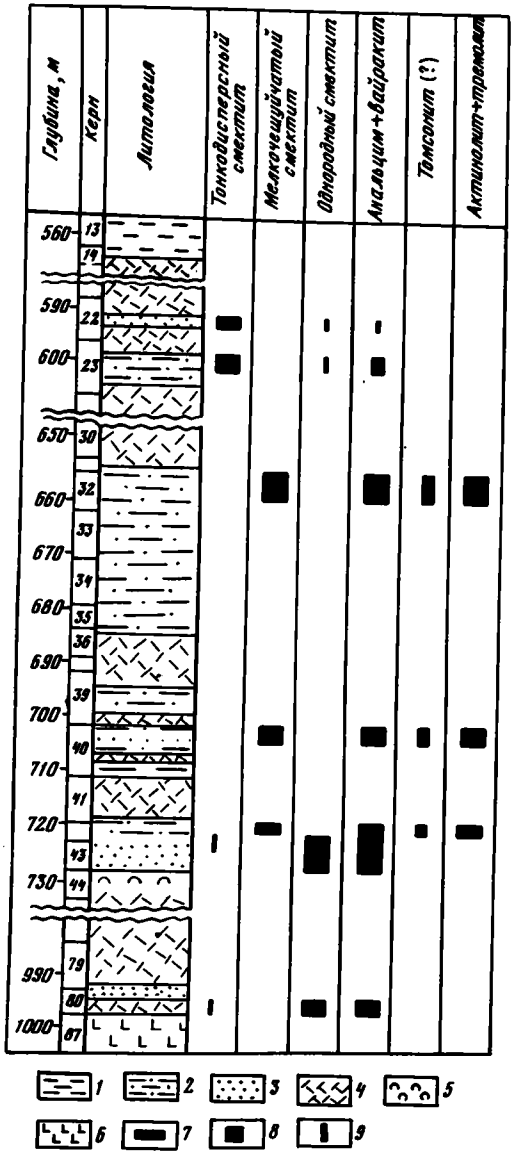


Рис. 16. Распределение аутигенных минералов в вулканокластических осадочных породах по разрезу

1 – аргиллиты; *2* – алевролиты; *3* – песчаники; *4* – диабазы; *5* – экструзивные породы; *6* – базальты; содержание аутигенных минералов: *7* – высокое, *8* – низкое, *9* – очень низкое

дящихся в настоящее время на суше, описано многими исследователями. Эти данные суммированы В. Диром с соавторами [Deer et al., 1963], Э.Э. Сендеровым и Н.И. Хитаровым [1970], подчеркнувшими, что наиболее часто гидротермальные процессы, приводящие к образованию трех названных цеолитов, возникают в областях проявления основной магматической деятельности.

Изучение геологических процессов и экспериментальные исследования показывают, что анальцим образуется и устойчив в интервале температур: немного ниже 100°–500°С [Deer et al., 1963; Сендеров, Хитаров, 1970; Добрецов и др., 1972]. Образование вайракита в осадочных и вулканогенно-осадочных породах Новой Зеландии происходит при температурах 200–250°С, а томсонит, по-видимому, возникает при температурах 240–280°С. Монтмориллонит, вероятно, устойчив вплоть до температур 350–380°С [Добрецов и др., 1972]. Несомненно, оценки температур образования и устойчивости перечисленных минералов имеют достаточно приблизительный характер, поскольку на процессы цеолитообразования и формирования глинистых минералов влияют не только температура, но и некоторые другие факторы: давление, химические особенности растворов и т.д.

Аутигенные актинолит и тремолит известны как минералы ранних стадий регионального метаморфизма. Они образуются при изменении некоторых осадочных пород, например доломитов, богатых магнием, но наиболее типично их формирование для метаморфизма основных изверженных пород [Deer et al., 1963]. Актинолит является также характерным минералом некоторых скарнов – карбонатных или алюмосиликатных пород, подвергшихся метасоматическому замещению в зоне контакта с интрузивными телами [Добрецов и др., 1972]. Обычно он приурочен к средне-низкотемпературным скарнам небольших глубин, где этот минерал формируется в парагенезе с эпидотом, цоизитом, везувианом, пренитом (?). Некоторые экспериментальные работы показывают, что образование актинолита могло происходить в широком интервале температур (300–650°С). В осадочных породах, на контакте с изверженными, наблюдалось также формирование томсонита [Deer, et al., 1963].

Таким образом, наиболее вероятно, что постседиментационные преобразования, установленные в осадочных породах нижней части скв. 462А, были связаны с контактово-метасоматическим и гидротермальным воздействием изверженных пород, заключающих эти породы. Контактово-метасоматические изменения проявились в образцах кернов 32, 40 и 41, где присутствуют аутигенные амфиболы и где широко развита перекристаллизация глинистого материала. Воздействию гидротермальных процессов подверглись практически все породы. С ними было связано не только образование аутигенных цеолитов, но, возможно, и замещение частиц вулканического стекла глинистым материалом. Последнее объясняет неправильные, резко угловатые очертания многих обломков, подвергшихся такому замещению, а также отчетливую корреляцию состава и строения глинистого материала, развивающегося по фрагментам вулканического стекла и в цементе пород.

Можно предположить, что температуры, которые возможны при контактово-метасоматических изменениях, лишь незначительно превышали 300° С, тогда как гидротермальные изменения развивались при температурах ниже 300° С.

ГЕОХИМИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сеноман-барремский комплекс вулканокластических осадков, вскрытых скв. 462А, в целом может рассматриваться как переотложенные продукты толеитового океанского вулканизма осевых зон [Bailey, Noe-Nygaard, 1976; Campsie et al., 1973; Hekinian, Thompson, 1976; Thompson et al., 1972].

Литолого-минералогическая характеристика этих отложений приведена выше. Уместно подчеркнуть, что основные черты аутигенных преобразований исходных материалов толеитового состава обусловлены процессами, с одной стороны, низкотемпературного, с другой – высокотемпературного контактово-гидротермального их взаимодействия с морской водой. Масштабы этих процессов, влияние их химизма на формирование аутигенного осадочного материала, состав морской воды носят по меньшей мере широко региональный, в отдельные периоды – глобальный характер. Задача геохимических исследований состоит в том, чтобы раскрыть химическую сущность аутигенных преобразований изучаемых осадков и при возможности дать количественную характеристику соотношений этих процессов.

Геохимическое изучение отложений проводилось на основании данных литолого-минералогических исследований. Определение химических компонентов осадка выполнялось в химико-аналитической лаборатории ГИНа: главных компонентов – методами валового анализа, тяжелых металлов – методами оптической эмиссионной спектроскопии. Данные аналитических определений обрабатывались на ЭВМ ЕС-1022 в лаборатории математических методов исследований в ГИНе (Д.А. Казимиров, П.К. Рябушкин) по программе факторного анализа.

Парагенетические ассоциации компонентов и их распространение

Последовательность аутигенных преобразований исходного фрагментированного материала толеитовых базальтов отразилась в минеральном и химическом составах меловых осадков: от вулканокластических крупнозернистых песчаников до Fe, Mg-смектитовых, иллитизированных и цеолитизированных глин (табл. 4, 5). Воздействие контактово-гидротермальных изменений существенно осложняет общую направленность аутигенных трансформаций. Результаты этих процессов особенно наглядно проявляются в обособлениях геохимических группировок или парагенетических ассоциаций компонентов, в которых составляющие связаны относительно сильной корреляционной связью.

Таблица 4

Химический состав вулканокластических осадочных меловых пород скв. 462А (вес. %)

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
14–1–75–78	69,77	0,47	4,64	7,87	0,81	0,87
22–2–70–72	47,24	1,51	11,38	6,38	5,82	0,13
22–2–88–90	46,08	1,29	10,74	7,16	4,72	0,06
23–1–4–6	45,40	1,43	12,10	6,50	5,32	0,14
32–1–105–107	41,54	1,25	11,56	9,85	7,71	0,22
32–2–69–71	43,54	1,34	10,96	3,62	9,94	0,21
41–7–144–146	46,06	0,87	11,02	7,14	6,17	0,23
42–1–56–58	45,62	1,26	11,28	10,53	1,00	0,19
43–2–138–140	45,56	1,02	11,36	6,31	5,14	0,27
80–1–18–21	48,24	1,19	10,95	6,51	5,83	0,17
80–2–86–88	44,42	0,85	11,80	7,16	5,19	0,18
49–1–55–58	48,80	0,93	14,07	–	10,85*	–
Горизонт 23 (семь обр. – среднее)	48,82	0,91	14,04	12,04*[2]	–	–
Горизонт 24 (четыре обр. – среднее)	48,93	0,95	13,83	12,13	–	–
Горизонт 29 (два обр. – среднее)	47,70	1,01	13,67	12,20	–	–
Горизонт 30 (три обр. – среднее)	49,69	1,03	13,97	12,21	–	–
Срединно-Атлантический хребет (среднее) *[3]	49,22	1,39	15,81	2,21	7,19	0,16
Толеитовые базальты, острова Галапагос, рифтовая долина*[5]	48,36	2,65	14,53	3,52	8,79	0,18
Океанические толеиты*[6]	–	–	–	–	–	–

* FeO – валовое железо, представленное в форме закиси. *[2] Fe_2O_3 – валовое железо, представленное в форме окиси. *[3] [Melson, Thompson, 1971]; *[4] [Bailey, Nse-Nygaa. 1976; Hekinian, Thompson, 1976]. *[5] [Campsie et al., 1973]. *[6] [Thompson et al., 1972].

Выделение ассоциаций проводилось на основе группирования компонентов, обладающих значимыми факторными нагрузками (более 0,3) одного знака (табл. 6). Каждая ассоциация истолковывается на основе результатов исследований минерального состава и возможных для этих условий процессов. Для более явного представления соотношений между компонентами ассоциаций каждый химический компонент характеризуется величиной факторной нагрузки на тот фактор, с которым он теснее всего связан. Характерные нагрузки на прочие факторы для каждой данной ассоциации близки к нулю. Для получения более отчетливо выраженных значений факторных нагрузок проводилось преобразование данных по методу вращения [Davis, 1973] (табл. 6, 7).

Ассоциация IA (см. табл. 6, 7; см. рис. 16). Гидроокислы марганца, свободный кремнезем[1]: SiO_2 (0,88), MnO (0,88), Ni (0,74), Co (0,61), Pb (0,95). Данная ассоциация развита главным образом в тонкоотмученных глинах (обр. 14–1–75–78) сеномана, сложенных железистым смектитом с заметной примесью гидроокислов железа и марганца, иллита (см. рис. 9). Фазовая принадлежность ассоциации (гидроокислы марганца, обогащенные Ni, Co, Pb и свободный, не связанный кремнезем) указывает на формирование этих осадков из морской воды, существенно обогащенной гидротермальными компонентами.

[1] В скобках указана величина факторной нагрузки, полученная после вращения (см. табл. 6).

CaO	MgO	Na_2O_3	K_2O	H_2O^+	П.п.п.	H_2O^-
1,28	2,95	1,24	1,49	4,36	–	4,30
1,48	8,49	2,48	6,13	3,76	–	5,63
2,17	9,67	2,52	4,64	3,67	–	7,11
1,60	10,43	3,11	3,51	5,08	–	5,69
3,52	8,56	5,55	0,25	5,26	–	4,32
5,43	9,12	5,75	–	5,50	–	4,66
4,99	9,53	5,15	0,74	5,03	–	3,18
4,96	8,87	5,56	0,47	4,83	–	5,32
5,53	9,90	5,52	0,61	4,92	–	4,36
5,65	7,50	4,40	1,63	4,44	–	3,98
7,98	7,65	3,84	0,05	5,58	–	5,13
12,59	7,70	–	0,049	–	0,14	–
12,67	7,99	–	0,03	–	0,71	–
12,27	8,40	–	0,01	–	1,35	–
12,43	7,35	–	0,06	–	0,50	–
12,62	7,55	–	0,03	–	0,50	–
11,14	8,53	2,71	0,15	–	–	–
11,45	6,63	2,69	0,36	0,61	–	0,17
–	–	–	–	–	–	–

Ассоциация IB (см. табл. 6, 7). Измененный материал толеитовых базальтов: TiO_2 (–0,92), Al_2O_3 (–0,94), FeO (–0,71), MgO (–0,94), Na_2O (–0,55), Cr (–0,86), V (–0,32), Ga (–0,42). Ассоциация преобладает в рассматриваемых осадках (ее вклад в дисперсию – 44,39%) и представлена алюмосиликатным веществом толеитовых базальтов на разных стадиях их дезагрегации.

Ассоциация IIA (см. табл. 6, 7; см. рис. 16). Плагиоклазы, базис соответствующего состава, цеолиты: Al_2O_3 (0,31), CaO (0,81), Na_2O (0,69), H_2O^+ (0,78), Ni (0,34), V (0,47), Co (0,55), Ga (0,70). Данная ассоциация распространена главным образом в нижней части разреза (верхний апт ? – готерив), где наиболее развиты вулканокластические отложения, относительно слабо измененные.

Ассоциация IIB (см. табл. 6, 7; см. рис. 16). Гидрослюдистые компоненты, калийсодержащие смектиты: SiO_2 (–0,45), K_2O (–0,90), H_2O^- (–0,38). Ассоциация развита в осадках верхнего апта (?) – сеномана, существенно обогащенных аутигенным смектитом и, возможно, иллитом (см. рис. 10, 12) и сформировавшихся в результате низкотемпературного взаимодействия с морской водой. В нижних частях разреза (ниже обр. 32–1–105–107) явления иллитизации вулканокластических осадков не наблюдается.

Ассоциация IIIA (см. табл. 6, 7; см. рис. 16). Гидроокислы железа: Fe_2O_3 (0,82), H_2O^- (0,54), V (0,28). Данная группировка компонентов встречается преимущественно среди относительно окисленных вулканокластических осадков. Отсутствие

Таблица 4 (окончание)

№ обр.	CO_2	C	P_2O_5	Сумма	Cr	Ni
14–1–75–78	Нет	Нет	0,01	100,06	0,0016	0,0076
22–2–70–72	"	"	0,01	100,44	0,0115	0,0036
22–2–88–90	"	"	0,01	99,84	0,0135	0,0048
23–1–4–6	"	"	0,01	100,32	0,0120	0,0043
32–1–105–107	"	"	0,01	99,60	0,0099	0,0050
32–2–69–71	"	"	0,01	100,08	0,0100	0,0056
41–7–144–146	"	"	0,01	100,12	0,0160	0,0063
42–1–56–58	"	"	0,01	99,90	0,0063	0,0043
43–2–138–140	"	"	0,01	100,51	0,0187	0,0055
80–1–18–21	"	"	0,01	100,50	0,0100	0,0047
80–2–86–88	"	"	0,01	99,84	0,0150	0,0063
49–1–55–58	–	–	–	–	–	–
Горизонт 23 (семь обр. – среднее)	–	–	–	–	–	–
Горизонт 24 (четыре обр. – среднее)	–	–		–	–	–
Горизонт 29 (два обр. – среднее)	–	–	–	–	–	–
Горизонт 30 (три обр. – среднее)	–	–	–	–	–	–
Срединно-Атлантический хребет (среднее) *3	–	–	0,15	98,66	0,0280	0,0100
Толеитовые базальты, острова Галапагос, рифтовая долина *5	–	–	0,25	100,19	–	–
Океанические толеиты *6	–	–	–	–	0,0180–0,0500	0,0095–0,0215

в этой ассоциации сравнительно широкого набора тяжелых металлов позволяет рассматривать гидроокислы железа как остаточные продукты, образовавшиеся за счет изменения исходного базальтоидного материала.

Ассоциация IIIB (см. табл. 6, 7; см. рис. 16). Силикатные фазы типа актинолита, тремолита, смектита и др.: FeO (–0,50), H_2O^+ (–0,39), Ni (–0,34), Cu (–0,73). Наиболее ярко данная ассоциация развита в отложениях, подвергшихся контактово-гидротермальному изменению и содержащих (помимо вулканокластических компонентов, смектита, цеолитов) новообразованные фазы актинолита, тремолита. Состав данной ассоциации может соответствовать химизму этих минералов.

Геохимические особенности преобразования толеитового вулканокластического материала

Проведенное исследование позволяет считать, что общая направленность аутигенного преобразования исходного толеитового базальтового материала во впадине Науру была следующей: толеитовые базальты и их вулканокласты (песчаники, алевролиты) – алевритовые глины – Fe, Mg-смектитовые глины. Процесс сопровождался отчетливой цеолитизацией. Особое место занимают продукты контактово-гидротермальных изменений, встречающиеся в краевых зонах долеритовых силлов. В настоящее время установлено, что в условиях рассматриваемых процессов титан является компонентом с относительно минимальной миграционной способностью. Изучение распределения значений отношений исследованных металлов (рис. 17, 18) в последовательности пород, соответствующей возрастанию процессов аутигенеза, позволяет сделать ряд выводов.

V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
0,0165	0,0130	0,0047	0,0014	<0,0010	<0,00015	<0,00053
0,0180	0,0095	0,0020	<0,0010	0,0011	<0,00015	<0,00015
0,0250	0,0085	0,0027	<0,0010	0,0014	<0,00015	<0,00015
0,0185	0,0090	0,0023	<0,0010	0,0013	<0,00015	<0,00015
0,0235	0,0150	0,0046	<0,0010	0,0020	<0,00015	<0,00015
0,0250	0,0500	0,0043	<0,0010	0,0014	<0,00015	<0,00015
0,0160	0,0165	0,0025	<0,0010	0,0014	<0,00015	<0,00015
0,0250	0,0110	0,0033	<0,0010	0,0012	<0,00015	<0,00015
0,0165	0,0078	0,0030	<0,0010	0,0013	<0,00015	<0,00015
0,0235	0,0110	0,0028	<0,0010	0,0014	<0,00015	<0,00015
0,0260	0,0110	0,0035	<0,0010	0,0015	<0,00015	<0,00015
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–
0,0289	0,0070	0,0049– –00070*4	–	0,0018	–	–
–	–	–	–	–	–	–
0,0270– –0,0375	0,0058– –0,0072	0,0039– –0,0045	0,0002– –0,0003	0,0012 –0,0018	–	–

1. Алюминий подобно титану отличается относительной низкой подвижностью; он характеризуется способностью накапливаться в остаточных продуктах.

2. Железо в условиях гидротермального и низкотемпературного взаимодействия вулканокластики с морской водой в известной мере выщелачивается и накапливается в осадках преимущественно в форме гидроокислов. Однако значительная часть гидроокислов железа присутствует в форме остаточных продуктов.

3. Хром отличается относительно низкой геохимической подвижностью в данных условиях и накапливается в остаточных продуктах.

4. Галлий, несмотря на геохимическую общность с алюминием, характеризуется несколько большей миграционной способностью и аккумулируется в конечных продуктах изменений – смектитовых глинах.

5. Калий является характерным компонентом аутигенных преобразований базальтовой вулканокластики. Содержание калия, заимствуемого из морской воды, заметно возрастает с увеличением содержания глинистых компонентов.

6. Количества марганца и меди существенно увеличиваются в изучаемой последовательности пород от толеитовых базальтов к смектитам: марганец и медь поступают в морскую воду в результате (главным образом) гидротермального взаимодействия. В связи с этим обращает на себя внимание повышенное содержание меди в осадках, испытавших контактово-гидротермальное изменение.

7. Геохимическое поведение никеля, кобальта, ванадия характеризуется накоплением этих элементов в смектитовых глинистых осадках. В вулканокластических материалах эти компоненты не аккумулируются.

Таблица 5

Содержание тяжелых металлов и значения геохимических характеристик в вулканокластических, осадочных меловых породах скв. 462А (вес.%)

№ обр.	Литология	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}
14–1–75–78	Глина смектитовая, с примесью гидрослюды	0,28	1,23	2,75	0,63
22–2–70–72	Вулканокластический смектитовый алевролит	0,90	3,02	2,23	4,52
22–2–88–90	Близка к обр. 22–2–70–72	0,77	2,85	2,51	3,67
23–1–4–6	Вулканокластический мелкозернистый песчаник	0,86	3,21	2,28	4,13
32–1–105–107	Глина (смектитовая) по вулканокластике, гиалопелиту (Fe,Mg-смектит)	0,75	3,06	3,45	5,99
32–2–69–71	Вулканокластический алевритовый песчаник с контактовым изменением	0,80	2,90	1,27	7,72
47–7–144–146	Вулканокластический алевролит с тремолитом, смектитом, актинолитом	0,52	2,92	2,50	4,79
42–1–56–58	Песчаник вулканокластический, алевритовый, смектитовый	0,75	2,99	3,69	0,78
43–2–138–140	Близка к обр. 42–1–56–58	0,61	3,01	2,21	3,99
80–1–18–21	То же	0,66	2,90	2,28	4,52
80–2–86–88	"	0,51	3,13	2,51	4,03
49–1–55–58	Свежее базальтовое оливиновое стекло	0,56	3,73	–	–
Горизонт 23 (семь обр. – среднее)	Базальтовая лава, экструзия	0,54	3,72	–	–
Горизонт 24 (четыре обр. – среднее)	Диабазовый силл	0,57	3,66	–	–
Горизонт 29 (два обр. – среднее)	Экструзивные базальты	0,60	3,62	–	–
Горизонт 30 (три обр. – среднее)	То же	0,63	3,70	–	–
Срединно-Атлантический хребет (среднее) *2	Толеитовые базальты	0,83	4,19	0,77	5,59
Острова Галапагос, рифтовая долина *3 (среднее)	То же	1,59	3,85	1,23	6,83

* Потери при прокаливании. *2 [Melson, Thompson, 1971]. *3 [Campsie, Bailey, Rasmussen, 1978].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенная характеристика вулканогенно-осадочных пород из нижней части скв. 462А показывает, что они представляют собой в основном гиалокласты. Эти породы практически полностью состоят из продуктов разрушения толеитовых базальтов: мало измененного сидеромеланового базальтового стекла, в разной степени палагонитизированного или замещенного смектитом сидеромеланового стекла, а также фрагментов

Fe	$\frac{Fe^{3+}}{Fe}$	Mn	$\frac{Mn}{Ti}$	Mg	$\frac{Mg}{Ti}$	K
3,38	0,81	0,67	2,39	1,78	6,35	0,62
6,75	0,33	0,10	0,11	5,12	5,69	2,54
6,18	0,41	0,05	0,06	5,83	7,57	1,92
6,41	0,36	0,11	0,13	6,29	7,31	1,46
9,44	0,36	0,17	0,23	5,16	6,88	0,10
8,99	0,14	0,16	0,20	5,50	6,87	–
7,29	0,34	0,17	0,33	5,75	11,05	0,31
4,47	0,83	0,15	0,20	5,35	7,13	0,19
6,20	0,55	0,21	0,34	5,97	9,79	0,25
6,80	0,33	0,13	0,20	4,52	6,85	0,68
6,54	0,38	0,14	0,27	4,61	9,04	0,02
8,43	–	–	–	4,64	8,29	0,02
4,21	–	–	–	4,82	8,93	0,01
4,25	–	–	–	5,06	8,88	0,004
4,27	–	–	–	4,43	7,38	0,02
4,27	–	–	–	4,55	7,22	0,012
6,36	0,12	0,12	0,14	5,14	6,14	0,06
8,06	0,15	0,14	0,09	4,00	2,52	0,15

измененных гиалобазальтов. Встречаются характерные для толеитовых базальтов плагиоклазы и акцессорные минералы. Присутствие частиц стекла среднего состава свидетельствует об участии пирокластического материала в формировании пород.

Сидеромелановое стекло отличается значительной нестойкостью. Его превращение в палагонит, а затем в глинистые минералы может протекать непосредственно после извержения лав, при транспортировке частиц стекла, отделившихся от покровов, в ходе диагенеза осадков, а также при низкотемпературных гидротермальных процес-

Таблица 5 (окончание)

№ обр.	Литология	$\frac{K}{Ti}$	H_2O	$\frac{Al}{Ti}$	$\frac{Fe}{Ti}$
14–1–75–78	Глина смектитовая, с примесью гидрослюды	2,21	8,66	4,39	12,07
22–2–70–72	Вулканокластический смектитовый алевролит	2,82	9,39	3,35	7,50
22–2–88–90	Близка к обр. 22–2–70–72	2,49	10,78	3,70	8,03
23–1–4–6	Вулканокластический мелкозернистый песчаник	1,70	10,77	3,73	7,45
32–1–105–107	Глина (смектитовая) по вулканокластике, гиалопелиту (Fe, Mg-смектит)	0,13	9,58	4,08	12,59
32–2–69–71	Вулканокластический алевритовый песчаник с контактовым изменением	–	10,16	3,62	11,23
47–7–144–146	Вулканокластический алевролит с тремолитом, смектитом, актинолитом	0,60	8,21	5,61	14,02
42–1–56–58	Песчаник вулканокластический, алевритовый, смектитовый	0,25	10,15	3,99	5,96
43–2–138–140	Близка к обр. 42–1–56–58	0,41	9,28	4,93	10,16
80–1–18–21	То же	1,03	8,42	4,39	10,30
80–2–86–88	"	0,04	10,71	6,14	12,82
49–1–55–58	Свежее базальтовое оливиновое стекло	0,04	0,14*	6,66	15,05
Горизонт 23 (семь обр. – среднее)	Базальтовая лава, экструзия	0,018	0,71*	6,88	7,80
Горизонт 24 (четыре обр. – среднее)	Диабазовый силл	0,007	1,35*	6,42	7,46
Горизонт 29 (два обр. – среднее)	Экструзивные базальты	0,033	0,50*	6,03	7,12
Горизонт 30 (три обр. – среднее)	То же	0,019	0,50*	5,87	6,78
Срединно-Атлантический хребет (среднее) *[2]	Толеитовые базальты	0,072	–	5,05	7,66
Острова Галапагос, рифтовая долина*[3] (среднее)	То же	0,094	0,18	2,42	5,07

сах. На каждом из этих этапов решающее значение имеет взаимодействие сидеромелана с морской водой и близкими ей по составу поровыми растворами осадков и пород.

В нашем распоряжении отсутствуют данные, позволяющие уверенно связать развитую по сидеромелановому стеклу палагонитизацию и формирование смектита с тем или иным этапом изменений. Резко остроугольная форма многих частиц, подвергшихся палагонитизации и замещению глинистым материалом, может рассматриваться как указание на то, что превращение стекла происходило на месте, т.е. после захоро-

$n \cdot 10^{-4}$						Тип породы (см. рис. 17 и 18)
$\frac{Cr}{Ti}$	$\frac{Ni}{Ti}$	$\frac{V}{Ti}$	$\frac{Cu}{Ti}$	$\frac{Co}{Ti}$	$\frac{Ga}{Ti}$	
57,14	271,43	589,29	464,29	167,87	35,71	VI
127,78	40,00	200,00	105,56	22,22	12,22	IV
175,32	62,34	324,67	110,39	35,06	22,08	IV
139,53	50,00	215,12	104,65	26,74	15,12	IV
132,00	66,67	313,33	200,00	61,33	26,67	VI
125,00	70,00	312,50	625,00	53,75	17,50	V
307,69	121,15	307,69	317,31	48,08	26,92	V
84,00	57,33	333,33	146,67	44,00	16,00	IV
306,56	90,16	270,49	127,87	49,18	21,31	III
151,52	71,21	356,06	166,67	45,90	27,45	II
294,12	123,53	509,80	215,69	68,62	26,79	II
–	–	–	–	–	–	
–	–	–	–	–	–	
–	–	–	–	–	–	
–	–	–	–	–	–	
–	–	–	–	–	–	
337,35	120,48	348,19	84,34	59,04	21,69	I
–	–	–		–	–	

нения его в осадке. Об этом же говорит и крустификационное строение тонкодисперсного глинистого материала цемента в некоторых из образцов верхней части разреза.

Рассмотренные осадочные породы представляют собой относительно глубоководные образования. Об этом говорит не только почти полное отсутствие в них органических остатков, в первую очередь остатков организмов с карбонатным скелетом, но и такие их особенности, как слабая сортировка, слабое развитие слоистости.

Структурно-текстурные особенности пород, характер взаимных переходов различных литологических типов, слабая сортировка и высокое содержание глинисто-

Таблица 6

Результаты факторного анализа (*R*-анализа) химических компонентов главных типов вулканокластических осадочных пород мела скв. 462А

Компонент	Факторные нагрузки					
	Фактор I		Фактор II		Фактор III	
	1	2	1	2	1	2
SiO_2	0,97	0,88	–0,17	–0,45		
TiO_2	–0,85	–0,92	–0,36	–0,09		
Al_2O_3	–0,99	–0,94	0,002	0,31		
Fe_2O_3					0,86	0,82
FeO	–0,75	–0,71			–0,45	–0,50
MnO	0,79	0,88	0,47	0,14		
CaO	–0,46	–0,23	0,73	0,81		
MgO	–0,96	–0,94				
Na_2O	–0,73	–0,55	0,55	0,69		
K_2O			–0,78	–0,90	–0,51	–0,16
H_2O^+			0,85	0,78	–0,05	–0,39
H_2O^-	–0,21	–0,36	–0,64	–0,38	0,33	0,54
Cr	–0,89	–0,86				
Ni	0,60	0,74	0,64	0,34	–0,14	–0,34
V	–0,42	–0,32	0,21	0,47	0,42	0,28
Cu			0,55	0,27	–0,56	–0,73
Co	0,43	0,61	0,70	0,55		
Pb	0,97	0,95				
Ga	–0,60	–0,42	0,52	0,70		
Дисперсия (%)	44,39	44,39*	23,73	68,13*	10,19	78,32*

Примечание. 1 – собственная нагрузка, 2 – нагрузка после вращения.
*Кумулятивная дисперсия.

Таблица 7

Стратиграфическое распределение значения факторов для химических компонентов главных типов вулканокластических осадочных пород мела скв. 462А

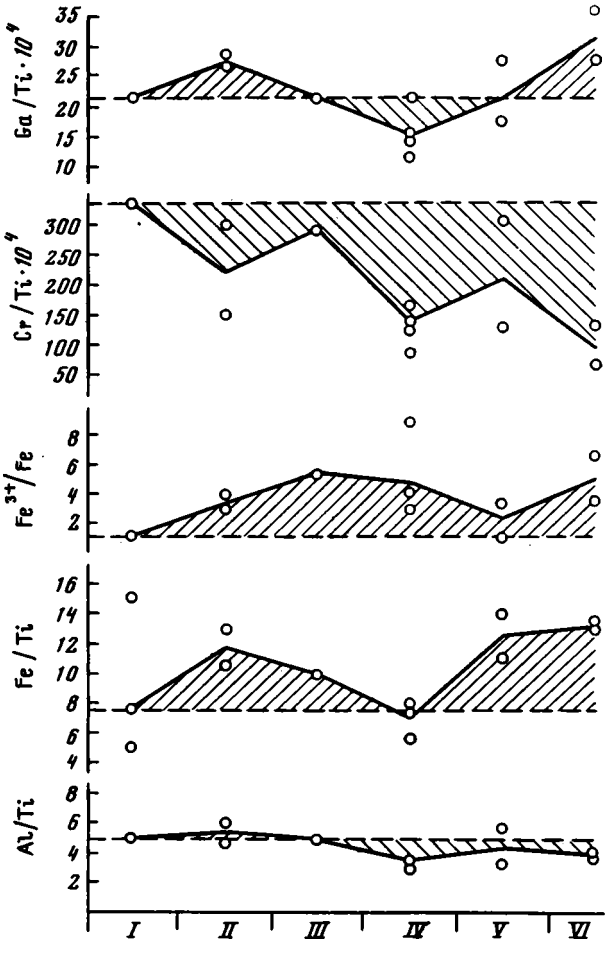
№ обр.	Возраст	Фактор I		Фактор II		Фактор III	
		1	2	1	2	1	2
14–1–75–78	Сеноман–верхний апт (?)	3,13	2,99	0,01	–0,91	–0,11	0,06
22–2–70–72	Верхний апт (?)	–0,22	–0,77	–1,89	–1,83	–0,60	0,18
22–2–88–90	То же	–0,41	–0,76	–1,46	–0,93	0,60	1,10
23–1–4–6	"	–0,53	–0,81	–1,01	–0,87	–0,33	0,07
32–1–105–107	"	–0,50	–0,11	1,08	1,47	1,00	0,47
32–2–69–71	"	–0,49	–0,31	1,06	0,29	–2,00	–2,27
41–7–144–146	Верхний апт – баррем	–0,13	0,02	0,73	0,31	–0,94	–1,16
42–1–56–58	Баррем (?)	–0,07	0,04	–0,01	0,69	1,75	1,61
43–2–138–140	Баррем	–0,25	–0,17	0,31	0,23	–0,29	–0,40
80–1–18–21	"	–0,24	–0,23	0,01	0,02	–0,14	–0,15
80–2–86–88	"	–0,29	0,12	1,17	1,52	1,06	0,50

Примечание. 1 – собственное значение, 2 – значение после вращения.

Рис. 17. Распределение значений Al/Ti, Fe/Ti; Fe^{3+}/Fe; Cr/Ti · 10^4; Ga/Ti · 10^4 в главных типах вулканокластических осадочных пород скв. 462А (см. табл. 4)

Типы пород: I – толеитовый базальт, II – песчаник вулканокластический, алевритовый, смектитовый (обр. 80–1–18–21, 80–2–86–88), III – песчаник вулканокластический алевритовый (обр. 43–2–138–140), IV – вулканокластический смектитовый алевролит (обр. 22–2–70–72, 22–2–88–90, 23–1–4–6), V – вулканокластический алевритовый песчаник с контактово-гидротермальными изменениями (обр. 32–2–69–71, 41–7–144–146), VI – глина по гиалопелиту, сложенная железисто-магнезиальным смектитом (обр. 14–1–75–78, 32–1–105–107).

1 – относительное накопление компонента; *2* – относительное выщелачивание компонента; *3* – содержание компонента в толеитовом базальте



го материала показывают, что их накопление происходило в результате деятельности турбидных потоков. Этот тип осадочных образований, так же как и механизм их формирования, детально рассмотрены в работах Ф. Кюнена [Kuenen, 1953] и А. Боумы [Bouma, 1962, 1963]. В исследуемых осадочных породах установлено большинство структурно-текстурных разностей осадков, характерных для турбидитов. Не исключено, что некоторые типы пород с косой слоистостью сформировались при участии подводных течений. Широкое развитие турбидитов вполне естественно для областей глубоководной океанической седиментации с активным тектоническим режимом и многократными проявлениями вулканической деятельности.

Присутствие в некоторых горизонтах крупнозернистых разностей осадочных пород (вплоть до конгломератов и брекчий) свидетельствует о том, что зарождение некоторых мутьевых потоков происходило на поднятиях дна в непосредственной близости от местоположения скв. 462А. Естественно, что материал, слагающий эти горизонты, испытал ограниченные перемещения. На неровную поверхность дна указывает также присутствие текстур оползания в осадках. Некоторые из них представляют собой неразвившиеся мутьевые потоки, в них перемещение материала по склону имело крайне незначительные масштабы.

Существенное значение в ходе литификации осадков и превращения их в осадочные породы имело взаимодействие осадков с морской водой, а также гидротермаль-

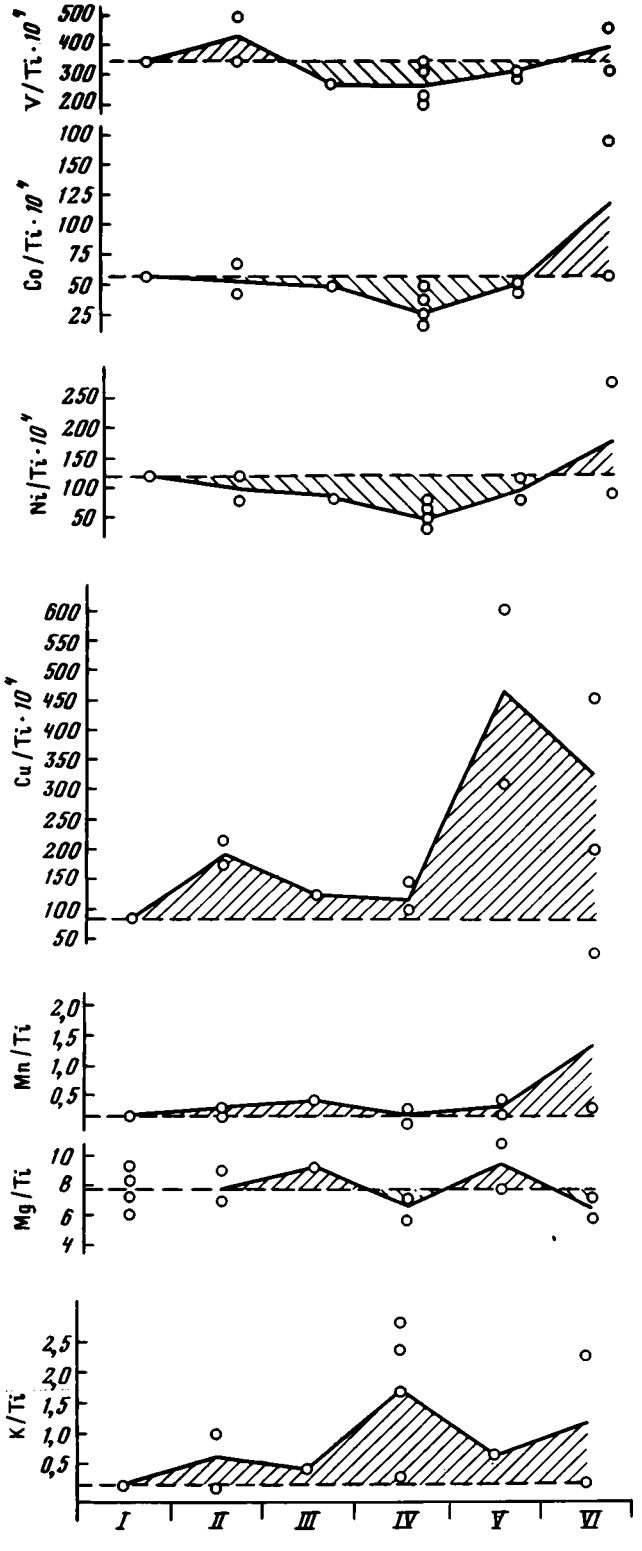


Рис. 18. Распределение значений K/Ti, Mg/Ti, Mn/Ti, Cu/Ti · 10^4, Ni/Ti · 10^4, Co/Ti · 10^4, V/Ti · 10^4 в главных типах вулканокластических осадочных пород

Условные обозначения см. на рис. 17

ные и контактово-метасоматические процессы. С контактово-метасоматическими процессами было связано формирование аутигенных актинолита, тремолита и томсонита, характерное для вулканокластических пород кернов 32, 40 и 41. Под воздействием гидротермальных процессов, проявившихся в той или иной степени во всех литологических разностях осадочных пород, происходило формирование анальцима и вайракита. На низкотемпературных этапах гидротермального процесса могло развиваться также замещение Fe, Mg-смектитом вулканического стекла или продуктов его более ранней палагонитизации.

Геохимическое изучение вулканокластических осадков мела дает основание считать, что они являются продуктами преобразования материала толеитовых базальтов при их взаимодействии с морской водой. Заметное влияние на геохимию этих процессов оказали явления гидротермального (в ряде случаев – контактового) изменения. В последовательности пород (толеитовые базальты – их вулканокласты: песчаники, алевролиты – алевритовые глины – Fe, Mg-смектитовые глины) наблюдается отчетливое возрастание содержаний K, Fe^{3+}, Mn и тяжелых металлов: Cu, Ni, Co, V. Отмечается также аналогичная тенденция возрастания интенсивности переработки вулканогенного материала, усиления аутигенных процессов от нижних горизонтов разреза (готерив) к верхним (сеноман).

ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНОВ ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОР МАРКУС-НЕККЕР[1] (РЕЙС 62-й)

Во время 62-го рейса "Гломара Челленджера" было пробурено пять скважин: в пределах подводного склона гор Маркус-Неккер (скв. 463) и в пределах возвышенности Хесса (скв. 464, 465, 465А и 466). Изучение вещественного состава, текстурных и структурных особенностей позволило выделить в разрезе основные макрофации и фации осадков. В главе приводятся данные по генезису, палеогеографическим условиям седиментации и нефтематеринскому потенциалу меловых сапропелевых отложений. Особое место занимают вопросы идентификации минералов глинистой фракции, выяснение распределения ассоциаций глинистых минералов по возрастным стратиграфическим интервалам, выявление генетических связей глинистых минералов с литолого-фациальными типами осадков.

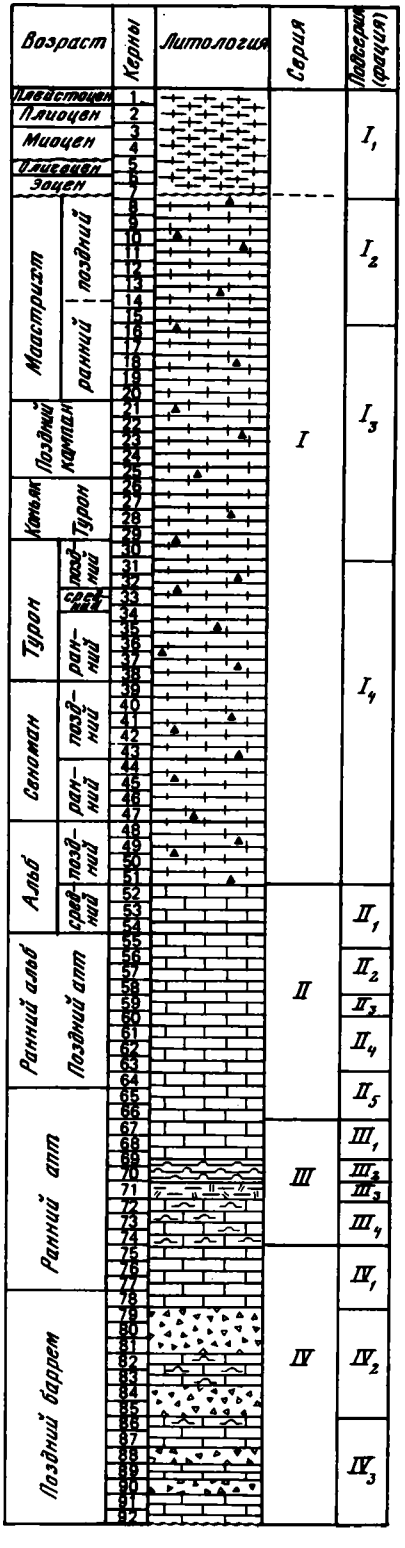
ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СЕВЕРО-ЗАПАДА ГОР МАРКУС-НЕККЕР

Скв. 463 расположена в северо-западной части подводного склона гор Маркус-Неккер. Устье ее находится на глубине 2525 м; она прошла 820 м по осадочным породам и остановилась в них, не достигнув базальтового ложа. Согласно данным бортового журнала 62-го рейса, основная по мощности часть разреза осадочной толщи, равная примерно 765 м, относится к мезозою и лишь верхние 50–55 м датируются кайнозоем. В возрастном отношении толща не занимает целиком хронологическую шкалу: в ней совсем или частично отсутствуют отдельные стратиграфические горизонты (рис. 19). Очевидно, периоды осадконакопления чередовались с периодами (разной длительности) седиментационных перерывов.

Наиболее полно представлены здесь отложения верхнего баррема, апта, альба, сеномана и турона. За баррем-сеноманское время накопилась самая мощная часть толщи (~ 565 м). Выше нее фиксируются относительно маломощные (~ 70 м) отложения нижнего сантона, сантон-кампана и нижнего кампана. Заканчивается мезозойская часть разреза маастрихтскими слоями общей мощностью ~130 м. С конца нижнего маастрихта наступил перерыв в осадконакоплении, который длился до начала эоцена. Кайнозойские отложения (общей мощностью ~ 55 м) представлены нижним эоценом, верхним олигоценом, верхним миоценом, нижним и верхним плиоценом и плейстоценом.

В рассматриваемом разрезе осадочная толща сложена в основном породами, которые генетически связаны с биогенными осадками: то сугубо карбонатными, то кремнезем-карбонатными, то существенно кремнеземистыми. Интересным исключением являются породы, слагающие среднюю часть нижнеаптских отложений разреза (керны

[1] Горы Маркус-Неккер в американской литературе называются Mid-Pacific Mountains.



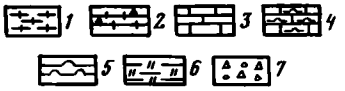


Рис. 19. Разрез скв. 463

1 – фораминиферово-кокколитовый ил; *2* – фораминиферово-кокколитовый мел с прослоями кремня; *3* – известняк пелитоморфный; *4* – известняк с радиоляриями; *5* – радиоляриты; *6* – туфогенные алевролиты; *7* – брекчия с обломками известняков

74–69). Эти породы обязаны своим происхождением биогенно-пирокластическим осадкам. Совершенно особые породы (не биогенного генезиса) участвуют в составе самой нижней части разреза осадочной толщи. Это – брекчии и гравелиты, состоящие из обломков известняков, раковин моллюсков и др.

Уже при описании керна скв. 463 на борту корабля[1] весь разрез осадочной серии был расчленен на четыре неравные по мощности части – серии, а самая верхняя часть (серия 1) – еще и на две части (подсерии).

В нижнюю часть (серия IV) были объединены ритмично чередующиеся обломочные(мелководные) и пелитоморфные (глубоководные) известняки.

В вышележащую часть (серия III) разреза вошли литологически различные породы: известняки, мергели, аргиллиты, вулканические туфы и известково-кремнистые породы, содержащие $C_{орг}$ (до 4,3%). Вторая часть (серия II) разреза сложена пестроокрашенными известняками. Низы верхней части (подсерия I_2) состоят из фораминиферово-нанновых и нанновых пород разной степени уплотнения (известняк, мел). Верхи верхней части (подсерия I_1) образованы нанновыми илами.

Такое расчленение толщи должно было естественно возникнуть при визуальном осмотре керна, когда бросаются в глаза прежде всего такие признаки пород, как их окраска, степень литификации, гранулометрия и основной вещественный состав.

При камеральной обработке материала (микроскопические и другие исследования пород) уточнилась литологическая характеристика разреза, выявились фациально-минералогические критерии расчленения толщи, получили освещение некоторые вопросы генезиса отложений и истории образования толщи в целом.

[1] Данные бортового журнала 62-го рейса.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗА ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПО СКВ. 463

В камеральный период, изучая керновый материал скв. 463, мы преследовали две цели: 1) выявление фациальных условий накопления первичных осадков, из которых образовались породы мезозойско-кайнозойской толщи, и 2) воссоздание геологической истории формирования этой толщи, отразившейся, в частности, на строении разреза и характере постседиментационных изменений пород.

При этом было обращено специальное внимание на одно из основных положений генетической литологии, которое можно сформулировать следующим образом. В каждой осадочной породе все характеризующие ее признаки подразделяются на две группы. Первая группа объединяет признаки, унаследованные породой от исходного для нее осадка, и называются эти признаки первичными, или генетическими. Они отражают фациальные условия накопления и первых стадий диагенеза осадочного материала. Вторая группа признаков приобретается породой на разных стадиях ее постседиментационных изменений в процессе формирования и дальнейшего существования толщи в целом. Эти признаки называются вторичными, наложенными; они, кстати, могут сильно затушевывать в породе первичные признаки осадка.

В нашем конкретном примере (разрез по скв. 463) к первичным признакам относятся следующие: 1) состав фаунистических остатков и соотношения биогенных форм SiO_2 и $CaCO_3$; 2) доля участия в осадке детритного (переотложенного) материала, глинистого вещества и биогенных остатков; 3) примесь пепловых частиц; 4) присутствие сапропелевого материала; 5) характер первичной слоистости и степень ее биотурбации; 6) диагенетическая микрослоистость, которая образовывалась в илу при раздельной коагуляции многокомпонентных гидрогелей. К первичным (раннедиагенетическим) признакам, возможно, относится и наличие аутигенных монтмориллонитов, цеолитов, сидеритов, возникавших при разложении вулканических стекол и при воздействии на свежий осадок термальных минерализованных вод. Вторичные признаки пород: 1) перекристаллизация остатков организмов; 2) выщелачивание в одних случаях биогенного кремнезема, а в других – биогенного карбоната; 3) переход органического кремнезема в глобулярный опал; 4) превращение (раскристаллизация) аморфного кремнезема в кристаллическую разность, определяемую оптически как халцедон, а рентгеноскопически – как кристобалит; 5) замещение скелетных остатков радиолярий кальцитом и выполнение нитевидных извилистых трещин в затвердевшей породе кальцитом и баритом.

Следы постседиментационных изменений пород дают представление о геологических факторах, действовавших при накоплении осадочной толщи и в течение ее дальнейшего существования. Приведем несколько примеров. Выщелачивание из породы биогенного кремнезема с метасоматическим замещением его кальцитом и заполнение кальцитом же (иногда вместе с баритом) трещин в этой породе говорят о проникновении в уже литифицированную породу газово-жидких щелочных растворов. Присутствие в породах обильного пирокластического материала со следами его диагенетической переработки при участии термальных минерализованных вод свидетельствует о вспышке вулканической деятельности в соответствующих областях океана и об относительной близости границ гидротермальных полей.

Выше уже отмечалось, что описываемый разрез мезозойско-кайнозойской толщи легко делится (главным образом по внешним признакам пород и их основному составу) на четыре серии. Результаты изучения в породах первичных признаков исходных осадков и вторичных преобразований пород в общем подтвердили справедливость такого расчленения толщи, только несколько сместились границы некоторых серий. Иную литолого-генетическую характеристику получили сами серии, а в нижних двух частях разреза (серии III и IV) выявились и подсерии.

Итак, в данном конкретном разрезе в кайнозойско-мезозойской толще наметились

четыре последовательные серии отложений, каждая из которых отражает общую обстановку седиментации, господствовавшую относительно стабильно в масштабе целого региона. Эту обстановку и соответствующие ей отложения мы называем макрофацией. Закономерная смена по разрезу макрофаций позволяет выявить главные этапы развития геологических событий регионального плана. Естественно, что в любом участке региона могли существовать и свои, местные, менее устойчивые условия седиментации. Они наделяли осадки особыми признаками, которые дополняли признаки, характерные для данной макрофации. Вот такие, более местные условия аккумуляции осадочного материала мы называем фациями. Макрофация могла включать несколько фаций. Если фациальные условия порождали закономерное сочетание различных по гранулометрии и составу осадков, то каждый обособленный осадок рассматривается нами как генетический тип. Следовательно, фация, в свою очередь, может быть представлена несколькими генетическими типами.

Опишем схему расчленения (см. рис. 19) серии и подсерии и дадим в исторической последовательности краткие характеристики условий осадконакопления регионального масштаба (макрофаций) и местного (фаций). Нумерация серий и других подразделений толщи дается сверху вниз по разрезу, как это принято на "Гломаре Челленджере", а описание толщи ведется снизу вверх, т.е. в хронологическом порядке.

Серия IV – макрофация 4 (керны 75–92). В этой серии отложений переслаиваются два резко различных типа пород: 1) кластогенные карбонатные породы, содержащие обломки оолитовых и органогенно-детритусовых известняков и т.п., и 2) биогенные, пелитоморфные известняки со скелетными остатками радиолярий.

Для всех пород описываемой макрофации характерны их сильная литификация и вторичная карбонатизация. В породах часто встречаются трещинки и микропоры, выполненные зернистым кальцитом (местами вместе с баритом). Остатки радиолярий почти нигде не сохраняют первичную сетчатую микроструктуру: они представлены то одним глобулярным опалом, то глобулярным опалом вместе с халцедоном, то чистым халцедоном (кристобалит). В некоторых случаях в результате определенных вторичных процессов кремневые скелеты радиолярий либо нацело выщелачивались (и породы приобретали микропористую текстуру), либо метасоматически замещались кальцитом (и содержание $CaCO_3$ в породах повышалось до 95%). Создается такое впечатление, что процесс изменения первичного опалового скелета радиолярий протекал стадийно: сначала (в одну из стадий диагенеза) растворялся органогенный кремнезем и выпадал хемогенный, глобулярный опал, а далее (уже при эпигенезе) опал раскристаллизовывался в кристобалит (халцедон).

Интересно, что ни в одной из пород серии IV не встречаются раковинки фораминифер.

Кластогенные известняки или известковистые брекчии (керны 79–81, 83–85, 88 и 90). В состав обломочного материала этих пород входят несортированные по величине (размером от долей миллиметра до 2–3 см) и обычно почти не окатанные обломки органогенно-детритусовых и оолитовых известняков (с зернистым, перекристаллизованным цементом), известняков с микрокомковатой текстурой, раковин моллюсков и члеников криноидей (некоторые из них окремнены), а также много единичных (целых и обломанных) ооидов и их агрегатов, закатанных в общую карбонатную оболочку. Как ничтожная примесь присутствуют алевритовые и более мелкие частицы кварца, полевых шпатов, хлорита, глауконита, монтмориллонита. Отмечаются остатки скелетов радиолярий (образованные халцедоном) и обломки спикул кремневых губок (редко). Цементируется кластический материал пелитоморфным карбонатом, который местами включает извилистые тонкие прожилки кальцита. Обращает на себя внимание то, что почти каждый обломок (известняков, раковин, оолитов и др.) здесь бывает окутан тонкой криптокристаллической пленкой, которая часто почти сливается с цементом пород и улавливается с трудом. Эта пленка, вероятно, образовывалась в процессе транспортировки материала в условиях густого, пластообразного потока.

Пелитоморфные биогенные известняки (керны 75–78, 82–83, 86–87, 89 и 91–92). Основная масса известняков криптокристаллическая, сильно уплотненная, в ней редко можно заметить полурастворенные кокколиты – свидетельство биогенной природы исходных осадков. В переменном (но местами – в значительном) количестве присутствуют остатки радиолярий, а изредка – и спикулы кремневых губок. В бескарбонатной части этих пород, помимо кремнезема, заметную роль может играть глинистое вещество (монтмориллонитового ряда); единичны частицы кварца, полевых шпатов, хлорита. Как исключение встречаются тончайшие глинистые прослои (и короткие линзочки), обогащенные углеродистым веществом (сапропелевого происхождения). Пирит кое-где образует мелкие аутигенные скопления и часто развивается по остаткам радиолярий. Радиоляриевые скелеты, образованные глобулярным опалом, обычно включают (соизмеримые с глобулями) монтмориллонитовые частицы.

В пределах описываемой части разреза (серия IV) обломочные известняки образуют примерно четыре самостоятельных горизонта, а пелитоморфные – шесть. Брекчии всех трех горизонтов сходны между собой, и, вероятно, их происхождение связано с одним генетическим типом осадка. Пелитоморфные известняки, напротив, проявляют разнообразие, которое отражает (в основном) особенности исходных осадков, а также различия в процессах их последующих преобразований.

В распределении по разрезу обломочных и биогенных известняков и литогенетических типов пелитоморфных известняков выявляется определенная закономерность. Она позволяет разбить серию IV по крайней мере на три подсерии, каждая из которых объединяет отложения одной фациальной зоны с характерными для нее особенностями осадков (генетических типов). К сожалению, в этом интервале разреза был очень небольшой выход керна (~12%), поэтому границы между разнородными слоями пришлось провести лишь условно.

Наметилась следующая закономерность.

Нижняя подсерия IV_3 – фация 4_3 (керны 84–89) – характеризуется преобладанием пелитоморфных разностей карбонатных пород над обломочными (~ 63%). Пелитоморфные известняки часто состоят на 90–92% из карбонатного материала, в них почти все скелетные остатки радиолярий замещены кальцитом, нередко встречаются тонкие прожилки кальцита и барита. Глинистое вещество присутствует в ничтожном количестве. Вблизи брекчиевидных горизонтов порода содержит мелкий раковинный детрит и единичные обломки известняков.

Средняя подсерия IV_2 – фация 4_2 (керны 78–83) – отличается от нижележащей обратным соотношением мощностей пелитоморфных (~ 32%) и обломочных известняков (~68%). Главное же отличие заключается в характере пелитоморфных пород. Они произошли из сильноглинистых и богатых остатками радиолярий, наннових илов. Глинистое вещество образует мелкие линзы и тонкие прослои; некоторые глинистые прослои бывают окрашены в бурый цвет коллоидальным органическим (сапропелевым) веществом. В породах проявляется перистая, волнисто-тонкослоистая, прерывисто-горизонтальная слоистость.

Верхняя подсерия IV_1 – фация 4_1 (керны 75–77) – сложена исключительно пелитоморфными известняками и при этом весьма однородными. Бескарбонатная часть пород, составляющая не больше 10–15%, принадлежит глинистому материалу и аморфному кремнезему. Основная масса известняков представлена криптокристаллическим карбонатом и обладает микропористостью за счет нацело выщелоченных мелких радиоляриевых скелетов. Только в самом основании подсерии остатки радиолярий замещены кальцитом, и тут же имеются нитевидные трещинки, выполненные кальцитом.

Серия IV, представленная чередованием литологически и генетически весьма различных пород, вызывает большой интерес у исследователей. Однако пока нет единого мнения относительно общей обстановки накопления исходных осадков, сформировавших эту серию. Несомненно, что по материалам одной скважины, да еще при

малом выходе керна (~12%), трудно с уверенностью судить о происхождении серии в целом. Тем не менее некоторые предположения высказать можно.

Мы полагали, что биогенные наннопланктонные и радиоляриевые илы накапливались в относительно глубоководной зоне. Но эта зона примыкала к менее глубоководной, к зоне периферической части островного шельфа. Поэтому периодически (в силу, вероятно, тектонических причин) происходило смещение границ этих зон. В результате биогенные карбонатно-кремнеземистые осадки перемежались с известково-обломочными, брекчиевидными. Судя по составу кластогенного материала брекчий, источником его служили мелководные оолитовые, мелкокомковатые и органогенно-обломочные (с остатками иглокожих, моллюсков и т.д.) известняки. К моменту размыва эти известняки были уже сильно уплотнены, частично перекристаллизованы и местами окремнены. Надо думать, что возраст мелководных известняков был древнее баррема.

Общеизвестно, что присутствие в центральных частях океанов мелководных осадков обусловливается существованием там островов (вулканического или тектонического[1] происхождения). Обломочный материал барремских брекчий поступал в область седиментации с помощью густых, пастообразных потоков. Возможно, эти потоки распространялись по периферии шельфа.

Интересно отметить, что отложения, объединенные нами в серию IV, претерпели ряд постседиментационных преобразований. Они были сильно уплотнены, остатки наннопланктона перекристаллизованы в однородную пелитоморфную массу, скелеты радиолярий в большинстве своем были замещены либо хемогенным глобулярным опалом, либо кристобалитом. Некоторые изменения в породах могли происходить и при участии гидротермальных процессов. Например, полное удаление кремнезема из пород и замещение его карбонатом должно было идти под влиянием сильнощелочных растворов.

Серия III – макрофация 3 (керн 69, секция 6 – керн 76, секция 3). Эта серия отложений по сравнению с нижележащей имеет малую мощность (~45 м) и представлена литологически разными, но генетически связанными между собой породами: радиоляриевыми известняками, туфогенными кремнисто-монтмориллонитовыми аргиллитами, известковистыми радиоляритами, обогащенными сапропелевым материалом и др. По общим условиям осадконакопления макрофация 3 (серия III) отличается от макрофации 4 (серии IV) существенными особенностями. Во-первых, в зону аккумуляции осадочного материала уже почти не поступали обломки известняков – устойчиво господствовал биогенный седиментогенез. Во-вторых, в осадки постоянно привносился, иногда в изобилии, вулканический пепел, а возможно, временами усиливался и гидротермальный подток в свежие осадки. В результате особенно больших пеплопадов в осадках развивались специфические постседиментационные (диагенетические) процессы – возникали аутигенные монтмориллониты, цеолиты, сидерит.

Закономерная смена по разрезу литологически различных пород позволяет расчленить рассматриваемую серию III на четыре подсерии, которые отвечают четырем фациальным типам исходных осадков.

Подсерия III_4 – фация 3_4 (керн 71, секция 4 – керн 74, секция 7) – является наибольшей по мощности (~30–35 м) и состоит из пород, в общем близких к пелитоморфным известнякам серии IV в целом. Главными компонентами подсерии III_4 являются биогенные пелитоморфные породы, богатые остатками радиолярий, с обломками мелких спикул кремневых губок, с тонкими прослоями и микролинзами глинистого вещества. Остатки радиолярий в большинстве случаев образованы чистым халцедоном или халцедоном вместе с глобулярным опалом; изредка сохраняются радиоляриевые скелеты с первичной опаловой органогенной структурой; в редких прослоях остатки радиолярий замещены кальцитом. Породы бывают разбиты (поперек слоистости) тонкими трещинками, выполненными кальцитом или халцедоном.

[1] Интенсивное воздымание отдельных блоков.

Вблизи основания подсерии III_4 залегает прослой (керн 74, секция 3) чистого пеплового туфа – витрокластического, с небольшой примесью кристалло- и литокластов (обломки плагиоклазов и гиалобазальта), с единичными скелетами радиолярий; карбонатность туфа низкая – около 10–15%.

Выше (керн 73, секция 3). зафиксирован слой известковой брекчии, вполне аналогичной обломочным известнякам серии IV. Описываемая брекчия состоит из кусков оолитовых, органогенно-обломочных и микрокомковатых известняков, кусков крупных раковин, остатков иглокожих и т.д. Изредка встречаются куски эффузивных пород андезитового ряда (фенокристы нацело кальцитизированных плагиоклазов погружены в пилотакситовую основную массу). Цемент в брекчии – пелитоморфный и зернистый кальцит.

Еще выше по разрезу (керн 71, секция 4) в пелитоморфных известняках с радиоляриями встречаются единичные обломки органогенно-детритусовых известняков и члеников криноидей. Многие скелеты радиолярий здесь карбонатизированы.

Во всех породах подсерии III_4 отмечается бледно-зеленый аутигенный монтмориллонит; обычно он заполняет центральную часть радиоляриевого скелета (внешняя оболочка сохраняется опаловой).

Подсерия III_3 – фация 3_3 (керн 70, секция 6 – керн 71, секция 3) – имеет очень малую мощность (~ 4,5–5 м), но характеризуется большим разнообразием и своеобразием пород – это в основном радиоляриево-монтмориллонитовые (в прослоях цеолитизированные) и монтмориллонитовые (с аутигенным сидеритом) аргиллиты. Все эти породы образовались из биогенных, преимущественно радиоляриевых илов, насыщенных тонким пепловым материалом. Последний уже в диагенезе подвергался сильному разложению, образовывались аутигенные монтмориллониты, цеолиты, сидерит, кальцит.

Мельчайшие осколки вулканических стекол иногда улавливаются под микроскопом (в иммерсионных препаратах) в тонких фракциях этих пород. Обращает на себя внимание характер кремнеземистого и карбонатного материалов пород подсерии III_3, Кроме реликтов органогенного кремнезема (радиоляриевого, реже кремневых губок), в породах часто можно видеть и хемогенный глобулярный опал, который развивается вне зависимости от скелетов радиолярий, образуя линзы, расплывчатые пятна сплошной однородной изотропной массы. Остатки радиолярий в большинстве были замещены бледно-зеленым монтмориллонитом или агрегатом бесцветных моноклинных кристалликов цеолита (клиноптилолита). Важно подчеркнуть, что нигде в породах подсерии III_3 не встречаются скелеты радиолярий, замещенные глобулярным опалом или халцедоном (кристобалитом). Это свидетельствует о том, что процессы метасоматического замещения остатков радиолярий монтмориллонитом и цеолитом протекали в одну из самых ранних стадий диагенеза.

Биогенный карбонат в этих породах почти отсутствует. Возможно, из-за относительной скорости накопления пепла мало успевало осесть в осадок такого легкого и тонкого материала, как остатки наннопланктона. Характерно, что там, где основная монтмориллонитовая масса аргиллитов все же содержит кокколиты, они все хорошей сохранности, не несут явных следов растворения. Это тоже служит доказательством того, что и монтмориллонитизация всего осадка происходила на тех же ранних стадиях диагенеза. В отдельных прослоях (например, керн 70, секция 7) основная масса породы состоит из хемогенного кальцита, в которую включены остатки радиолярий (с биогенным опаловым скелетом или полностью замещенные цеолитом), реликты осколков вулканических стекол и аутигенный сидерит. Изометричные и неправильной формы зернистые агрегаты (иногда с неясной сферолитовой структурой) аутигенного железосодержащего карбоната (сидерита ?) присутствуют и в монтмориллонитовых аргиллитах.

Подсерия III_2 – фация 3_2 (керн 70, секция 6 – керн 69, секция 3) – имеет мощность около 9 м и объединяет оригинальные породы, которые заслуживают спе-

циального внимания — это в основном слабоизвестковистые силициты с относительно высоким содержанием органического углерода (до 7,0%). Детальное изучение этих пород и органического вещества провели П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова, и результаты их исследований изложены в самостоятельном разделе данной главы.

Силициты или почти бескарбонатны (5–7% $CaCO_3$), или заметно известковисты (до 35% $CaCO_3$). Кремнезем в виде халцедона (кристобалита) и глобулярного опала замещает скелетные остатки радиолярий и спикул кремневых губок. Почти во всех породах остатки радиолярий преобладают, поэтому главными компонентами подсерии III_2 являются радиоляриты. В отдельных же прослоях (керн 70, секция 3) большую роль играют спикулы губок и породы могут быть названы радиоляриево-спонголитовыми. Кроме кремнезема, пространственно связанного с остатками микроорганизмов, его хемогенная аморфная разновидность образует линзовидные и неправильной формы обособленные участки, а местами составляет сплошную однородную основную массу пород.

Органогенный углерод представлен здесь бурым коллоидальным веществом и мельчайшими округлыми непрозрачными тельцами, которые, по определению Л.И. Боголюбовой, являются остатками микроводорослей типа dinoflagellatea.

Породы обладают тонкой прерывистой волнисто-линзовидной микрослоистостью; она обусловлена соответствующим расположением органического коллоида и вытянутых в одном направлении мелких коротких линз бледно-зеленого глинистого вещества монтмориллонитового ряда. Во всех линзах монтмориллонит проявляет метаколлоидальную природу: он раскристаллизован в волнисто- и лучистогаснущую, ярко поляризующую массу. Нигде не проявляется в этих линзах чешуйчатая, терригенная структура глинистого материала. Создается такое впечатление, что в линзах монтмориллонит — аутигенный, выпал из коллоидного раствора и в диагенезе претерпел раскристаллизацию. Нам представляется, что линзовидно-волнистое расположение органического вещества и аутигенного монтмориллонита есть результат раздельной коагуляции сложного, органоминерального гидрогеля, который поступал в область аккумуляции и пропитывал кремнеземистый илистый осадок. При выпадении из коллоидного раствора гидрозолей происходило их обособление, которое и сообщало соответствующую микрослоистость диагенетически преобразованному осадку.

В подсерии III_2 встречен прослой (керн 71, секция 3) карбонатизированной туфогенной кремнеземистой породы. Она имеет светлую зеленовато-палевую окраску, содержит мелкие осколки кислых вулканических стекол, аутигенные агрегаты цеолита, реликты скелетов радиолярий и состоит в основном (89% $CaCO_3$) из хемогенного карбоната (зерна расплывчатой формы).

Вверх по разрезу породы постепенно становятся более карбонатными, в них убывает количество органического углерода.

Подсерия III_1 — фация 3_1 (керн 67 — керн 69, секция 3) — имеет мощность ~ 9 м. Она образована главным образом зеленовато-серыми пелитоморфными нанновыми известняками с прослоями известковистых радиоляритов ($CaCO_3$ ~ 35%). В последних остатки радиолярий образованы глобулярным опалом вместе с халцедоном. Улавливаются реликты былой примеси пепловых частиц. Изредка встречаются пирокластические осколки зерен роговой обманки и пироксена. В интервале керна 69 (секция 3) в известняке скелеты радиолярий карбонатизированы. В некоторых породах подсерии III_1 в пелитоморфной массе известняка рассеяны изометричные агрегаты аутигенного сидерита, обычно сильно окисленного.

Серия II — макрофация 2 (керны 53–66). Эта серия мощностью ~130 м объединяет породы, резко отличные от пород серий III и IV. Это — фораминиферово-нанновые известняки с тонким раковинным детритом. Среди последнего различаются обломки створок остракод; изредка встречаются и целые, но единичные остракодовые раковины. Известняки слабоглинистые (~10–15% частиц < 0,01 мм), биогенный кремнезем для них не характерен: прослои со скоплениями скелетов радиолярий редки и были обнаружены лишь в нижней и самой верхней частях серии II (керны 60 и 57). Всюду

скелеты радиолярий мелкие и обычно бывают либо почти нацело выщелочены, либо заполнены тонкокристаллическим халцедоном.

По внешнему виду известняки серии II выделяются окраской и текстурными особенностями. При описании влажного керна на борту "Гломара Челленджера" эти породы были названы пестроцветными известняками. В сухом состоянии они имеют светлую окраску пастельных тонов: зеленовато-палевую, палевую, розовато-палевую. Очень своеобразна "текстура" известняков, которая видна в них даже невооруженным глазом. В срезе поперек наслоения известняка проявляется отчетливый рисунок микроперистой, линзовидной, прерывисто-горизонтальной или какой-либо другой слоистости. И только внимательное изучение этого рисунка заставляет усомниться в том, что он действительно отражает первичную слоистость исходного осадка, т.е. слоистость, функционально связанную с динамикой наддонных вод. Как известно, любая первичная слоистость обычно бывает чем-нибудь выражена или подчеркнута. Она может быть обусловлена различиями в гранулометрии или вещественном составе слоев, разными углами наклонов косых серий слойков и т.д. Характер слоистости иногда хорошо оттеняют присыпки на плоскостях наслоения терригенных слюдистых и углистых частиц и т.д. В описываемом же случае оказывается, что слоистость пород не первична и не связана с характером движения водных масс при осадконакоплении. Это, можно сказать, ложная слоистость, она возникла в диагенезе осадка и обязана своим происхождением соответствующему распределению в осадках сгущений метаколлоидальной гидроокиси железа. Подчеркнем, что и общий тон пород (палево-розовый) связан со слабой, но равномерной пигментацией карбонатного материала тонкодисперсными водными окислами железа. Очевидно, при накоплении осадков серии II в область аккумуляции поступали главным образом мутьевые потоки из биогенного карбонатного материала и железосодержащие коллоидальные растворы. Из последних при коагуляции выпадали хлопья железистых гидрозолей. Кроме того, по всей вероятности, железо вносилось в осадки еще и в форме истинных растворов (как бикарбонат), а в илу происходило окисление железа и гидроокислы равномерно прокрашивали (хотя и слабо) осадки в бледные розоватые тона.

Серия I – макрофация 1 (керны 1–51). Эта серия имеет мощность ~450 м и сложена породами, генетически связанными с глубоководными биогенными осадками. В возрастном отношении эта серия отложений охватывает большой интервал времени: от верхнего альба до плейстоцена включительно.

В альб-туронское время шло накопление наннофораминиферовых и фораминиферово-нанновых илов с частым сочетанием этого карбонатного материала с остатками радиолярий (реже спикул кремневых губок – керн 33). В более позднее меловое время (коньяк–маастрихт) роль биогенного кремнезема в составе илов постепенно уменьшалась. Кайнозойское осадконакопление было уже существенно органогенно-карбонатным.

При бурении кремнистые прослои давали брекчии, и остроугольные, разной величины осколки кремней вминались в достаточно мягкие, податливые меловые породы.

В отличие от всех нижележащих более древних пород, уплотненных до степени известняков, породы серии I являются менее литифицированными (в особенности кайнозойского возраста). Поэтому все мезозойские породы (начиная от верхнеальбских) из этого разреза были названы мелом, а кайнозойские – илом. Для всех пород серии I характерно то, что раковины фораминифер не претерпели заметной перекристаллизации, их камеры всюду полые, нигде не инкрустированы вторичным кальцитом. В тех случаях, когда илы были богаты биогенным кремнеземом, многие раковины фораминифер при постседиментационных процессах нацело замещались (с сохранением своих контуров) халцедоном. Преимущественно кремнеземистые илы в постседиментационные стадии преобразования осадков испытали значительные изменения, отчего первичный опаловый скелет радиолярий нигде не сохра-

нился. В результате стадийных превращений аморфного органогенного кремнистого материала получились крепкие (с раковистым изломом) плотные кремнистые массы кристаллического кремнезема с включениями хемогенного глобулярного опала.

Карбонатные породы, бедные или лишенные кремнистого материала, обладают высоким содержанием $CaCO_3$ (~ 95%). Нерастворимый остаток обычно состоит в основном из пелитоморфного глинистого вещества; изредка в нем отмечается ничтожная примесь алевритовых и более мелких частиц кварца, полевых шпатов, слюд. В породах, обогащенных кремнеземом, количество карбоната может спускаться ниже 40% (керн 36, секция 1), а в нерастворимом остатке, помимо глинистого материала, могут иметь большое значение радиолярии и ядра окремнелых раковин фораминифер.

Уже на борту корабля, по свежему керну, легко выявились различия в характере кайнозойских и мезозойских пород, и это дало право выделить в описываемом разрезе соответственно подсерию I_a и подсерию I_b. При лабораторных исследованиях кернового материала в мезозойской части серии I наметилось три подсерии: таким образом, появилась возможность расчленить серию I на четыре подсерии.

Подсерия I_4 – фация 1_4 (керны 31–51). В этой части разреза был очень малый выход керна, что объясняется литологическими особенностями пород. Здесь наннофораминиферовые и фораминиферово-нанновые, сравнительно слабо сцементированные породы перемежаются с крепкими, слитными кремнями. Последние довольно разнообразны: одни состоят из однородной раскристаллизованной массы кремнезема, в которой кое-где едва улавливаются реликты радиолярий и фораминифер, другие – из кристаллического кремнезема и бесформенных участков опала. В карбонатных породах этой подсерии обычно рассеяны скелеты радиолярий и встречаются единичные, нацело окремненные раковины фораминифер.

Подсерия I_3 – фация 1_3 (керны 16–30) – состоит из фораминиферово-нанновых пород с подчиненными по мощности слоями кремня, с редко рассеянными в карбонатной массе скелетами радиолярий и окремненными раковинами фораминифер. Общая карбонатность пород здесь выше, чем в подсерии I_4; выход керна – тоже выше. Остатки наннопланктона обычно доминируют над остатками фораминифер.

Подсерия I_2 – фация 1_2 (керны 8–15) – объединяет фораминиферово-нанновые и наннофораминиферовые породы уже с очень редкими прослоями кремней и почти без включений отдельных скелетов радиолярий. Общая карбонатность пород устойчиво высокая; нерастворимый остаток обычно состоит в основном из глинистого материала; изредка встречаются единичные частицы кварца, полевых шпатов, слюд.

Подсерия I_1 – фация 1_1 (керны 1–7) – включает отложения кайнозойского возраста, которые залегают на мезозойских с глубоким размывом (над верхнемаастрихтскими слоями сразу идут нижнеэоценовые). Общая мощность кайнозойской серии невелика (~55 м). Все осадки в сухом состоянии имеют светло-коричневый цвет, в них практически отсутствует биогенный кремнезем, общая карбонатность илов высокая (доходит до 99%). Нерастворимый остаток состоит из пелитоморфных глинистых частиц; единичны алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, слюд; присутствует углистая пыль и, что очень характерно, постоянен аутигенный кварцин (эллипсовидные и округлые зерна с перемещающимся черным крестом при скрещенных николях).

* * *

Приведем кратко основные выводы, полученные в результате наших литолого-фациальных исследований мезозойско-кайнозойской толщи по разрезу скв. 463.

1. Формирование описываемой толщи происходило далеко за пределами континентального шельфа. Это была область в океане, куда не доносились с материковой суши алллохтонные продукты размыва и где шло осаждение и переотложение сугубо местного, автохтонного материала. Образовывались преимущественно биогенные илы из остатков то радиолярий, кремневых губок и наннопланктона, то фораминифер и наннопланктона. Когда же эпизодически создавались условия, благоприятные для накопления псефи-

то-псаммитовых осадков (известковых брекчий), то и в этих случаях обломочный материал поступал из местных источников сноса океанического происхождения. Вспышки вулканической деятельности (эруптивной, гидротермальной и т. д.) в океане иногда находили определенное отражение и в характере синхронных осадков рассматриваемой толщи; в них появлялось большое количество витрокластического материала, усиливались гидротермальные процессы, менялся состав фаунистических остатков (увеличивалась роль кремневых организмов) и т. д.

2. Исходные осадки, из которых произошли все породы описываемой толщи, соответствовали четырем разным обстановкам седиментации – четырем макрофациям. В конкретном участке акватории каждая макрофация характеризовалась прежде всего степенью относительной глубоководности и относительной удаленности от области подводных (или надводных) океанических поднятий островного типа (горы Маркус-Неккер). Для мезозойской части разреза четко проявляется определенная последовательность в смене (по времени) отложений всех четырех макрофаций. Эта последовательность позволяет наметить соответственно четыре основных исторических этапа в развитии процесса седиментогенеза и уловить общую тенденцию в эволюции условий осадконакопления на рассматриваемом участке океана за период от позднего баррема до позднего маастрихта.

3. Самый ранний исторический этап (макрофация 4) накопления описываемых отложений охватывает период от позднего баррема до начала раннего апта. В это время интересующая нас область аккумуляции находилась вблизи островного шельфа с очень подвижной границей его периферических зон. Поэтому относительно глубоководные биогенные наннорадиоляриевые осадки часто перемежались с кластогенными осадками (брекчиями). Обломочный материал последних вносился пастообразными потоками из области размыва островов. В состав потоков входили органогенно-детритовые, оолитовые и прочие известняки (явно мелководного происхождения) и эффузивные породы.

Следующий исторический этап (макрофация 3) был краток (в стратиграфической шкале занимает лишь среднюю часть нижнего апта), но очень своеобразен. Активизация вулканической деятельности в соответствующих областях акватории обусловливала обилие пеплопадов на рассматриваемом участке седиментации и усиление подтока минерализованных вод. Стали образовываться высококремнеземистые и витрокластические осадки, которые на ранних стадиях диагенеза (при изменении вулканического стекла) переходили в монтмориллонитовые и кремнезем-монтмориллонитовые глины. В этот период граница островного шельфа отошла от рассматриваемого участка седиментации настолько далеко, что сюда уже, как правило, не доходили потоки, богатые обломками известняков, крупных раковин и т. д. Из зоны шельфа поступали главным образом коллоидальные растворы, состоявшие из глинистого и органогенного (сапропелевого) материалов. В иловых водах происходила раздельная коагуляция гидрогелей, что и обусловливало тонкую, линзовидно-прерывистую микротекстуру углеродисто-глинисто-кремнистых осадков.

Третий этап седиментации (макрофация 2) длился от конца раннего апта до конца среднего альба. Общая обстановка седиментации на рассматриваемом участке океана стала резко иной. Прекратились пеплопады, почти перестали проявляться гидротермальные процессы, синхронные осадконакоплению; главная роль среди биогенных остатков перешла от радиоляриевого и спонголитового материалов к остаткам наннопланктона и фораминифер. Тонко измельченный, многократно переотложенный раковинный детрит (в том числе и створок остракод) засорял фораминиферово-нанновые илы, попадая в них с помощью мутьевых потоков. Замедлился процесс пресипитации материала, обеспечив этим длительное существование на поверхности осадков окислительной пленки, в которой все способное к реакциям железо успевало перейти в гидроокись. Осадки либо равномерно окрашивались в бледно-розовый цвет, либо приобретали пятнистую, прерывисто-линзовидную окраску за счет тонкодисперсных водных окислов железа.

Последний исторический этап мезозойского осадконакопления (макрофация 1)

наступил с начала позднего альба и закончился в позднем маастрихте. Это был период, когда осадконакопление происходило в наиболее глубоководной океанической обстановке (глубина около 2300–3000 м). Процесс аккумуляции материала шел очень медленно, с большими перерывами. Образовывались преимущественно карбонатно-биогенные (фораминиферовые и нанновые) илы. В докампанское время в известковые илы периодически поступало заметное количество органогенного кремнезема, которое и могло обусловить возникновение (при постседиментационных преобразованиях осадочного материала) крепких кремневых прослоев среди слабо литифицированных мелоподобных пород. Позднее содержание биогенного кремнезема в осадках постепенно уменьшалось, и в маастрихте оно стало очень низким.

Кайнозойское осадконакопление происходило здесь примерно в тех же фациальных условиях, что и турон-маастрихтское, т. е. на больших глубинах, но особенно медленно и с особенно значительными седиментационными перерывами.

4. Снизу вверх по разрезу описываемой толщи наблюдается уменьшение степени уплотнения пород. Отложения от позднебарремского до среднеальбского возраста представлены крепкими (неразмокающими в воде) известняками (глубина залегания ~450–820 м). Начиная с верхнеальбских и кончая верхнемаастрихтскими отложениями (глубина залегания ~55–450 м) идет постепенный переход от крепких известняков ко все менее уплотненным породам – мелоподобным и даже илоподобным. Кайнозойские отложения, венчающие осадочную толщу и находящиеся на глубинах ~55 м, почти не уплотнены, имеют илистый характер. Надо заметить, что отложения, объединенные в серии IV и III (глубина 585–820 м), особенно сильно литифицированы. Создается такое впечатление, что в этом случае естественное уплотнение с глубиной усилили пневмо- и гидротермальные процессы, которые проявлялись во время формирования этой части толщи. Следы воздействий этих процессов на уже уплотненные породы обнаруживаются в заполнении трещин кальцитом и баритом, в выщелачивании SiO_2 из остатков радиолярий и образовании полных псевдоморфоз кальцита по радиоляриевым скелетам.

5. Итак, накопление осадков, породивших рассматриваемую мезозойско-кайнозойскую толщу, происходило на фоне постепенного углубления области аккумуляции и удаления ее от границ островного шельфа. В течение позднего баррема – раннего апта на сингенез и литогенез рассматриваемого участка акватории оказывал сильное влияние вулканизм активных областей океана.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА

В задачу исследования входило установление фациальной природы мезозойских и кайнозойских осадков на возвышенности Хесса и реконструкция на этой основе эволюции процессов осадконакопления в данном районе. Для решения этих вопросов была использована методика литолого-фациального анализа, разработанного в Геологическом институте АН СССР [Тимофеев, 1969, 1970] и основывающегося на изучении первичных генетических признаков осадков и пород, т. е. таких особенностей, которые отражают характер первичной среды осадконакопления. К числу таких признаков относятся: цвет, вещественный состав (во всем его разнообразии), текстура, структура, тот или иной набор органических остатков, взаимоотношение с другими осадками, мощность и т. д. В случае пород, подвергшихся глубоким постседиментационным преобразованиям, подобные исследования предполагают "снятие" таких изменений и реконструкцию первичных особенностей осадков. Последовательными этапами работы по этому методу является выделение генетических типов отложений, фаций и макрофаций. Геологический смысл этих понятий рассмотрен при описании особенностей мезозойско-кайнозойского осадконакопления Бискайского залива и плато Роколл [Timofeev et al., 1979].

Таблица 8

Макрофации, фации и генетические типы мезозойских и кайнозойских отложений, вскрытых скв. 464, 465, 465А и 466 (возвышенность Хесса)

Макрофация	Фация	Генетический тип
I. Глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма	1. Глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма	А. Глины цеолитсодержащие, темно-бурые, темные красновато-бурые, черные, неслоистые, с неправильными штрихами и пятнами Б. Глины цеолитсодержащие, желтовато-бурые, бурые, красновато-бурые, желтовато-серые, с пятнами и штрихами темно-бурого и черного цвета, неслоистые или с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью
II. Глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана	1. Органогенно-кремнистых глинистых осадков глубоководной зоны океана	А. Глины кремнисто-радиоляриевые, белые, зеленовато-серые, неслоистые, с неправильными желтыми и буровато-желтыми штрихами и пятнами Б. Глины кремнисто-радиоляриевые, желтые, желтовато- и светло-бурые, неслоистые, с неправильными серыми и зеленовато-серыми штрихами и пятнами
	2. Глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана	А. Глинистые, органогенно-кремнистые илы белые, серые, с редкими пятнами желтого и светло-бурого материала, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью за счет чередования разноокрашенных слойков Б. Глинистые, органогенно-кремнистые илы желтовато-серые, желтые, светло-бурые, неслоистые, со штрихами и пятнами серого и зеленовато-серого материала, иногда с горизонтальной слоистостью
III. Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана	1. Радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана	А. Фораминиферовые и фораминиферово-наннофоссилиевые илы с примесью остатков кремнистых организмов, серые, белые, зеленовато-серые, однородные или со слабо выраженной слоистостью Б. Фораминиферовые и фораминиферово-наннофоссилиевые илы, аналогичные типу А, но без слоистости
	2. Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом	А. Наннофоссилиевый ил белый, серый, голубовато-серый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью или неслоистый, с разноокрашенными штрихами и пятнами, с включением обломков базальтов микроскопических размеров и раковин моллюсков Б. Наннофоссилиевый ил буровато-серый, розовый, желтовато-серый, неслоистый, с неправильными разноокрашенными штрихами и пятнами, с включением обломков базальтов микроскопических размеров и раковин моллюсков
	3. Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом	А. Наннофоссилиевый ил белый, серый, слегка голубоватый или зеленоватый, неслоистый или со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с обломками базальтов макро- и микроскопических размеров и раковин моллюсков Б. Фораминиферово-наннофоссилиевый ил белый, серый, неслоистый, с обломками базальтов макро- и микроскопических размеров и раковин моллюсков

Таблица 8 (окончание)

Макрофация	Фация	Генетический тип
IV. Карбонатных осадков с сапропелевым веществом прибрежной зоны моря	1. Карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега морской седиментации	См. раздел "Меловые сапропелевые отложения гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса" данной главы
	2. Карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами зоны мелководной прибрежно-морской седиментации	

Ниже приводится характеристика литологического и фациального состава осадков в каждой из скважин. Выделенные в разрезе макрофации, фации и генетические типы сведены в табл. 8.

Скважина 464

Эта скважина прошла комплекс мезозойских и кайнозойских осадков начиная с раннего альба (рис. 20). Бурение было прекращено по техническим причинам после углубления на 16 см в сильно измененные изверженные породы: пиллоу-лавы или базальтовый силл в осадочной толще.

Апт – сеноман. Литология апт-сеноманских отложений (серия III, керны 11–34), залегающих выше базальтов, изучена слабо ввиду плохого выхода керна. Обычно это наннофоссилиевые известняки и писчий мел, реже мергели и карбонатные глины, содержащие фрагменты серых, розовых и буровато-серых кремней. Породы содержат планктонные и глубоководные бентосные фораминиферы: в керне 27 – переотложенные бентосные формы неритовых областей. Общая мощность этой пачки 218,5 м, от вышележащих осадков они отделены перерывом. Отложения отнесены к макрофации органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана; установить их фациальную природу оказалось невозможным ввиду низкого выхода керна.

Поздний мел – ранний миоцен. Отложения представлены коричневыми глинами (серия II, керн 5, секция 3 – керн 10), относящимися к макрофации и *фации глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма.* Породы окрашены в разные оттенки коричневого цвета: от светлого желтоватого или красновато-коричневого до темного, почти черного. В верхней и нижней частях этого горизонта преобладают более темные, а в средней – более светлые оттенки окраски. Разноокрашенные разности образуют неправильные прослои, пятна или зоны. В некоторых светлоокрашенных разностях пород фиксируется тонкая горизонтальная слоистость.

Как показывает микроскопическое изучение, глинистая масса имеет тонкодисперсное строение и состоит в основном из частиц меньше 1 мкм, в количестве нескольких процентов присутствуют частицы размером 2–4 мкм. Глинистый материал содержит гидроокислы железа и марганца, более или менее равномерно пропитывающие всю

глинистую массу или образующие в ней бурые, красновато-бурые или непрозрачные сгустки и хлопья размером от нескольких десятков до нескольких сотых долей миллиметра.

Постоянными компонентами осадка являются косточки рыб, плагиоклазы, вулканическое стекло. Обломки косточек рыб имеют размеры до 0,06 мм, неправильную изометричную или удлиненную форму. Обломки плагиоклазов алевритовой размерности изометричны, угловаты или обладают таблитчатыми очертаниями, большинство их характеризуется свежестью, отсутствием замещения или слабым замещением вторичными минералами. Вулканическое стекло представлено бурой или бесцветной разностями. Размер обломков не превышает 0,07–0,1 мм. Бурое стекло, встречающееся наиболее часто, обычно сильно изменено и замещено глинистыми минералами (смектитом). Наиболее вероятно, что они отвечают средним или основным изверженным породам (базальтам). Более редкое бесцветное стекло прозрачно в проходящем свете; при скрещенных николях оно изотропно или обнаруживает слабую агрегатную поляризацию. Такие частицы имеют неправильные очертания, часто остроугольны. Наиболее верояно, что эта разновидность стекла отвечает средним или кислым изверженным породам.

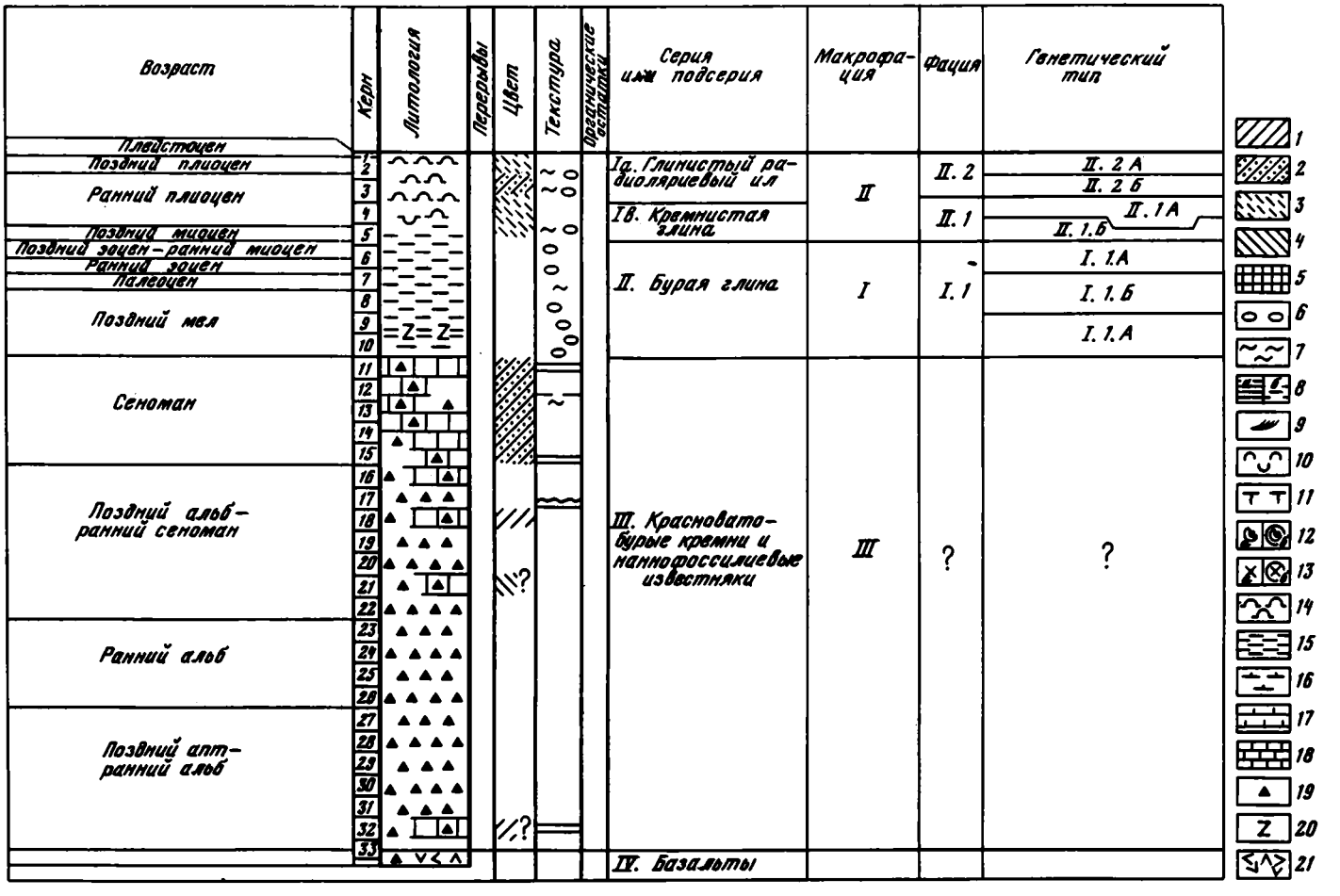
В осадках также установлены: 1) округлые включения глинистого материала того же состава, что и вмещающая их глинистая масса; 2) плохо сохранившиеся остатки радиолярий; 3) кристаллы филлипсита, местами образующие конкреции до 2–4 см в диаметре (рис. 21, *1*, см. вкл.); 4) иногда – неправильные скопления карбоната. В базальных частях горизонта установлены угловатые включения кремня размером до 1,5–2 мм. Практически полное отсутствие остатков карбонатных организмов в осадках указывает на то, что их накопление происходило ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. на больших глубинах. Свидетельством влияния вулканической деятельности на их накопления являются многочисленные обломки базальтов и вулканического стекла и некоторые особенности геохимии. Мощность осадков 53 м.

Поздний миоцен – плейстоцен. Этот интервал представлен кремнисто-глинистыми илами (серия 1) макрофации глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана. Она включает две фации.

Фация органогенно-кремнистых глинистых осадков глубоководной зоны океана (керн 3, секция 4 – керн 5, секция 3) слагается органогенно-кремнистыми глинами, отвечающими раннему плиоцену – позднему и среднему миоцену. Породы окрашены в серый, зеленовато- и коричневато-серый, светло- и желтовато-коричневый, бурый или темно-бурый цвета. Серые, желтовато-серые и светло-коричневые оттенки характерны для верхней части разреза, а бурые – для нижней. Разности, отличающиеся характером окраски, образуют пятна, тонкие линзочки, прослои; мощность последних варьирует от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Различия в окраске определялись соотношениями в содержании глинистого и кремнистого материала, вариациями концентраций железа и марганца, а также с. епенью восстановленности–окисленности осадка.

В соответствии с данными микроскопического и: чения породы состоят в основном из тонкодисперсного глинистого материала и оста ов кремнистых организмов. Глинистый материал сложен агрегатом беспорядочно ориентированных частиц размером не более 2–3 мкм. Кремнистые организмы присутствуют в осадке в количестве от 10–15 до 35–45% (визуальная оценка), их содержание более высокое в верхней части слоя. Среди них преобладают разнообразные радиолярии, в меньших количествах – диатомовые водоросли, спикулы губок и силикофлагелляты. В керне 4 встречен тонкодисперсный карбонатный материал (возможно, измененные остатки наннофоссилий), его концентрации более высоки в верхних секциях. Обычно присутствуют также стяжения бурого, сильно глинизированного стекла и микростяжения гидроокислов железа и марганца. Мощность отложений фации 17,3 м.

Фация глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана представлена глинистыми органогенно-кремнистыми, преимущественно радиоляриевы-


Возраст
Керн
Литология
Перерывы
Цвет
Текстура
Органические остатки
Серия или подсерия
Макрофация
Фация
Генетический тип
Плейстоцен
Поздний плиоцен
Ранний плиоцен
Поздний миоцен
Поздний эоцен–ранний миоцен
Ранний эоцен
Палеоцен
Поздний мел
Сеноман
Поздний альб–ранний сеноман
Ранний альб
Поздний апт–ранний альб
1а. Глинистый радиоляриевый ил
1в. Кремнистая глина
II. Бурая глина
III. Красновато-бурые кремни и наннофоссилиевые известняки
IV. Базальты
II
I
III
II. 2
II. 1
I. 1
?
II. 2 А
II. 2 Б
II. 1 А
II. 1. Б
I. 1. А
I. 1. Б
I. 1. А
?

ми илами или кремнистыми глинами (керн 2 – керн 3, секция 4; в керне 1 и в верхней части керна 2 присутствуют лишь стяжения марганца). По времени накопления осадки отвечают плейстоцену и позднему плиоцену.

Осадки окрашены в серый, зеленовато-серый, оливково-зеленый, оливковый цвета, присутствуют разности со светло- и желтовато-бурой окраской. Последние характерны в основном для нижней части слоя. Окраска имеет довольно неправильный характер: в осадке присутствуют причудливые пятна, линзы, штрихи, неправильные слои, различающиеся, помимо цвета, также соотношением глинистого и кремнистого материала.

Изучение шлифов осадков под микроскопом показывает, что основное значение в их составе имеют кремнистые организмы (40–50%) и глинистый материал (35–45%); в количестве до 10–15% присутствуют остатки интенсивно корродированных кокколитофорид, сильно корродированных планктонных и слабо корродированных глубоководных бентосных фораминифер. Часты фрагменты бурого, сильно глинизированного стекла, полевых шпатов, выделения сульфидов железа. Последние концентрируются обычно во внутренних частях раковин радиолярий.

Видовой состав кремнистых организмов свидетельствует, что накопление осадков происходило в зонах смешения водных масс тропических (или субтропических) и высокоширотных областей. Это характерно и для современного океана вблизи скв. 464.

Правомерность отнесения макрофации к глубоководным образованиям доказывается бедностью или полным отсутствием в них остатков карбонатных организмов и высокой корродированностью встречающихся форм. Об этом же говорит наличие глубоководных бентосных фораминифер. Характерно, что содержание органогенного карбонатного материала уменьшается вниз по разрезу и в основании макрофации (керн 5) они полностью отсутствуют.

Скважины 465 и 465А

Естественным основанием осадочных образований в скважине являются трахиты. Они окрашены в серый или буровато-серый цвет, содержат многочисленные везикулы (до 1,5–2 см в диаметре), а в верхней части сильно трещиноваты, интенсивно замещены глинистым материалом (смектитом). Залегающие выше осадки охватывают интервал времени от альба до плейстоцена (рис. 22).

Альб-сеноман. Пачка оливково-зеленых слоистых, богатых органическим веществом известняков (серия II), представляющих макрофацию карбонатных осадков с сапропелевым веществом прибрежной зоны моря. Макрофация включает две фации.

Фация карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами зоны мелководной прибрежно-морской седиментации включает базальные известняки (керны 37–40). Породы обладают отчетливой горизонтальной или мелкой косой выполаживающейся к основанию слоистостью. Оба типа слоистости обусловлены чередованием слойков мощностью 1–1,5 мм, отличающихся цветом и размерностью слагающего их материала. Содержание косослоистых разностей убывает, а горизонтальнослоистых возрастает вверх по разрезу. Встречаются неслоистые

Рис. 20. Литология, макрофации, фации, генетические типы меловых и кайнозойских отложений скв. 464

Условные обозначения к рис. 20, 22, 23. Цвет: *1* – белый, *2* – серый, светло-серый, белый, иногда голубоватый, *3* – светло- и желтовато-коричневый, красноватый, *4* – коричневый, *5* – оливково-серый (от темного до светлого); текстура: *6* – пятна, *7* – штрихи, *8* – горизонтальная слоистость (*а* – сплошная, *б* – прерывистая), *9* – мелкая косая слоистость, *10* – прерывистая волнистая слоистость, *11* – ходы илоедов; органические остатки: *12* – моллюски (*а* – в керне, *б* – под микроскопом), *13* – растения (*а* – в керне, *б* – под микроскопом); литология: *14* – кремнистые илы, *15* – глины, *16* – наннофоссилиевые и фораминиферово-наннофоссилиевые илы, *17* – писчий мел, *18* – известняки, *19* – фрагменты кремней, *20* – цеолиты, *21* – изверженные породы (трахиты, базальты)

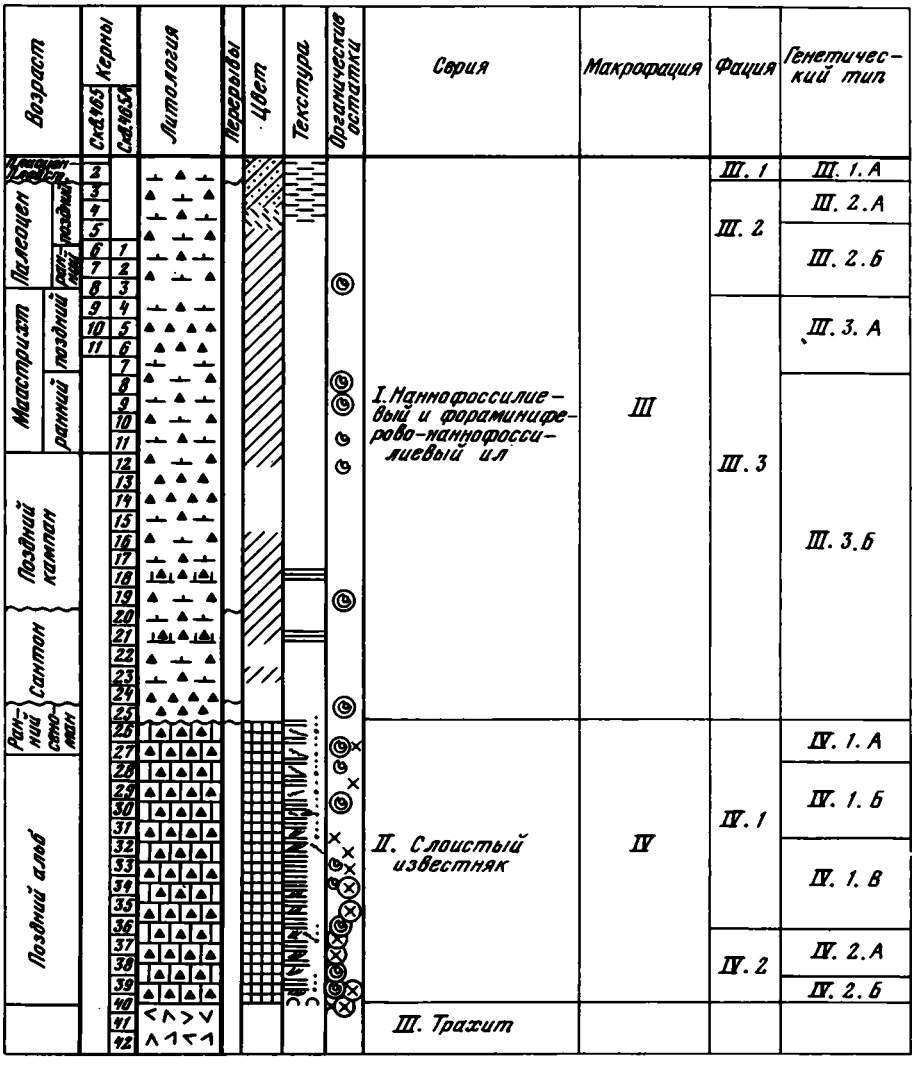


Рис. 22. Литология, макрофации, фации, генетические типы меловых и кайнозойских отложений скв. 465

Условные обозначения см. на рис. 20

разности, обладающие обычно более светлой окраской. Они наиболее характерны для кернов 37 и 38, их мощность составляет 10–15 см. Нижняя граница таких прослоев отчетливая, вверх они постепенно, но быстро переходят в косослоистые или горизонтальнослоистые породы. Чередование пачек, нижние части которых сложены более светлыми неслоистыми, а верхние – более темными горизонтальнослоистыми известняками, придает этой части разреза ритмичность, напоминающую ритмичность турбидитов.

В непосредственной близости от нижней границы (керн 40, секция 1) известняки содержат в большом количестве неправильные обломки кислых плагиоклазов песчаной и мелкогравийной размерности. Здесь нередки прослои известняка, сильно обогащенного гумусово-сапропелевым материалом. На границе с трахитами основания встречены горизонты вулканического пепла, замещенного тонкодисперсным смектитом. Такие горизонты, подобно известняку, обладают горизонтальной или мелкой косой слоисто-

стью и содержат на плоскостях наслоения значительные скопления тонкодисперсного органического материала.

Микроскопическое изучение известняков показывает, что они сложены в основном тонкоагрегатным карбонатным материалом (размер частиц до 0,01–0,05 мм), представляющим собой перекристаллизованные кокколитофориды; немногочисленные и плохо сохранившиеся остатки последних отчетливо фиксируются в некоторых образцах. Часты остатки крупных фораминифер, камеры которых выполнены кальцитом или баритом (их содержание колеблется от 10 до 30% и более), а также радиолярии, частично или полностью замещенные кальцитом, обломки раковин пелиципод и гастропод, чешуя и кости рыб, части скелета ракообразных. Их размер варьирует от долей миллиметра до 2 мм по длинной оси. Наблюдаются угловатые или таблитчатые кристаллики кислого плагиоклаза (альбита) и сильновыветрелого трахита. Они особенно многочисленны в керне 40, где размер их нередко достигает 1,0–1,5 мм.

Присутствующий в породе тонкий сапропелевый материал (его содержание достигает 6%) окрашен в бурый или золотисто-бурый цвет и образует неправильные удлиненные сгустки, хлопья (размером до 0,01–0,05 мм). Включения гумусового материала, имеющие такие же размеры, окрашены в бурый или красновато-бурый цвет, часто они непрозрачны. Неравномерное распределение в породе органического вещества придает отложениям отчетливо выраженную микрослоистость. Ее существование подчеркивается также скоплениями фораминифер, ориентировкой удлиненных фрагментов костей и чешуи рыб, остатков раковин пелиципод и гастропод.

Постоянными компонентами осадка являются выделения пирита неправильных или округлых очертаний, часто это прямоугольные или даже квадратные в поперечном сечении кристаллики. Они либо рассеяны среди тонкокристаллического карбонатного материала, пропитанного органическим веществом, либо локализуются в камерах фораминифер.

Изучение минералов тяжелой фракции показало, что в ней резко преобладает аутигенный пирит (около 85–90%), встречены также циркон, магнетит, апатит, рутил, сфен, монацит, сфалерит (клейофан), моноклинные пироксены.

Мощность фации составляет 35 м.

Фация карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега морской седиментации (керны 26–36) включает породы, обычно представляющие собой ритмическое переслаивание пачек, каждая из которых включает два горизонта. Нижний (мощностью 15–20 см) сложен карбонатным материалом серого или светло-серого цвета, однородным, неслоистым или с текстурами взмучивания и оползания, реже со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Верхний горизонт (мощностью 5–25 см) представлен карбонатом темно- и зеленовато-серого или черного цвета с отчетливой горизонтальной слоистостью. В одном из таких горизонтов встречена раковина моллюска (см. рис. 21, *2*), в другом – уплощенный обломок зеленовато-серого горизонтальнослоистого известняка. Оба горизонта связаны между собой постепенным переходом; в основании всей пачки обычно фиксируется отчетливая, иногда неровная граница.

Мощность отдельных пачек достигает 50–60 см. Каждая из них напоминает отложения одного из турбидных потоков, особенности строения и механизм формирования которых разобраны в работах Ф. Кюнена [Kuenen, 1953] и А. Боумы [Bouma, 1962]. При этом неслоистые разности описанных пачек отвечают горизонту *a*, а горизонтальнослоистые – горизонтам *b* или *d* турбидитной серии [Bouma, 1962].

Особенности вещественного состава, установленные при микроскопическом изучении, близки в целом к тому, что отмечено при характеристике предыдущей фации. Имеются и некоторые отличия. Они выражаются в более низком содержании в осадках описываемой фации (по сравнению с предыдущей) остатков фораминифер (до 10–20%), фрагментов костей и чешуи рыб, раковин гастропод и пелиципод. Несколько

иным оказывается и строение сапропелевого материала. В неслоистых разностях он распределен довольно равномерно, а в горизонтальнослоистых, хотя и подчеркивает микрослоистость породы, однако степень дифференциации его между отдельными слойками гораздо более низкая, чем в предыдущей фации.

Набор акцессорных минералов тяжелой фракции тождествен таковому из нижележащих отложений: пирит (до 90% всех акцессорных минералов), циркон, магнетит, апатит, рутил, сфен, монацит, сфалерит (клейофан), моноклинные пироксены.

Видимая мощность отложений фации составляет 101,5 м.

Описанная макрофация представляет собой весьма специфический тип осадочных образований и накапливалась в довольно мелководных условиях – на глубинах, не превышающих нескольких сотен метров[1]. Это доказывается составом и структурой самих осадков, присутствием в них многочисленных остатков мелководной фауны, фрагментов растительных тканей; на это же указывает и тот факт, что лежащие ниже трахиты обнаруживают признаки формирования в мелководных или даже субаэральных условиях.

Сантон – плейстоцен. Этому времени отвечают наннофоссилиевые и фораминиферово-наннофоссилиевые илы и писчий мел с включениями фрагментов кремня (серия I). Отложения отнесены к макрофации органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана. В толще выделены три фации, последовательно сменяющие одна другую снизу вверх по разрезу.

Фация органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом (керны 4–25, скв. 465А; керны 9–11, скв. 465) отвечает раннему сеноману (?) – позднему маастрихту и представлена наннофоссилиевыми, фораминиферо-наннофоссилиевыми уплотненными илами и писчим мелом, окрашенными в белый, светло-серый или серый цвет, однородными, неслоистыми, реже со слабо выраженной неправильной слоистостью, нарушенной при бурении. Слоистость проявляется в чередовании разностей, несколько отличающихся окраской, а также в содержании остатков фораминифер. Присутствуют неправильные пятна и штрихи.

В осадке нередко встречается слабо выраженная ритмичность. Мощность отдельных ритмов изменяется от 0,5–0,6 до 1,2–1,5 м. Основание каждого из них представлено однородным бесструктурным илом с высоким содержанием раковин фораминифер. Вверх по разрезу содержание фораминифер снижается, осадок становится тонкозернистым, иногда фиксируется неправильная горизонтальная слоистость, пятна и штрихи. Каждый вышележащий ритм отделен от нижележащего отчетливой, иногда неровной границей. Подобные ритмы представляют собой, по-видимому, осадки отдельных турбидных потоков. Описываемая фация содержит переотложенные обломки иноцерамов, размер которых варьирует в широком диапазоне: от мелких, видных только под микроскопом, до крупных, достигающих 2–3 см. Они заметно окатаны.

Присутствующие в породе фрагменты кремней окрашены в серый, темно-серый и черный цвета, их размер варьирует от долей сантиметра до несколько сантиметров (см. рис. 21, *2*). Некоторые окаймлены каемочкой порцелланита или содержат везикулы, выполненные таким же материалом. Количество включений кремня сильно варьирует: от единичных до многочисленных. Их наибольшие содержания характерны для нижних частей фации. Не исключено, что многие из них, подобно остаткам иноцерамов, переотложены.

Как показывает микроскопическое изучение шлифов, содержание остатков кокколитофорид достигает 75–80%; встречаются бесформенные кристаллики карбоната (размером до 2–3 м), представляющие собой перекристаллизованные скелеты этих организмов. Фораминиферы присутствуют в количестве до 15–20%. Их камеры часто выполнены пиритом; мелкие выделения этого минерала или неправильные агрегаты встречаются в тонкодисперсной массе карбоната, представляющего измельченные

[1] Более детально условия накопления осадков этой макрофации рассмотрены П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой в следующем разделе данной главы.

остатки кокколитофорид. В небольшом количестве присутствуют частицы золотистого или бурого основного стекла, в той или иной степени замещенного глинистыми минералами, зерна глауконита, фосфатные или хитиновые зерна, цеолиты. Фораминиферы представлены в основном планктонными формами низких широт, встречаются глубоководные бентосные формы. Среди фораминифер, как и среди кокколитофорид, присутствуют виды, заимствованные из более древних отложений.

Мощность отложений фации равна 209 м, от нижележащих осадков они отделены длительным перерывом (поздний сеноман –турон). Два перерыва, отвечающие позднеконьякскому и раннекампанскому времени, установлены в самом комплексе осадков.

Фация органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом (керн 2, секция 3 – керн 8, секция СС в скв. 465; керны 1–3 в скв. 465А) по времени отложения отвечает палеоцену.

Фация сложена наннофоссилиевыми и фораминиферово-наннофоссилиевыми илами белыми или светло-серыми, со слабым зеленоватым или голубоватым оттенком, однородными, неслоистыми или со слабо выраженной неправильной горизонтальной (сплошной и прерывистой) слоистостью, проявляющейся благодаря присутствию прослоев и тонких штрихов, различающихся цветом и размерностью слагающего их материала. Встречаются неправильные пятна разноокрашенного материала.

В осадке нередко фиксируется ритмичность, подобная ритмичности в осадках нижележащей фации. В небольшом количестве присутствуют неправильной формы включения кремня размером до 1 см. Остатки раковин мелководных моллюсков редки и фиксируются только в шлифах.

По особенностям микроскопического строения осадки данной фации аналогичны предыдущей. Содержание кокколитофорид и фораминифер достигает соответственно 75–80 и 15–20%. Часты зерна алюмосиликатных минералов, главным образом кислых плагиоклазов (размером до 0,05–0,07 мм); встречаются фрагменты основного стекла. Кокколитофориды и планктонные фораминиферы представлены формами низких широт; встречаются глубоководные бентосные фораминиферы, а также формы, заимствованные из меловых отложений. В скв. 465 (керн 4, секция СС) установлены переотложенные мелководные фораминиферы и остатки остракод. В целом, однако, содержание переотложенного материала в составе осадков невелико.

Фация мощностью 60 м связана постепенным переходом с нижележащими осадками.

Фация радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана (керны 1–2 в скв. 465; время накопления плиоцен–плейстоцен) состоит из фораминиферово-наннофоссилиевых илов, окрашенных в серый или светло-серый цвет и обнаруживающих слабый зеленоватый оттенок. Разноокрашенные разности образуют отдельные прослои, пятна, штрихи, придающие осадку отчетливую или слабо выраженную горизонтальную слоистость (сплошную или прерывистую). Мощность отдельных прослоев изменяется от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Помимо цвета, они часто различаются неодинаковым содержанием остатков фораминифер. Вариация окраски определяется неодинаковым содержанием пирита. Осадки полностью лишены включений кремня и остатков раковин мелководных моллюсков.

Микроскопическое изучение шлифов указывает на постоянное присутствие (наряду с преобладающими кокколитофоридами и фораминиферами) остатков кремнистых организмов: радиолярий, диатомовых водорослей, спикул губок, силикофлагеллят. Радиолярии отвечают в большинстве своем условиям областей умеренных широт; присутствуют также формы, свойственные субтропикам и субарктическим широтам, что свидетельствует о смешении вод более теплых и более холодных климатических зон. Фораминиферы присутствуют в количестве от 10–15 до 30–40%. Среди них преобладают виды умеренных широт.

Постоянными компонентами осадков являются частицы кислого и основного стекла. Первое бесцветно, отличается свежестью и не содержит новообразованных минералов; второе окрашено в золотисто-бурый цвет, обычно содержит тонкодисперсные

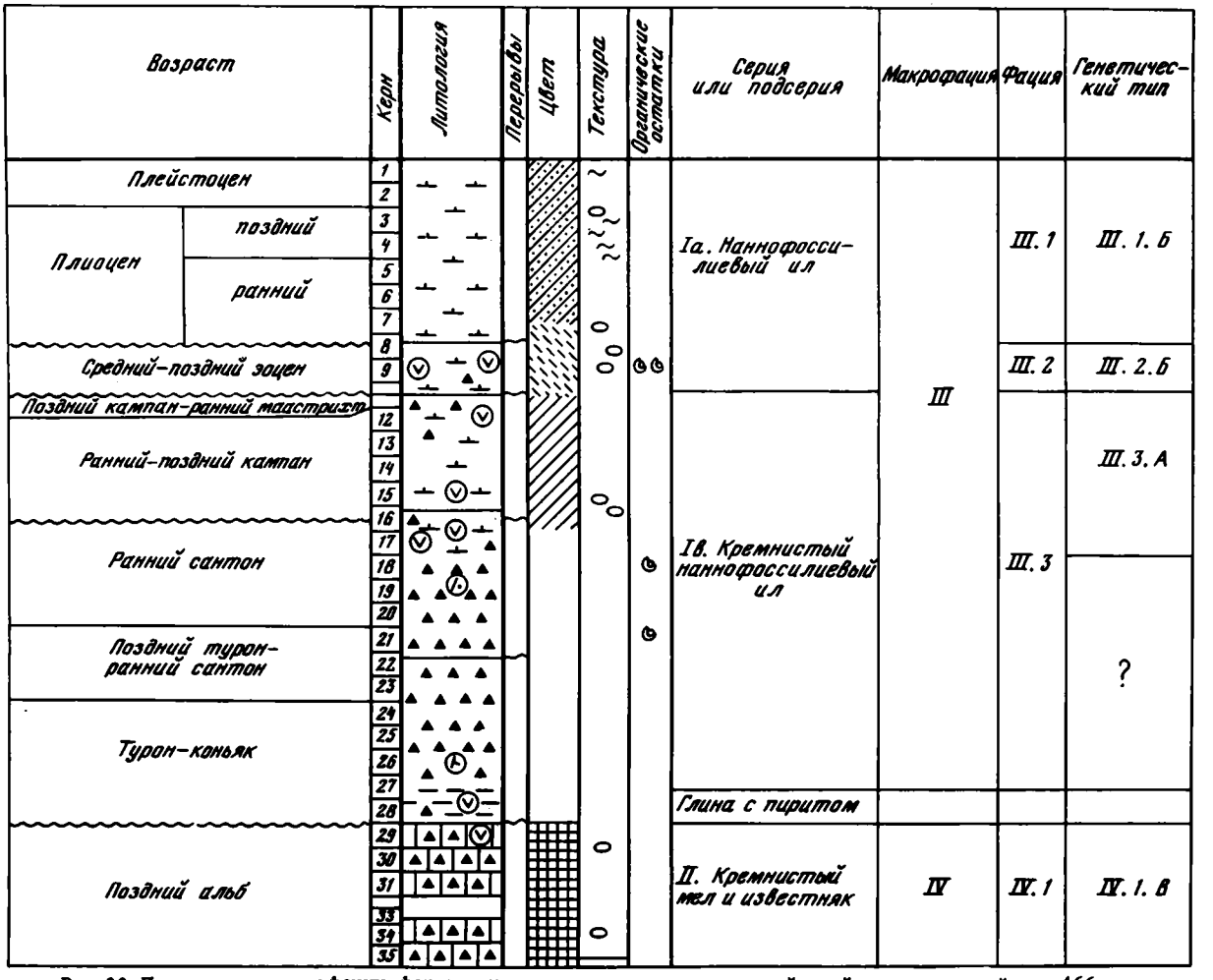


Рис. 23. Литология, макрофации, фации, генетические типы меловых и кайнозойских отложений скв. 466

Условные обозначения см. на рис. 20

глинистые частицы. В большом количестве присутствуют выделения сульфидов железа. Наиболее часто они приурочены к внутренним камерам радиолярий и фораминифер.

Мощность отложений фации составляет около 3 м, от нижележащих отложений они отделены длительным перерывом.

Глубоководность обстановки накопления отложений описываемой макрофации уверенно диагностируется благодаря широкому распространению планктонных организмов (кокколитофорид, фораминифер) и присутствию лишь глубоководных бентосных фораминифер. Наиболее вероятно, что это была батиальная зона океана, не превышавшая, однако, глубины уровня карбонатной компенсации. Присутствие переработанного материала во многих участках разреза и ритмичность строения осадков, характерная для турбидитов, свидетельствуют о перераспределении материала на дне, происходившем, по-видимому, в результате деятельности мутьевых потоков.

Скважина 466

Вскрытый скважиной разрез мезозойских и кайнозойских осадков близок разрезу скв. 465 (рис. 23).

Поздний альб. Богатые органическим материалом (сапропелевым веществом) оливково-зеленые и темные известняки и писчий мел (керн 29, секция 1 – керн 35, секция СС) неслоисты, обнаруживают слабо выраженные текстуры взмучивания, а в основании также и горизонтальную слоистость, проявляющуюся благодаря неравномерному распределению фораминифер; в породе часты включения черного кремня, темных глин. По данным микроскопического изучения, сапропелевый материал более или менее равномерно распределен в породе, присутствуют фрагменты раковин пелиципод и остракод, кости рыб, остатки радиолярий и диатомовых водорослей.

По своему характеру эти осадки отвечают *фации карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега морской седиментации.* В числе особенностей, отличающих их от осадков этой фации в разрезе скв. 465А, следует отметить более низкую литификацию и значительно более ограниченное распространение слоистых текстур. Последнее, по-видимому, свидетельствует о том, что обогащенные органическим веществом карбонатные осадки в районе скв. 466 накапливались на бо́льших глубинах, чем раннесеноманские осадки в скв. 465А.

Вскрытая в скв. 466 мощность этих отложений составляет 57 м.

Турон – плейстоцен. В основании пачки отложений этого возраста залегает прослой черных пиритоносных глин, имеющий, по-видимому, очень небольшую мощность. Их фациальная природа неясна. Породы содержат фрагменты черного кремня и везикулярных базальтов, однако не исключено, что такие фрагменты были привнесены из вышележащих частей разреза в ходе бурения. Минеральный состав глинистой фракции породы, представленной железистым смектитом, сходен с составом глинистой фракции нижележащих известняков. От нижележащих отложений они отделены длительным перерывом, охватывающим сеноман и ранний турон.

Толща наннофоссилиевых и фораминиферово-наннофоссилиевых илов и писчего мела, слагающая всю вышележащую часть разреза скв. 466 (серия I; керны 1–27), по своим особенностям отвечает макрофации органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана. Нижняя часть отложений макрофации (керны 18–27) слабо охарактеризована образцами: отсюда в ходе бурения были получены лишь остроугольные фрагменты кремней, окрашенных в светло-серый, серый и темно-серый или черный цвет, с каемочками и кавернами порцелланита. Заключающий кремень наннофоссилиевый ил полностью размыт при бурении; о его былом присутствии свидетельствует высокое содержание кокколитофорид в воде, извлеченной из буровых труб.

В составе макрофации присутствуют три фациальных типа осадков. По особенностям состава и положению в разрезе они очень близки отложениям, присутствующим в скв. 465 и 465А.

Фация органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом (керны 11–17) накапливалась в интервале от раннего сантона до маастрихта. Она представлена наннофоссилиевыми и фораминиферово-наннофоссилиевыми илами белыми или кремово-белыми, однородными, пятнистыми или с горизонтальной слоистостью, сильно нарушенной при бурении. Обычно в них присутствуют резко остроугольные обломки кремней, окрашенных в различные оттенки серого, темно- и буровато-серого цвета, округлые обломки везикулярных базальтов, относительно свежих или сильно измененных, а также туфов, туфопесчаников, фрагменты призматического слоя иноцерамов.

Микроскопическое изучение шлифов показывает, что остатки кокколитофорид составляют 80–95% осадка, а остатки фораминифер присутствуют в количестве от нескольких процентов до 15–20%. Часты остроугольные обломки плагиоклазов, окатанные фрагменты сильновыветрелых базальтов (размером до 0,5 мм), выделения пирита.

Видимая мощность фации 66,5 м. Наиболее вероятно, что эти же осадки слагают и нижележащую часть верхнемелового комплекса (керны 18–27) мощностью 95 м.

Фация органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом (керн 6 – керн 10, секция СС) накапливалась в течение среднего–позднего эоцена. Это наннофоссилиевые илы белые, серые, буровато- и палево-серые, однородные, пятнистые или с горизонтальной слоистостью, сильно нарушенной при бурении.

Переотложенный материал в этих осадках фиксируется только под микроскопом: угловатые обломки кремня и сравнительно свежих плагиоклазов, округленные фрагменты сильновыветрелых изверженных пород, скопления бурых глинистых частиц, гидроокислов железа, фрагменты раковин пелиципод и гастропод. Часты кристаллики пирита, обрывки растительных тканей. Наибольшее содержание их характерно для нижней части осадков фации (керн 9); постепенно оно снижается вверх по разрезу.

Отложения фации имеют мощность 38 м и отделены размывом от нижележащих осадков.

Фация радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана (керн 1 – керн 5, секция СС) отвечает плейстоцену – раннему плиоцену. Как и в скв. 465, к ней относятся фораминиферово-наннофоссилиевые и наннофоссилиево-фораминиферовые илы, содержащие примесь кремневых организмов (в основном радиолярий, а также спикул губок и силикофлагеллят) в количестве до 5–10%. Осадки окрашены в белый, светло- или зеленовато-серый цвет. Разности, различающиеся характером окраски, образуют пятна, линзы и прослои мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров. В шлифах под микроскопом часто фиксируются зерна глауконита, неправильные частицы кислого и основного стекла, фрагменты фосфатного материала, выделения пирита. Содержание кремневых организмов минимально в основании горизонта и заметно возрастает вверх по разрезу.

Мощность отложений фации 46 м; они отделены продолжительным перерывом от подстилающих осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение фаций и макрофаций в изученных скважинах суммировано на рис. 24. Там же приведены литологические колонки скв. 310 (центральная часть возвышенности Хесса), 313 и 171 (северо-восточная часть гор Маркус-Неккер) и дана интерпретация условий накопления вскрытых этими скважинами осадков. Эти материалы дают представление об изменении условий седиментации в пределах крупных поднятий центральной и северо-западной частей Тихого океана в интервале времени от середины мелового периода до плейстоцена.

Важной особенностью осадконакопления этих двух районов является его отчетливый трансгрессивный характер, что выражается в смене более мелководных осадков

(вплоть до прибрежно-морских или субаэральных) начальных этапов глубоководными океаническими в конечные этапы этого интервала.

На возвышенности Хесса, в ее южной части, (скв. 465А, 466) в позднеальбское—раннесеноманское время существовал мелководный морской бассейн, изобиловавший островами, в котором накапливались весьма специфические карбонатные илы, состоявшие из остатков планктонных (главным образом кокколитофорид) и бентосных мелководных (пелиципод, гастропод, фораминифер) организмов. Последние сносились из зон мелководья в более глубоководные участки гравитационными потоками. Существовавшие здесь острова представляли собой поднятия базальтового основания и были покрыты пышной растительностью. С них, помимо остатков растений, сносились продукты разрушения изверженных пород: обломки полевых шпатов, магматических пород, глинистый материал. Некоторые из островов, были, по-видимому, вулканами, при извержении которых в бассейн седиментации поступал вулканический пепел.

В связи со значительной неровностью поверхности изверженных пород глубина морского бассейна сильно варьировала. Так, в позднем альбе в районе скв. 466 условия осадконакопления были более глубоководными, чем в районе скв. 465. Не исключено, что в начале альбского века последний район представлял собой остров и излияния базальтов (а затем и их выветривание) происходили в субаэральных условиях.

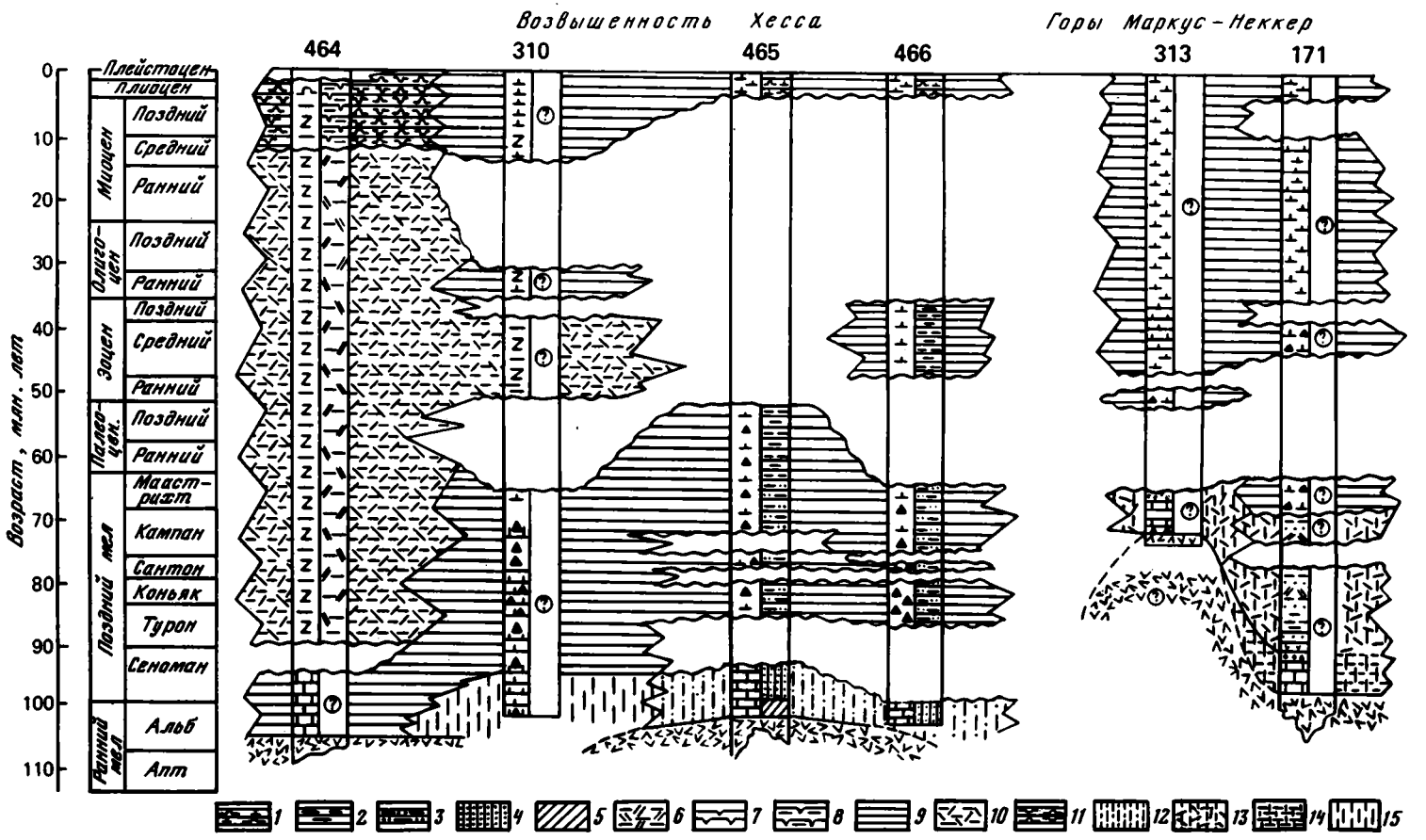
Альб-сеноманскому времени в скв. 310 отвечают фораминиферово-наннофоссилиевый писчий мел с черными и бурыми кремнями, сильно окремненные тонкослоистые известняки и слоистые аргиллиты, богатые органическим веществом и фрагментами стекла [Larson, Moberly, 1975]. По своему характеру этот комплекс напоминает карбонатные осадки раннего апта из скв. 463, накапливавшиеся в относительно глубоководной морской зоне (см. предыдущий раздел настоящей главы).

Реконструкция условий альб-сеноманского осадконакопления в северной части возвышенности Хесса (район скв. 464) менее достоверна главным образом ввиду ограниченного выхода керна из нижней части вскрытого разреза. Наиболее вероятно, что здесь накопление альб-сеноманских карбонатных осадков, содержащих фауну бентосных глубоководных фораминифер, происходило в условиях глубоководной океанической зоны. Присутствие среди них относительно мелководных форм фораминифер неритовых областей было связано с перемещением материала с возвышенных участков дна. Сам факт присутствия остатков карбонатных организмов свидетельствует о том, что глубина океана в этой точке не превышала глубины уровня карбонатной компенсации.

В постсеноманское время на возвышенности Хесса возникают условия глубоководной океанической седиментации. В северной части этой структуры формируются бурые и черные глины, богатые цеолитами и переработанным вулканогенным материалом, а позднее — глинисто-радиоляриевые илы. Бедность этих осадков карбонатным материалом, а нередко и его полное отсутствие свидетельствуют о том, что поверхность дна располагалась ниже или вблизи уровня карбонатной компенсации.

В южной и центральной частях возвышенности Хесса накапливаются в основном глубоководные фораминиферово-наннофоссилиевые и наннофоссилиевые илы. Только в районе скв. 310 в эоцене отлагались цеолитоносные глины, бурые и желтовато-бурые, по условиям образования, по-видимому, тождественные мезозойско-кайнозойским глинам скв. 464. Накопление карбонатных осадков на возвышенности Хесса происходило по-прежнему в условиях сильно расчлененного подводного рельефа и существования (наряду с глубоководными зонами) участков мелководий, где обитали бентосные моллюски. Их остатки вместе с другим материалом, образовывавшим гравитационные потоки, сносились во впадины подводного рельефа. Подводные возвышенности были сложены изверженными породами, некоторые представляли собой вулканические постройки; продукты их разрушения в виде обломков базальтов, плагиоклазов, основного вулканического стекла, глинистых минералов (железистые смектиты) также перемещались вниз по склону, отлагаясь в более глубоководных участках.

Процессы перераспределения материала с большой интенсивностью протекали в позд-


Возвышенность Хесса
Горы Маркус-Неккер
464
310
465
466
313
171
Возраст, млн. лет
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
Плейстоцен
Плиоцен
Миоцен
Поздний
Средний
Ранний
Олигоцен
Поздний
Ранний
Эоцен
Поздний
Средний
Ранний
Палеоцен
Поздний
Ранний
Поздний мел
Маастрихт
Кампан
Сантон
Коньяк
Турон
Сеноман
Ранний мел
Альб
Апт
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

нем мелу и первой половине палеогена — времени накопления фации органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом. Они значительно ослабели при накоплении осадков фации органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом и, по-видимому, полностью прекратились в плиоцен-четвертичное время при формировании самой верхней из присутствующих в разрезе фаций. Эта особенность условий седиментации отчасти была обусловлена продолжавшимся возрастанием глубины океана, отчасти же — нивелированием подводного рельефа благодаря накоплению мощного чехла осадков в пониженных участках и разрушению повышенных участков.

На северо-западе гор Маркус-Неккер (район скв. 171) в конце альба — начале сеномана также существовали наземные условия и формировались субаэральные базальты. В раннесеноманское время здесь в мелководных лагунах, изобиловавших рифовыми постройками, накопилась пачка карбонатных илов. В конце сеномана — начале турона и вплоть до раннего кампана после проявления вулканической деятельности (покров субаэральных или мелководных базальтов) произошло накопление вулкано-терригенных осадков, перемежающихся с горизонтами карбонатных илов. В нижней части этой пачки присутствуют растительные остатки, скопления сапропелевого материала, динофлагелляты, остатки мелководных моллюсков [Winterer, Ewing, 1973]. В ее верхних частях такой материал отсутствует, что свидетельствует о формировании позднесеноманских—раннетуронских осадков в обстановке возраставших глубин.

В районе скв. 313 самые древние (из вскрытых здесь отложений) кампан-раннемаастрихтские осадки представлены чередующимися горизонтами известняков и вулкано-терригенных пород (брекчии, песчаники, алевролиты, глины), образовавшихся в результате деятельности гравитационных потоков [Larson, Moberly, 1975]. Осадки нижних горизонтов обогащены бентосными фораминиферами, остракодами, спорами растений, что указывает, по-видимому, на близость суши и накопление их в прибрежных условиях. Начиная со второй половины кампана или даже маастрихта на этом участке гор Маркус-Неккер возникают условия глубоководной океанической седиментации, продолжающие устойчиво существовать вплоть до современной эпохи. В это время здесь накапливаются глубоководные наннофоссилиевые и фораминиферово-наннофоссилиевые илы.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в районе скв. 171 и 313, приуроченных к восточной окраине гор Маркус-Неккер, в меловую эпоху существовали условия, в какой-то степени сходные с условиями южной части возвышенности Хесса: здесь были развиты вулканические острова, окруженные участками мелкого моря. Довольно мелководный режим седиментации существовал и в западной части гор Маркус-Неккер, в районе скв. 463 (см. предыдущий раздел настоящей главы).

Рис. 24. Литолого-фациальный профиль по скважинам в районе возвышенности Хесса и восточной окраины гор Маркус-Неккер

Фации: *1* — радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана; *2* — органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом; *3* — органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом; *4* — карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега морской седиментации; *5* — карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами зоны мелководной прибрежно-морской седиментации; *6* — глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма; *7* — глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана; *8* — органогенно-кремнистых глинистых осадков глубоководной зоны океана. Макрофации (условия осадконакопления): *9* — органогенных карбонатных осадков глубоководной зоны океана; *10* — глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма; *11* — глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана; *12* — карбонатных осадков с сапропелевым веществом прибрежной зоны моря; *13* — вулкано-терригенных осадков прибрежной зоны моря; *14* — карбонатных осадков мелководной зоны моря; *15* — сапропелевых карбонатно-кремнистых осадков зоны относительно глубоководного моря. Литология — см. условные обозначения на рис. 20

Таблица 9

Осадки и современная глубина океанического дна центральной и северо-западной частей Тихого океана

Район		№ скв.	Современная глубина дна, м	Альбские осадки	Мощность осадков до основания альба, м	Современная абсолютная глубина основания альбских осадков, м
Горы Маркус-Неккер		171	2293	Карбонатные илы мелководной части зоны прибрежной морской седиментации	479	2772
		313	3484	Карбонатные илы и турбидиты глубоководной части зоны прибрежной морской седиментации *	588*	4072*
Возвышенность Хесса		465	2161	Карбонатные илы зоны прибрежной морской седиментации	411,7	2572,7
		466	2672		312	2984
		310	3516	Карбонатные илы зоны относительно глубоководной морской седиментации	357	3873
		464	4637	Глубоководные карбонатные илы	307,6	4644,6
Глубоководные котловины Тихого океана	Северо-Восточная	170	5774	Чередование пелагических бурых цеолитоносных глин и глубоководных карбонатных илов	192	5966
		169	5391		238	5629
		166	4950	Пелагические бурые цеолитоносные глины с остатками радиолярий, ниже – карбонатные осадки	279	5229
	Центральная	164	5485	Пелагические бурые цеолитоносные глины с остатками радиолярий	245	5730
		307	5696		28,5	5724,5
	Северо-Западная	304	5630	То же	28,0	5658
		303	5609		27,5	5636,5

* Осадки кампан-маастрихтского возраста.

Мелководным морским или даже субаэральным условиям конца раннего—начала позднего мела в рассмотренных участках возвышенности Хесса и гор Маркус-Неккер отвечают условия значительно более глубоководной океанической седиментации в ряде смежных районов северо-западной и центральной частей Тихого океана. Как было показано выше, в районе скв. 464, расположенной на северной окраине возвышенности Хесса, происходило накопление глубоководных наннофоссилиевых и фораминиферово-наннофоссилиевых илов. В районе скв. 303, 304 и 307, располагающихся к западу от возвышенности Хесса, и в районе скв. 164 и 166, находящихся юго-восточнее гор Маркус-Неккер, в это время накапливались бурые цеолитоносные глины, а в районе скв. 169 и 170 – чередующиеся горизонты бурых цеолитоносных глин и фораминиферово-наннофоссилиевых, по-видимому глубоководных, илов (табл. 9).

Наиболее вероятно, что накопление альб-сеноманских цеолитоносных глин, не содержащих остатков карбонатных организмов (скв. 164, 166, 303, 304 и 307), происходило в условиях значительных глубин океана, существенно превышавших глубину уровня карбонатной компенсации в это время, а чередованию пелагических цеолитоносных глин и карбонатных илов (скв. 169 и 170) соответствовали глубины, близкие к положению такого уровня. Альб-сеноманские карбонатные илы в скв. 464 накапливались выше уровня карбонатной компенсации.

Все изложенное показывает, что крупные поднятия в пределах современной северо-западной части Тихого океана были положительными формами рельефа дна и в середине мела. В их пределах существовали условия мелководной седиментации или даже участки островной суши, подвергавшейся размыву. Пространства океанического дна, примыкавшие к этим поднятиям, были зонами накопления глубоководных карбонатных или бескарбонатных осадков. Не исключено, что это было связано с более значительными амплитудами рельефа океанического дна в середине мела.

Важной особенностью разрезов, вскрытых скважинами на возвышенности Хесса и в северо-восточной части гор Маркус-Неккер, является обилие перерывов, на долю которых иногда приходится около 50% всего геологического времени. Среди них выделяются две разновидности: сравнительно кратковременные (от нескольких миллионов до 10 миллионов лет) и длительные, охватывающие несколько десятков миллионов лет. Примером первых могут служить позднемеловые перерывы в разрезах скважин на возвышенности Хесса и в скв. 171 (горы Маркус-Неккер); установлены они также и в кайнозойских отложениях обоих районов. Такие перерывы проявляются в одной, реже в двух смежных скважинах. Длительные перерывы характерны для начала и конца кайнозоя; они фиксируются в большинстве, но не во всех скважинах.

Анализ разрезов, приведенных на рис. 24, показывает, что в пределах возвышенности Хесса наибольшее число перерывов, охватывающих в сумме наиболее продолжительный отрезок времени, характерно для его южной части (скв. 465А, 466), являющейся, начиная с середины мела, положительной структурой рельефа. Из двух скважин в районе гор Маркус-Неккер большее количество перерывов характерно для скв. 171, расположенной на большем возвышении, чем скв. 313.

Как подчеркнули А. Пимм и Д. Хейес [Pimm, Hayes, 1972], для установления возраста стратиграфического перерыва наиболее важна верхняя граница последнего, поскольку она датирует прекращение действия факторов, вызвавших его появление. Строгой синхронности в начале и окончании перерывов обоих типов нет. В ряде случаев начало перерыва в разрезе одной из скважин совпадает с завершением его в разрезе соседней. Вместе с тем обращает на себя внимание известная одновозрастность завершения перерывов в скважинах, в том числе удаленных на большие расстояния. Так, в разрезах скв. 171, 310, 313 и 466 это происходит в конце палеоцена, раннем и среднем эоцене[1]. Более или менее одинаково время завершения длительного раннекайнозойского перерыва, фиксируемого в разрезах большинства рассмотренных скважин:

[1] Согласно уточнениям, сделанным после подготовки книги к печати, возраст позднемезозойских перерывов в скв. 465 и 466 несколько отличается от показанного на рис. 22–24.

в скв. 310 – это конец палеоцена, в скв. 466 и 313 – начало, а в скв. 171 – середина среднего эоцена. По данным Р. Дугласа с соавторами [Douglas et al., 1973], эоценовый перерыв имеет региональное значение и установлен во всех скважинах, пройденных в 170-м рейсе. Довольно широкий интервал времени характерен для момента завершения позднекайнозойского перерыва: в разрезе скв. 310 – средний миоцен, а в разрезах скв. 465, 466 и 171 – плиоцен. В разрезе скв. 171 этот перерыв кратковременен.

Перерывам в океанических осадках посвящена обширная литература [Rona, 1973; Kennet et al., 1972; La Claire, 1974; Pimm, 1974; Безруков, 1976; Крашенинников, 1977]. Возникновение их связывается с действием различных причин: с отсутствием процессов осадконакопления; оползанием осадков по склону (в том числе – перемещение в виде турбидных потоков); растворением карбонатных осадков; деятельностью подводных течений, изменение скорости и направления которых обусловливаются изменениями климата; положением континентов; повышениями или понижениями уровня Мирового океана. Надежные критерии для распознавания каждого из этих факторов отсутствуют.

Учитывая широкое распространение среди изученных осадков значительных количеств переотложенного материала (включая обломки базальтов; древней фауны, заключенной среди относительно молодых отложений; остатков мелководной фауны, включенной в состав несомненно глубоководных осадков), можно предположить, что возникновение многих перерывов было связано с перераспределением осадочного материала гравитационными потоками в условиях расчлененного подводного рельефа. Известная синхронность в возникновении перерывов в различных районах, в том числе – удаленных на значительные расстояния, была обусловлена тем, что их проявление определялось какими-то региональными, не всегда строго синхронными факторами, например, тектоническими движениями.

МЕЛОВЫЕ САПРОПЕЛЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОР МАРКУС-НЕККЕР И ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА

Широкое распространение в осадочном чехле океанов сапропелевых отложений и их приуроченность к меловому возрасту позволяют рассматривать образование этих отложений как закономерный глобальный этап в истории развития океанической седиментации. Благодаря этому, а также благодаря их нефтематеринскому потенциалу меловые сапропелевые отложения являются уникальным объектом исследования.

Особенностью сапропелевых меловых отложений скв. 463, 465А и 466 (рис. 25, 26), как и аналогичных образований Атлантического и Индийского океанов, является обогащенность их органическим веществом, содержание которого иногда достигает 33% (котловина Зеленого Мыса, скв. 367, 368).

Задача настоящего исследования включала выяснение генезиса, палеогеографической обстановки седиментации и нефтематеринского потенциала меловых сапропелевых отложений перечисленных выше скважин с обращением особого внимания на петрографический состав, свойства и характер распределения связанного с ними органического вещества. Остановимся прежде всего на характеристике последнего.

ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТАДИЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА САПРОПЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

Органическое вещество указанных отложений тонко диспергировано в минеральной составляющей осадков, поэтому выяснение его петрографического состава оказалось возможным в основном только с помощью микроскопического метода исследования. Для этой цели был использован микроскоп "Ортолюкс" фирмы "Лейтц", двусторонне полированные шлифы и продукты мацерации. Для более точной диагностики микрокомпонентов органического вещества, а также их исходной природы применялся люми-

Рис. 25. Схема расположения скважин глубоководного бурения
1 – скважины, содержащие сапропелевые меловые отложения; *2* – неизученные скважины; *3* – изобаты

несцентный микроскоп фирмы "Карл Цейс Йена". Изучение общей картины состава органического вещества, его структуры и распределения в осадке проводилось при увеличениях в 150–200 раз, а для более детальной характеристики внутреннего строения отдельных фрагментов и аттрита, их формы, очертаний и размеров использовались увеличения от 400 до 1000 раз с сухим объективом и в масляной иммерсии, без анализатора и в скрещенных николях.

Используемая терминология и понимание петрографических микрокомпонентов органического вещества соответствуют предложенной П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой классификации органического вещества осадков, изученных при глубоководном бурении в Восточной и Северной Атлантике [Боголюбова, Тимофеев, 1978; Timofeev, Bogolujbova, 1979].

В органическом веществе меловых отложений скв. 463, 465А и 466 преобладают сапропелевые микрокомпоненты, представленные альгинито-талломитом и сапро-коллинитом. Гумусовые микрокомпоненты обнаруживаются, как правило, в резко подчиненном количестве. Это в основном аллотигенный гелинито-телинит А (витринит), генезис и стадия углефикации которого связаны с источником поступления терригенного материала. Гелинито-телинит А имеет форму обломков с четкими контурами, часто с трещинами отдельности, характеризуется красно-бурым цветом и отсутствием признаков люминесценции. Он не обнаруживает остатков клеточной структуры растительных тканей, а поэтому полностью однороден. Аллотигенный гумусовый материал в единичных случаях бывает представлен также и осколками фюзинита (в форме ксило-витрено-фюзена), имеющего черный цвет и еле заметные остатки клеточной структуры растительных тканей. Сингенные гумусовые микрокомпоненты в виде форменных элементов (в частности, гелинито-телинит С), генезис и стадия углефикации которых связаны с процессами накопления и дагенеза осадков бассейна седиментации, среди органического вещества изученных меловых отложений встречаются редко. Гумусовые сингенные микрокомпоненты в форме гелинито-коллинита (комковатая, зернистая, хлопьевидная основная масса) не проявляются под микроскопом, хотя присутствие их в составе органического вещества изученных отложений в ряде случаев не исключается.

Лейптинитовые микрокомпоненты в тонких шлифах не обнаружены, а в продуктах мацерации представлены очень небольшим количеством пыльцевых зерен; таким образом, их роль в определении типа органического вещества не существенна.

Сапропелевое вещество является типичной сингенной составляющей органического вещества осадка. Оно объединяет микрокомпоненты классов-типов: альгинито-талломит и сапро-коллинит. К альгинито-талломиту[1] относятся микроскопические растительные организмы, которые при больших увеличениях (400 раз и более) имеют округлую или овальную форму тела с размерами, варьирующими от 4–5 до 20 мкм и более. Цвет их в проходящем свете то более, то менее интенсивно бурый, редко желтый, с оранжеватым или оливковатым оттенком. Большинство из них характеризуются зернистой структурой в проходящем и отраженном свете и четко выраженными контурами. Окрашенные в бурый цвет тельца обнаруживают очень слабую люминесценцию буровато-красноватых тонов. Желто-оранжевые или оливковые тельца люминесцируют

[1] До сих пор к альгинито-талломиту мы относили колониальные водоросли, тело которых называется талломом. Поэтому описанные одноклеточные растительные микроорганизмы только условно могут быть причислены к альгинито-талломиту.

ярко-оранжевым цветом. Для этих микроорганизмов нами предложено название органоглобул.

Сапро-коллинит в проходящем свете представлен бесструктурной, хлопьевидной или комковатой основной массой бежевато-оливкового или буроватого цвета. Он обнаруживает необычные буро-красные, с оранжевым оттенком тона люминесценции. В его исходном материале участвуют продукты распада не только планктонных водорослей с растительными и минеральными оболочками, но и животных организмов. К ним относятся фораминиферы, радиолярии, различные моллюски, рыбы и др. Возможно, сапро-коллинит содержит в своем составе и некоторую примесь коллоидного гумусового материала. Сапро-коллинит сорбируется минеральным веществом осадка, образуя с ним органо-минеральную смесь.

Суммарное содержание органического вещества в различных слоях толщи меловых сапропелевых отложений колеблется в широких пределах: в осадках скв. 463 оно составляет 0,1–5,5%, скв. 465А – 0,1–8,6%, а скв. 466 – 0,7–7,5%. Содержанием органического вещества определяется цвет осадка, который под микроскопом меняется от бежево-оливкового до буроватого. Чередованием слоев с повышенным и пониженным содержанием органического вещества и их взаимным расположением по отношению друг к другу обусловливается различная слоистость сапропелевых отложений: горизонтальная, горизонтально-волнистая, косая, мелкая пологая косая.

Органическое вещество меловых сапропелевых отложений изученных скважин при близком в целом микрокомпонентном составе несколько различается соотношением сапро-коллинита и альгинито-талломита, особенностями их распределения в осадках и примесью гумусового материала.

Характерным для органического вещества нижнеаптских сапропелевых отложений скв. 463 (керны 70–71) является почти полное отсутствие в нем видимого под микроскопом сингенного и аллотигенного гумусового материала, мелколинзовидное, прожилковое (иногда – в виде пятен) распределение в осадках сапро-коллинита, содержащего то большее, то меньшее количество альгинито-талломита хорошей сохранности. Благодаря такому распределению органического вещества осадок приобретает горизон-

Рис. 26. Схематический фациальный профиль толщи меловых отложений через скв. 465А и 466 и литолого-фациальный разрез по скв. 463

Литологические типы осадков: *1* – известняк; *2* – наннофоссилиевый мел; *3* – доломит; *4* – вулканический пепел; *5* – основные изверженные породы; *6* – кремни; *7* – пирит. Генетические типы осадков: *8* – известково-нанновый радиолярит (тип 463.1а, см. табл. 11), серый (до темно-серого, иногда черного, с оливковым оттенком), со слоистостью то более, то менее ясной горизонтальной, участками – перепутанной, с большим количеством радиолярий, пеплом, органическим веществом (0,1–5,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; *9* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.2б), серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), с горизонтально-волнистой, участками однонаправленной косой выполаживающейся слоистостью, повышенным содержанием терригенного материала, кристаллами и прослоями доломита, органическим веществом (0,2–3,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, обилием витринита; *10* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.2а), серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), с горизонтальной, участками мелкой пологой косой слоистостью, органическим веществом (0,1–7,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, с витринитом; *11* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (типы 465А.1в и 466.1а), серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), с горизонтальной, участками мелкой пологой косой слоистостью, органическим веществом (0,1–8,6%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; *12* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.1б), серый (иногда темно-серый и черный, с оливковым оттенком), с преобладающей то более, то менее ясной горизонтальной слоистостью, органическим веществом (0,1–1,9, иногда 6,1%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава; *13* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.1а), серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), однородный, участками слабогоризонтальнослоистый, с органическим веществом (0,1–2,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава. Фации: *14* – биогенных известково-кремнеземистых осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами зоны относительно глубоководной морской седиментации (тип 463.1, см. табл. 11); *15* – карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами органического вещества зоны мелководной прибрежно-морской седиментации (тип 465А.2); *16* – карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации (типы 465А.1 и 466.1)

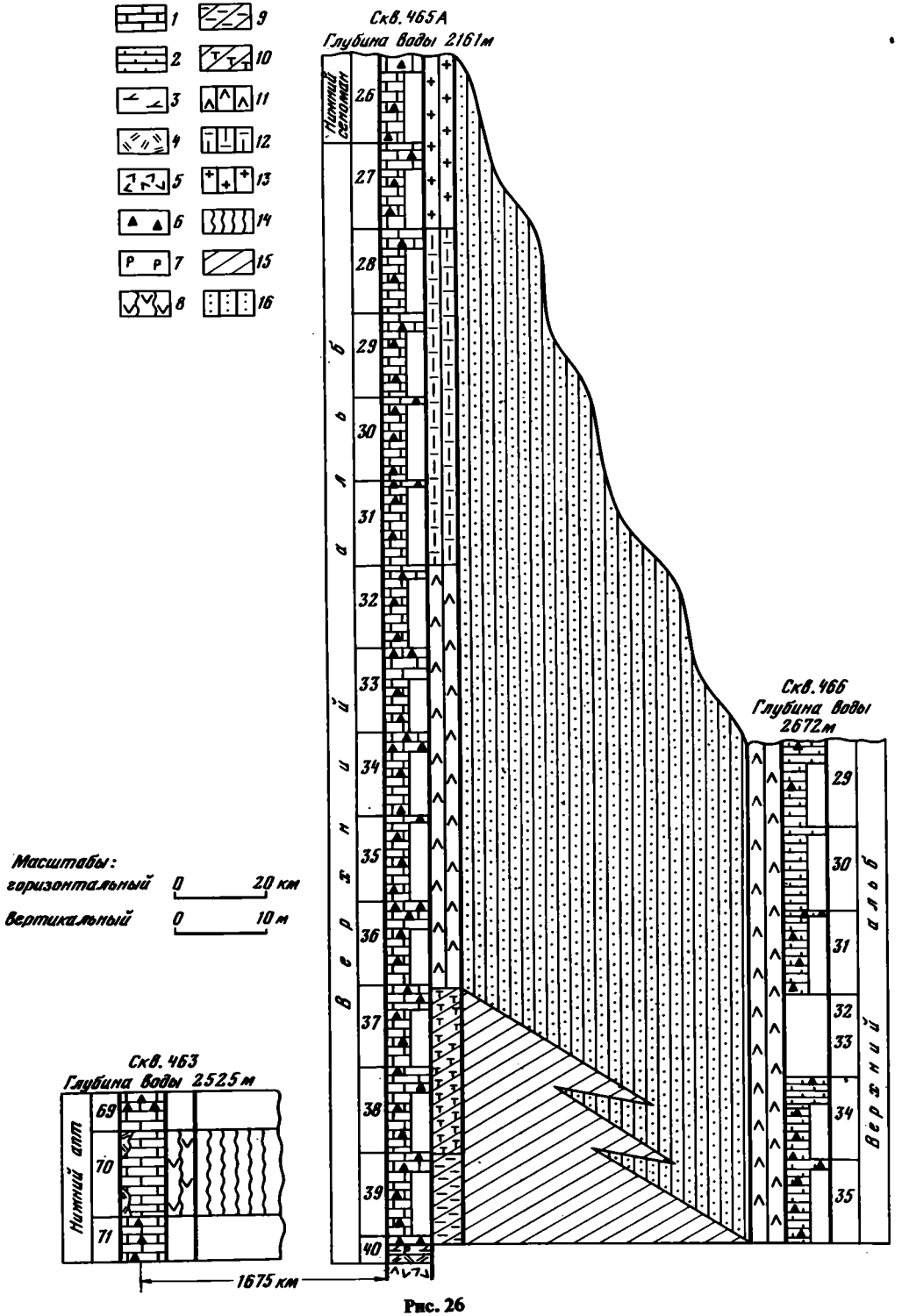

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
Скв. 465А
Глубина воды 2161м
Нижний сеноман
Верхний альб
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
Скв. 466
Глубина воды 2672м
29
30
31
32
33
34
35
Верхний альб
Масштабы:
горизонтальный 0 20 км
вертикальный 0 10 м
Скв. 463
Глубина воды 2525м
Нижний апт
69
70
71
1675 км

Рис. 26

Таблица 10

Данные химического анализа

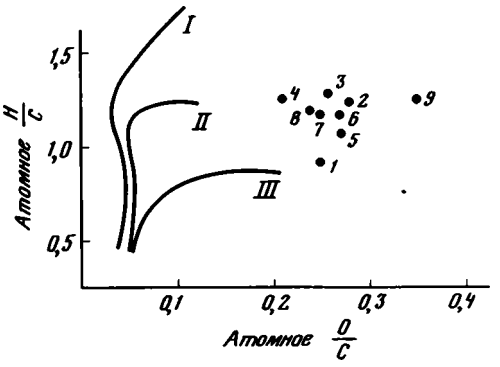
№ скв.	№ обр.	$C_{орг}$ в породе, вес.%	Зольность керогена, вес.%	Элементный состав, %			H/C, атомное	O/C, атомное
				C	H	O + N + S		
463	1* / 70–5–112–116+70–5–7–13**	2,32	30,14	70,68	5,44	23,88	0,92	0,25
465	3 / 38–1–72–73+37–2–75–76+38–1–74–75	2,32	2,59	69,05	7,44	23,51	1,29	0,26
465А	2 / 39–1–121–122+38–1–46	0,64	3,41	68,33	7,07	24,60	1,24	0,28
	4 / 37–2–23+37–1–103	3,50	4,70	72,06	7,56	20,38	1,26	0,21
	5 / 32–1–96+32–1–84+32–1–38	1,09	20,44	71,89	6,13	21,98	1,02	0,23
	6 / 30–1–23+33–2–20	1,76	5,14	68,86	6,71	24,43	1,17	0,27
	7 / 27–66–16+27–2–47	2,18	4,38	69,59	6,82	23,59	1,18	0,25
466	8 / 34–1–107–108+35–1–60–61	2,91	2,45	70,17	7,02	22,81	1,20	0,24
	9 / 21–9–125–126+29–2–45–46	4,02	1,35	63,46	6,59	29,95	1,25	0,35

* Номер объединенного образца по ГИН АН СССР.

** Номера объединенных образцов по бортовому журналу "Гломара Челленджера".

Рис. 30. Диаграмма определения типа керогена по Д.В. Ван-Кревелену [Van-Krevelen, 1951/52].

Типы органического вещества: I – сапропелевый, II – смешанный (сапропелево-гумусовый, гумусово-сапропелевый), III – гумусовый. Цифры – номера образцов (см. табл. 10)



тальную (рис. 27, *1*, см. вкл.), участками перепутанную слоистость (рис. 27, *2*).

В составе органического вещества нижней части толщи сапропелевых отложений скв. 465А (керны 37–40) в заметном количестве обнаруживается гумусовый материал, представленный аллотигенными микрокомпонентами в виде гелинито-телинита А (витринат А). В сапропелевом материале преобладает сапро-коллинит, содержащий небольшое количество альгинито-талломита. Характерна, как правило, четкая локализация сапропелевого материала, образующего в осадке тяжи, прожилки, линзовидно-полосовидные участки, вытянутые по наслоению, часто огибающие фораминиферы, обломки раковин моллюсков, кости рыб и другие компоненты осадка. Благодаря указанному распределению органического материала осадок почти во всех случаях приобретает четкую тонкую горизонтальную, горизонтально-волнистую (см. рис. 27, *3*) и мелкую косую слоистость (рис. 28, *2*, см. вкл.).

Для средней части толщи сапропелевых отложений (керны 28–36) характерно почти полное отсутствие видимого под микроскопом гумусового материала. Его единичные включения представлены обломками гелинита-телинита А. Сапропелевый материал, так же как и в нижележащей части, представлен преобладающим сапро-коллинитом, среди которого обнаруживается альгинито-талломит. Его включения гораздо мельче по размерам по сравнению с встречающимися в осадках нижней части толщи. Кроме того, они чаще обнаруживаются в небольших скоплениях. Сапропелевое вещество неравномерно насыщает осадок, образуя в нем линзообразные полосы, тонкие лентовидные включения, иногда пятна и прожилки. Такое распределение органического вещества обусловливает горизонтальную и мелкую косую выполаживающуюся слоистость осадка (см. рис. 28, *1–3*).

По составу органического вещества верхняя часть толщи сапропелевых отложений (керны 26 и 27) близка средней части толщи, но включения альгинито-талломита здесь более крупные по размеру. Характерно более или менее равномерное распределение органического вещества в осадке, без четкой локализации, хотя обнаруживаются и отдельные пятна то с бо́льшим, то с меньшим его содержанием. Благодаря такому распределению органического вещества осадок однороден по текстуре, лишь иногда в нем слабо проявляется тонкая горизонтальная слоистость (рис. 29, *2*, см. вкл.).

В органическом веществе сапропелевых отложений скв. 466 преобладает сапро-коллинит. Включения альгинито-талломита, которые равномерно распределяются в сапро-коллините, имеют более крупные размеры, чем встречающиеся в осадках других описанных выше скважин. Гумусовый материал встречен в единичных случаях. Он представлен гелинито-телинитом А, иногда гелинито-телинитом С и фюзинитом. Органическое вещество не локализовано в осадке и распределяется в нем более или менее равномерно. Вследствие этого осадок по текстуре оказывается однородным или слабо горизонтальнослоистым (см. рис. 29, *3*).

Таким образом, исследования петрографического состава органического вещества меловых отложений скв. 463, 465А и 466 показывают, что оно относится к существенно сапропелевому типу, лишь органическое вещество нижней части толщи меловых отло-

жений скв. 465А является смешанным, т.е. гумусово-сапропелевым. По данным химического анализа (табл. 10) и диаграммы, предложенной Д.В. Ван-Кревеленом [Van-Krevelen, 1951/1952] (рис. 30), кероген, т.е. нерастворимое остаточное органическое вещество, тяготеет к смешанному гумусово-сапропелевому типу. Несоответствие определений типа органического вещества по данным петрографического и химического исследований объясняется следующим. Методом микроскопического петрографического исследования фиксируются все форменные элементы органического вещества, а также и его коллоидные составляющие, т.е. гелинито-коллинит, сапро-коллинит и т.д. Присущие сапропелевому материалу гумоидные структуры [Успенский, Радченко, 1975], являющиеся продуктами полимеризации жирового материала, не проявляются при петрографических исследованиях, и их существование обнаруживается по химической характеристике (данные элементного состава). Благодаря гумоидным структурам сапропелевое вещество при оценке его с помощью диаграммы Ван-Кревелена мнимо приобретает смешанный сапропелево-гумусовый и гумусово-сапропелевый состав, т.е. оказывается принадлежащим к типам II или II–III. Следовательно, диаграмма Ван-Кревелена не дает возможности определять природу и генезис органического вещества, а лишь отражает его химическую характеристику (см. табл. 10).

Проведенные исследования постседиментационной эволюции органического вещества сапропелевых меловых отложений изученных скважин показали, что оно находится на стадии диагенеза в общей схеме литогенеза осадочных пород или начального протокатагенеза (ПК-1), по шкале Н.Б. Вассоевича [1975]. Доказательством этому являются низкие величины отражательной способности альгинито-талломита (R^0_{max} = = 0,24–0,26%) и сингенного витринита (R^0_{max} = 0,37–0,42%), а также присутствие кристобалита в минеральном веществе осадков. Сочетание сапропелевого и гумусово-сапропелевого типов органического вещества с низкой стадией его катагенеза позволяет отнести меловые отложения скв. 463, 465А и 466 к категории потенциально нефтематеринских толщ.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ФАЦИИ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ МЕЛОВЫХ САПРОПЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 463, 465А И 466

Сапропелевые отложения скв. 463, 465А и 466 относятся к различным отделам мела (см. рис. 26). В скв. 463, расположенной в западной части гор Маркус-Неккер, пробурена толща сапропелевых отложений раннеаптского возраста, мощностью всего 9,5 м (керн 70). Скв. 465А на южном склоне возвышенности Хесса вскрывает толщу сапропелевых отложений, относящуюся к верхнему альбу и нижнему сеноману. Мощность толщи 134,5 м (керн 26–40). В скв. 466, расположенной в том же районе, что и скв. 465А, сапропелевые отложения мощностью 57 м (керны 29–35) принадлежат верхнему альбу. Выше осадки сеномана отсутствуют. В соответствии с различиями в вещественном составе сапропелевых отложений выделены генетические типы осадков, их фации и макрофации, отражающие особенности мелового осадконакопления в районах изученных скважин.

В основу выделения генетических типов сапропелевых отложений положены следующие признаки: 1) вещественный состав; 2) цвет; 3) структура и 4) текстура осадков; 5) содержание органического углерода; 6) микрокомпонентный состав органического вещества; 7) количество; 8) состав и 9) размерность фаунистических остатков и кремневых организмов; 10) состав аутигенных минералов; 11) положение генетических типов осадков в разрезе; 12) положение на площади; 13) их соотношения между собой. Родственные по вещественному составу генетические типы объединены в определенные фации, близкие из которых по условиям образования составляют макрофации (табл. 11). Ниже приводится описание меловых сапропелевых отложений как по разрезу скважин, так и на площади их распространения в изученном районе Тихого океана.

Сапропелевые отложения в скв. 463 залегают на карбонатно-кремнистой туфогенной серии (см. раздел "Литолого-генетическая характеристика кайнозойско-мезозойских отложений района северо-запада гор Маркус-Неккер" настоящей главы). Она при-

Таблица 11

Генетические типы, фации и макрофации сапропелевых меловых отложений скважин 463, 465А, 466

№ скв.	Генетический тип осадка	Индекс типа	Индекс фации	Фация	Макрофация
463	Известково-нанновый радиолярит серый (до темно-серого, иногда черного, с оливковым оттенком), то с более, то с менее ясной горизонтальной, участками перепутанной слоистостью, с большим количеством радиолярий, пеплом, органическим веществом (0,1–5,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава	463.1а	463.1	Биогенных известково-кремнеземистых осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами зоны относительно глубоководной морской седиментации	Сапропелево-известково-кремнеземистых отложений относительно глубоководной морской седиментации с активными пеплопадами
465А	Фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), однородный, участками слабо горизонтальнослоистый, с органическим веществом (0,1–2,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава	465А.1а	465А.1	Карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации	Сапропелевых и гумусово-сапропелевых карбонатных отложений прибрежно-морской седиментации
	Фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый (иногда темно-серый и черный, с оливковым оттенком), с преобладающей то более, то менее ясной горизонтальной слоистостью, с органическим веществом (0,1–1,9, иногда 6,1%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава	465А.1б			
	Фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), с горизонтальной, участками мелкой пологой косой слоистостью, с органическим веществом (0,1–8,6%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава	465А.1в			

Таблица 11 (окончание)

№ скв.	Генетический тип осадка	Индекс типа	Индекс фации	Фация	Макрофация
	Фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), с горизонтальной, участками мелкой пологой косой слоистостью, с органическим веществом (0,1–7,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, с витринитом	465А.2а	465А.2	Карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами органического вещества зоны мелководной прибрежно-морской седиментации	
	Фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), с горизонтально-волнистой, участками однонаправленной косой выполаживающейся слоистостью, повышенным содержанием терригенного материала, кристаллами и прослоями доломита, с органическим веществом (0,2–3,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, обилием витринита	465А.2б			
466	Фораминиферово-нанновый ил (мел) серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), однородный или слабогоризонтальнослоистый, с текстурами взмучивания, с органическим веществом (0,1–7,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава	466.1а	466.1	Карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации	

надлежит к макрофации сапропелево-известково-кремнеземистых отложений относительно глубоководной морской седиментации с активными пеплопадами (см. табл. 11). Разрез толщи (керн 70) сложен одним генетическим типом осадков (463. 1а), который представлен известково-нанновыми радиоляритами серыми, темно-серыми, иногда оливково-черными. Интенсивность окраски осадка варьирует в зависимости от содержания сапропелевого органического вещества, которое в наиболее светлых слоях составляет 0,1–0,55%, а в темных и оливково-черных достигает 3,0–5,5%. Различные по окраске слои чередуются в разрезе толщи, придавая ей то более, то менее ясно выраженное горизонтально слоистое сложение (см. рис. 27, *1*). Мощность отдельных слойков меняется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Границы между ними то более, то менее четкие, участками – со следами ходов илоедов, размыва и перемыва. Иногда темноокрашенные участки имеют вид вкрапленности мелких линзочек или неопределенной формы включений среди серого вещества осадка, благодаря чему последний характеризуется как бы перепутанной слоистостью (см. рис. 28, *2*).

Под микроскопом в вещественном составе данного генетического типа осадка обнаруживается, как правило, обилие полурастворенных кокколитов, много радиолярий, осколков вулканического стекла, спикул кремневых губок, единичные кости рыб и линзочки монтмориллонит-иллитовой глины. Для осадка характерна то бо́льшая, то меньшая примесь сингенного сапропелевого вещества. Последнее локализуется в прожилках, пятнах и линзовидных участках, окрашенных в бурый цвет различной интенсивности. Этому неравномерному распределению органического вещества обязана своим существованием отчетливая горизонтальная, горизонтально-волнистая, нередко прерывистая микрослоистость осадка.

Сапропелевое вещество представлено сапро-коллинитом, среди которого равномерно распределяются включения альгинито-талломита. Аллотигенный и сингенный гумусовый материал почти отсутствует. Это свидетельствует об удаленности зоны седиментации от суши. В связи с этим и терригенного материала (в виде зерен кварца и полевых шпатов) в осадке мало. Фаунистические остатки представлены единичными включениями костей рыб и планктонных организмов. Из аутигенных минералов для осадка характерны: глобулярный опал, цеолиты типа клиноптилолита, кальцита и небольшая примесь пирита. Пирит рассеян в сапро-коллините, иногда замещает альгинито-талломит и бывает приурочен к радиоляриям. Иногда им обогащены некоторые интервалы разреза (обр. 70–5–99–100 и 70–6–42–43).

Карбонатность осадка данного генетического типа обусловлена в основном обилием реликтов кокколитов, а также наличием аутигенного кальцита. Она выдерживается в пределах 25–35%. Ее повышение или снижение в отдельных слоях разреза связано с колебанием содержания органического вещества и биогенного кремнезема в осадке.

Отсутствие гумусового материала в органическом веществе описанных известково-нанновых радиоляритов, незначительная примесь терригенных минеральных компонентов, обилие радиолярий и обогащенность сингенным сапропелевым веществом позволяют предположить формирование осадков этого типа в зоне относительно глубоководной морской седиментации.

В то время, когда в районе скв. 463 происходило накопление нижнеаптских сапропелевых известково-нанновых радиоляритов, в районе скв. 465А осадки, обогащенные органическим веществом, очевидно, не отлагались. Их формирование началось в верхнем альбе с толщи сапропелевых и гумусово-сапропелевых фораминиферово-нанновых перекристаллизованных известняков, ниже которых в разрезе залегают изверженные породы – трахиты, датируемые также верхним альбом.

При анализе толщи этих отложений выяснилось, что она состоит из пяти генетических типов осадков (465А.1а–1в; 465А.2а–2б; см. табл. 11), которые соответствуют двум фациям (465А.1 и 465А.2) и относятся к макрофации сапропелевых и гумусово-сапропелевых карбонатных отложений прибрежно-морской седиментации. Границы генетических типов и фаций в толще осадков этой макрофации проведены условно вследствие низкого выхода керна.

Основание разреза толщи фораминиферово-нанновых перекристаллизованных известняков, содержащих органическое вещество (керны 37–40), относится к фации карбонатных осадков с сингенными сапропелевыми и аллотигенными гумусовыми микрокомпонентами зоны мелководной прибрежно-морской седиментации (465А.2). Зона представлена двумя генетическими типами осадков: 465.2б (обр. 39–1–113–114 и керн 40) и 465А.2б (керн 37 и обр. 39–1–112–113), которые различаются текстурными особенностями, содержанием и размерами включений гумусового материала, количеством терригенного минерального вещества и составом карбонатов. Осадки обоих генетических типов принадлежат к сапропелевым и гумусово-сапропелевым фораминиферово-нанновым перекристаллизованным известнякам, цвет которых в образце меняется от серого до темно-серого, иногда черного, с оливковым оттенком. Изменение окраски осадков обусловлено различиями в содержании органического вещества, которое колеблется в пределах 0,2–3,5% (тип 465А.2б) и 0,1–7,5% (тип 465А.2а). В составе органического вещества обоих генетических типов осадков наряду с сапропелевым материалом, который представлен сапро-коллинитом и альгинито-талломитом, обнаруживается примесь гумусового материала. Он присутствует в виде мелких и крупных (до 2,5 см) обломков аллотигенного бесструктурного гелинито-теллинита А (витринита), а также единичных обрывков тканей, представленных гелинито-телинитом С и, возможно, гелинито-коллинитом. Осадки генетического типа 465А.2б, залегающие в подошве интервала, оказываются более обогащенными гумусовым материалом по сравнению с лежащими выше осадками типа 465А.2а. В последних отмечается и более мелкий размер его включений.

Для этих типов характерна отчетливая локализация органического вещества. Вследствие этого в микроструктуре осадков обоих типов обнаруживаются четко отграниченные полосы, прожилки, тяжи и линзовидно-полосовидные участки, обогащенные органическим веществом. Это обусловливает горизонтально-волнистую (см. рис. 27, *3*), участками однонаправленную косую выполаживающуюся (иногда со следами размыва) слоистость (см. рис. 27, *4*; рис. 28, *1*), преобладающую в осадках основания описываемого интервала (тип 465А.2б). Вверх по разрезу (тип. 465А.2а) слоистость становится горизонтальной, участками мелкой пологой косой. Макроскопически это проявляется в чередовании слоев различной мощности и протяженности, различающихся по интенсивности окраски, а иногда и в гранулометрии материала.

В вещественном составе осадков обоих генетических типов преобладает карбонатный материал, который составляет 55–90,8%. Эти колебания в значительной мере связаны с содержанием органического вещества. Изучение его под микроскопом показывает, что он состоит в основном из тонкоагрегатного кальцита, являющегося продуктом перекристаллизации карбонатных микроорганизмов (главным образом кокколитов). Реликты последних в осадках нередко проявляются отчетливо. В составе карбонатного материала обнаруживается также и аутигенный доломит, который характерен для осадков генетического типа 465А.2б. Он встречается в виде отдельных ромбоэдров, рассеянных в осадке, а некоторые прослои обогащены им (обр. 40–1–120–121, 40–2–20–23).

Терригенный материал в осадках обоих типов представлен в основном зернами кварца и полевых шпатов, достигающих песчаной и гравийной размерности, а также иногда чешуйками биотита. Для осадков, залегающих в подошве интервала (тип 465А.2б), терригенный материал более характерен, и он более грубозернист. В осадках этого же типа встречаются обломки сильновыветрелого базальта, а также прослои монтмориллонитовой глины с примесью иллита (обр. 40–2–7–8). Монтмориллонитовая глина является продуктом переработки вулканического пепла.

Из фаунистических остатков для осадков интервала характерны раковины фораминифер, камеры которых выполнены перекристаллизованным кальцитом, крупные и мелкие обломки раковин моллюсков, скелеты ракообразных организмов, а также включения костей рыб различных размеров. По всему разрезу интервала отмечается заметное количество пирита, который встречается в камерах фораминифер, приуро-

чен к альгинито-талломиту или рассеян отдельными кристаллами в сапропелевом веществе осадка.

При анализе особенностей вещественного состава осадков интервала обращают на себя внимание аллотигенные и сингенные гумусовые микрокомпоненты в них, указывающие на снос терригенного материала с суши, а также, очевидно, и с подводных поднятий. Эти источники сноса располагались вблизи бассейна седиментации, представляющего собой прибрежную мелководную зону моря. Подтверждением этого являются заметное содержание зерен кварца и полевых шпатов в минеральном веществе осадков, а также текстурные особенности последних, проявляющиеся в преобладании отчетливой горизонтально-волнистой, косой, горизонтальной и мелкой пологой косой слоистости в них.

Выводу о прибрежно-морском мелководном накоплении осадков соответствует и обнаружение в этих осадках достаточно крупных обломков раковин, принадлежащих бентосным мелководным пелециподам, остракодам и другим организмам.

Уменьшение содержания и размера включений аллотигенного гумусового и терригенного материала при смене генетического типа осадка 465А.2б на 465А.2а вверх по разрезу интервала свидетельствует о том, что в самом начале формирования толщи осадков, обогащенных органическим веществом, бассейн седиментации располагался ближе к источникам сноса, чем в последующее время. Факт значительного содержания кристаллов и прослоев доломита в осадке генетического типа 465.2б, лежащего в подошве интервала, указывает, возможно, на существование осолоняющихся лагун в прибрежной зоне моря. Изменение горизонтально-волнистой и косой слоистости (тип 465А.2б) на горизонтальную и мелкую пологую косую (тип 465А.2а) говорит о постепенном удалении бассейна седиментации от побережья по мере накопления осадков, т.е. свидетельствует о развивающейся трансгрессии моря.

Расположенная выше по разрезу толща сапропелевых отложений (керны 32–36) относится к фации карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации и принадлежит к той же макрофации, что и нижележащий интервал разреза. Эта фация представлена генетическими типами 465А.1в (керн 32, обр. 1–94–95 – керн 36), 465А.1б (керн 28 – керн 32, обр. 1–58–59) и 465А.1а (керн 26 – керн 27, секция 2), сменяющими последовательно друг друга вверх по разрезу от верхнего альба к нижнему сеноману включительно (см. рис. 28, *2–3*; рис. 29, *1–2*). Они различаются текстурными особенностями и содержанием органического вещества в их составе.

Осадки всех трех указанных выше генетических типов представлены серыми, темно-серыми и черными (с оливковым оттенком) фораминиферово-нанновыми перекристаллизованными известняками, иногда мергелями.

Органическое вещество, содержание которого в осадках этих типов колеблется в пределах 0,1–8,6%, состоит в основном из сапро-коллинита и альгинито-талломита. Оно характеризуется незначительной примесью гумусового материала в виде обломков гелинито-телинита А (витринита А), который является более обычным для вещества осадков нижележащего интервала. Также изредка встречаются прожилки гелинито-телинита С.

Распределение органического вещества в осадках описываемых генетических типов неодинаково, благодаря чему каждый из них имеет свои текстурные особенности. Локализация органического вещества в линзах, полосах и прожилках с различной четкостью границ обусловливает горизонтальную, участками мелкую косую пологую слоистость осадков генетического типа 465А.1в (верхний альб), залегающего в основании интервала (см. рис. 28, *2, 3*). Вверх по разрезу, в осадках генетического типа 465А.1б (верхний альб), преобладает горизонтальная слоистость, то более, то менее ясно выраженная (см. рис. 29, *1*). Осадки генетического типа 465А.1а (нижний сеноман) обнаруживают однородную или слабую горизонтальнослоистую текстуру (см. рис. 29, *2*). Это обусловливается более или менее равномерным распределением ор-

ганического вещества в осадке, лишь местами с намечающейся локализацией его в отдельных пятнах, имеющих нечеткие контуры.

В вещественном составе осадков всех трех описываемых генетических типов преобладает тонкоагрегатный кальцит, местами с прослоями, состоящими из крупнокристаллического кальцита (керны 28 – 29, керн 31, секция 1 и др.). Карбонатный материал, так же как и в осадках нижнего интервала разреза описываемой толщи, является продуктом перекристаллизации кокколитов и других карбонатных организмов. Терригенные минералы в вещественном составе осадков почти отсутствуют или обнаруживаются в виде единичных зерен кварца и полевых шпатов. Из аутигенных минералов отмечаются пирит (в очень небольшом количестве) и барит, связанный с камерами фораминифер или заполняющий пустоты.

Фаунистические остатки представлены многочисленными раковинами фораминифер, небольшим количеством костей рыб и редкими обломками раковин моллюсков, иногда довольно крупных, видимых даже в образце (см. рис. 29, *4*). Встречаются ходы илоедов. Обнаруживаются радиолярии, скелеты которых замещены, как правило, перекристаллизованным кальцитом.

Незначительная примесь гумусового материала в составе органического вещества, а также терригенных минералов в осадках описанных выше генетических типов интервала (465А.1в, 465А.1б и 465А.1а) указывает на то, что формирование их происходило в относительно удаленном от суши бассейне седиментации, который располагался в относительно глубоководной прибрежной зоне моря. Свидетельством этой фациальной обстановки является также обогащенность осадков этих генетических типов сапропелевым материалом, большая часть которого имеет водорослевое происхождение. Смена осадков с горизонтальной и мелкой косой пологой слоистостью (тип 465А.1в) вверх по разрезу интервала на осадки с преобладающей горизонтальной слоистостью (465А.1б) и далее на почти однородные или слабо горизонтальнослоистые (тип. 465А.1а) характеризует процесс углубления бассейна седиментации и все большего удаления его от берега по мере развития осадконакопления, присущего данному интервалу.

Итак, если осадконакопление толщи сапропелевых отложений в разрезе скв. 465А началось в мелководных условиях зоны прибрежно-морской седиментации (иногда, возможно, с осолоняющимися лагунами), то закончилось оно в условиях, относительно более глубоководных и удаленных от берега, но, очевидно, в той же зоне прибрежно-морской седиментации. Это углубление морского бассейна на протяжении верхнего мела и нижнего сеномана зафиксировано последовательной сменой генетических типов осадков и их фаций в разрезе толщи сапропелевых отложений от ее основания к верхам.

Формирование толщи сапропелевых отложений в разрезе скв. 466 в верхнем альбе началось с фации карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежно-морской седиментации. Осадки мелководного моря, которыми начинается толща сапропелевых отложений по скв. 465А, здесь отсутствуют. Осадки указанной фации в скв. 466, в отличие от описанных по другим скважинам, не консолидированы. По особенностям вещественного состава и фациальной принадлежности толща сапропелевых отложений скв. 466 соответствует интервалу фации 465А.1 скв. 465А и относится к той же макрофации.

Меловые отложения в разрезе скв. 466 представлены одним генетическим типом осадков (466.1а; см. табл. 11). Это сапропелевые известково-фораминиферово-наннoвые илы серые (до темно-серых и черных, с оливковым оттенком), с отчеливыми текстурами взмучивания (см. рис. 29, *4*), неслоистые или с неясно выраженной горизонтальной слоистостью. Осадок обогащен кремнями и содержит мелкие линзовидные включения темно-серой глины.

Под микроскопом обнаруживается обилие сильно растворенных кокколитов и много раковин фораминифер, камеры которых заполнены перекристаллизованным

кальцитом или кристобалитом. Встречаются скелеты радиолярий, кости рыб и редкие обломки раковин моллюсков (пелециподов, остракод).

Органическое вещество представлено сапро-коллинитом и альгинито-талломитом, а также редкими обломками гелинито-телинита А, включениями гелинито-телинита С (витринита С) и фюзинита. Последний характеризуется остатками клеточного строения тканей. Содержание органического вещества в осадках этого типа колеблется в широких пределах от 0,1 до 7,5%, причем характерно равномерное распределение органического вещества в осадках, что обусловливает их однородную текстуру.

Терригенный материал почти отсутствует. Встречаются осколки вулканического стекла. Глинистое вещество состоит из ферри-монтмориллонита и иллит-монтмориллонита. Аутигенным минералом является главным образом пирит, кристаллы которого нередко приурочиваются к скелетам радиолярий, камерам фораминифер, альгинито-талломиту или рассеяны в сапропелевом веществе осадка. Встречаются единичные зерна глауконита и включения крупнокристаллического кальцита. Карбонатность осадков меняется от 20 до 95%.

Какого-либо закономерного изменения вещественного состава осадков в разрезе толщи фораминиферово-нанновых илов не обнаружено.

Обогащенность осадков данного генетического типа сингенным сапропелевым материалом, в основном растительного происхождения, указывает на их образование в условиях прибрежной зоны моря. Незначительная примесь аллотигенного и сингенного гумусового материала в органическом веществе осадков и почти полное отсутствие терригенных минералов в них говорит о том, что суша, служившая источником поступления материала, в момент формирования описываемой толщи не была близкой. Следовательно, бассейн седиментации располагался в прибрежной зоне, но был относительно удален от побережья. Близкая фациальная обстановка, как было показано выше, была характерна и для момента формирования верхнего интервала толщи сапропелевых отложений в разрезе скв. 465А.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР МАРКУС-НЕККЕР И ВОЗВЫШЕННОСТИ ХЕССА

Основное содержание данного раздела: 1) идентификация минералов глинистой фракции, 2) выяснение распределения ассоциаций глинистых минералов по стратиграфическим интервалам в разрезах скважин, 3) выявление генетических связей глинистых минералов с фациально-литологическими типами осадков и факторами осадконакопления. Идентификация глинистых минералов производилась в основном с помощью рентгендифрактометра марки "ДРОН-1" с использованием CuK_{α}-излучения, при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования составила 2°/мин. Ориентированные препараты готовились для фракции < 1 мкм и частично для < 10 мкм (из-за недостатка кернового материала) в трех состояниях: воздушно-сухие, насыщенные глицерином и прокаленные при 550° С.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В глинистой фракции осадков, вскрытых скважинами 62-го рейса "Гломара Челленджера", обнаружены следующие минералы. иллит, хлорит, каолинит, монтмориллонит (смектит), два типа смешаннослойных минералов – сильно набухающий (М-i) и слабо набухающий (i-М), минералы группы цеолитов – клиноптилолит и гейландит, минералы кремнезема – кварц, кристобалит и тридимит, а также примесь полевых шпатов.

Гидрослюда обычно имеет очень острые пики с d = 10 Å, что свидетельствует о ее хорошей кристалличности. Гораздо реже она обнаруживает слабое набухание. По значениям d_{060} она относится к диоктаэдрической разновидности.

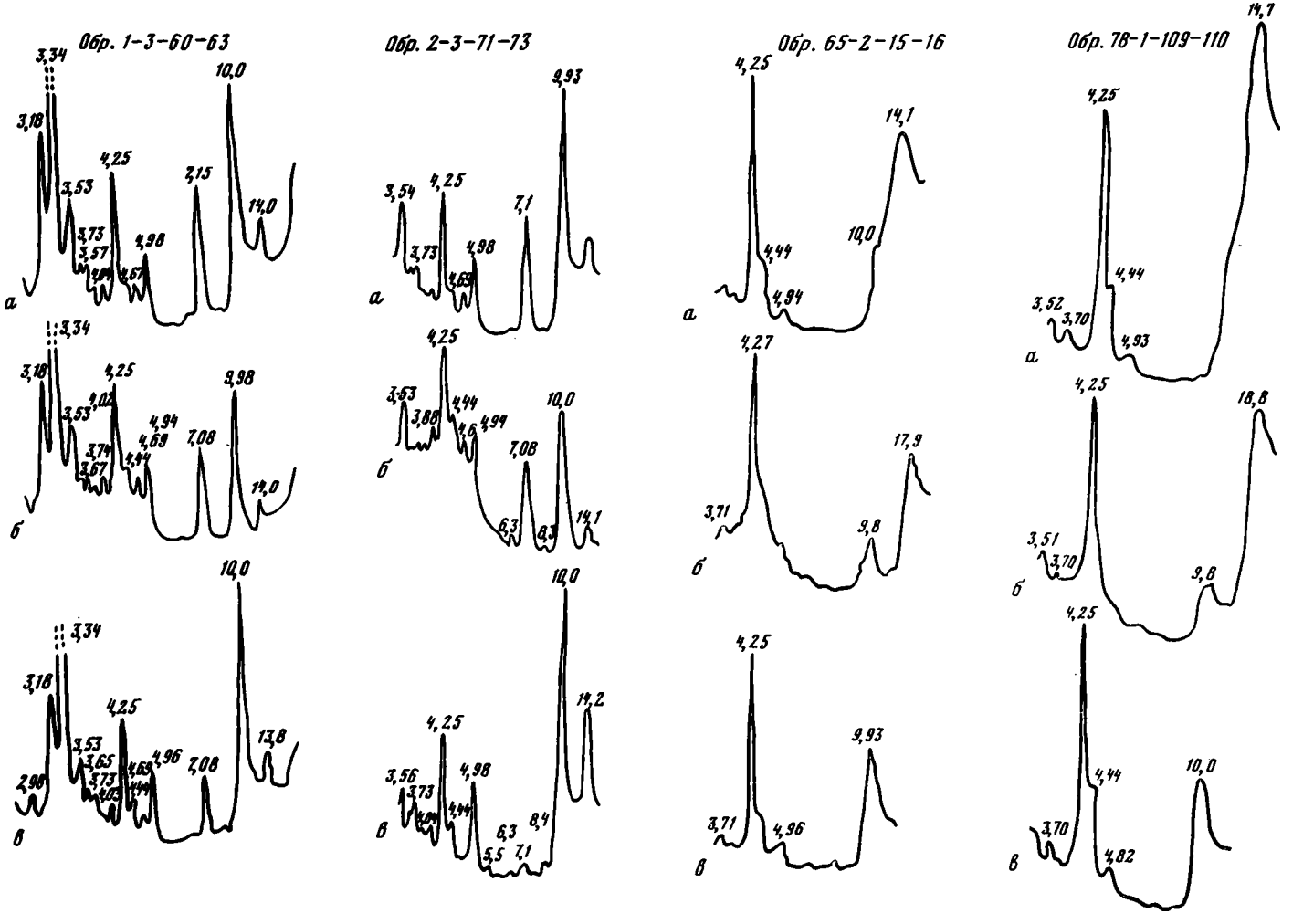

Обр. 1-3-60-63
Обр. 2-3-71-73
Обр. 65-2-15-16
Обр. 78-1-109-110
а
б
в

Рис. 31. Рентген-дифрактограммы типичных глинистых минералов

Образцы из скв. 463: 1–3–60–63 – в глинистой фракции преобладает иллит с примесью хлорита; 2–3–71–73 – глинистая фракция сложена слабо набухающим смешаннослойным минералом (i-M) с преобладанием иллитовых слоев; 65–2–15–16 – с монтмориллонитовым составом глинистой фракции; 78–1–109–110 – глинистая фракция сложена сильно набухающим смешаннослойным минералом (M-i) с малым содержанием иллитовых пакетов

Состояние образца: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *b* – прокаленный при 550° С

Хлорит также отличается хорошей кристалличностью и относится к триоктаэдрической разновидности.

Каолинит, обычно присутствующий в виде небольшой примеси, определяется по стандартным рефлексам 7,15 и 3,57 Å, исчезающим после прокаливания при 550° С и сохраняющимся после обработки 10%-ной HCl.

Монтмориллонит, имеющий рефлексы 14,1–14,7 Å в воздушно-сухом состоянии, отличается наличием катионов Ca^{2+} в его обменном комплексе. После насыщения глицерином он набухает до появления рефлексов 17,9 Å (рис. 31).

Смешаннослойные минералы: монтмориллонит-иллитовый минерал (M-i) неупорядоченной структуры очень близок к монтмориллониту с весьма незначительным количеством иллитовых пакетов. Практически во многих случаях трудно решить – имеем ли мы дело с очень тонкодисперсным смектитом или со смешаннослойным (M-i) минералом. Последний характеризуется здесь несколько асимметричными рефлексами 14,7 Å в воздушно-сухом состоянии и 18,8–19,6 Å – после насыщения глицерином. Второй тип неупорядоченно-смешаннослойного, слабо набухающего минерала (i-M) идентифицируется В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [1976] по рефлексу с d = 9,97 Å для природного образца и 10 Å для насыщенного глицерином или прокаленного при 550° С.

Цеолиты: клиноптилолит имеет характерный острый пик с d =8,8 Å, а гейландит – 8,5 и 5,2 Å.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ АССОЦИАЦИЙ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН

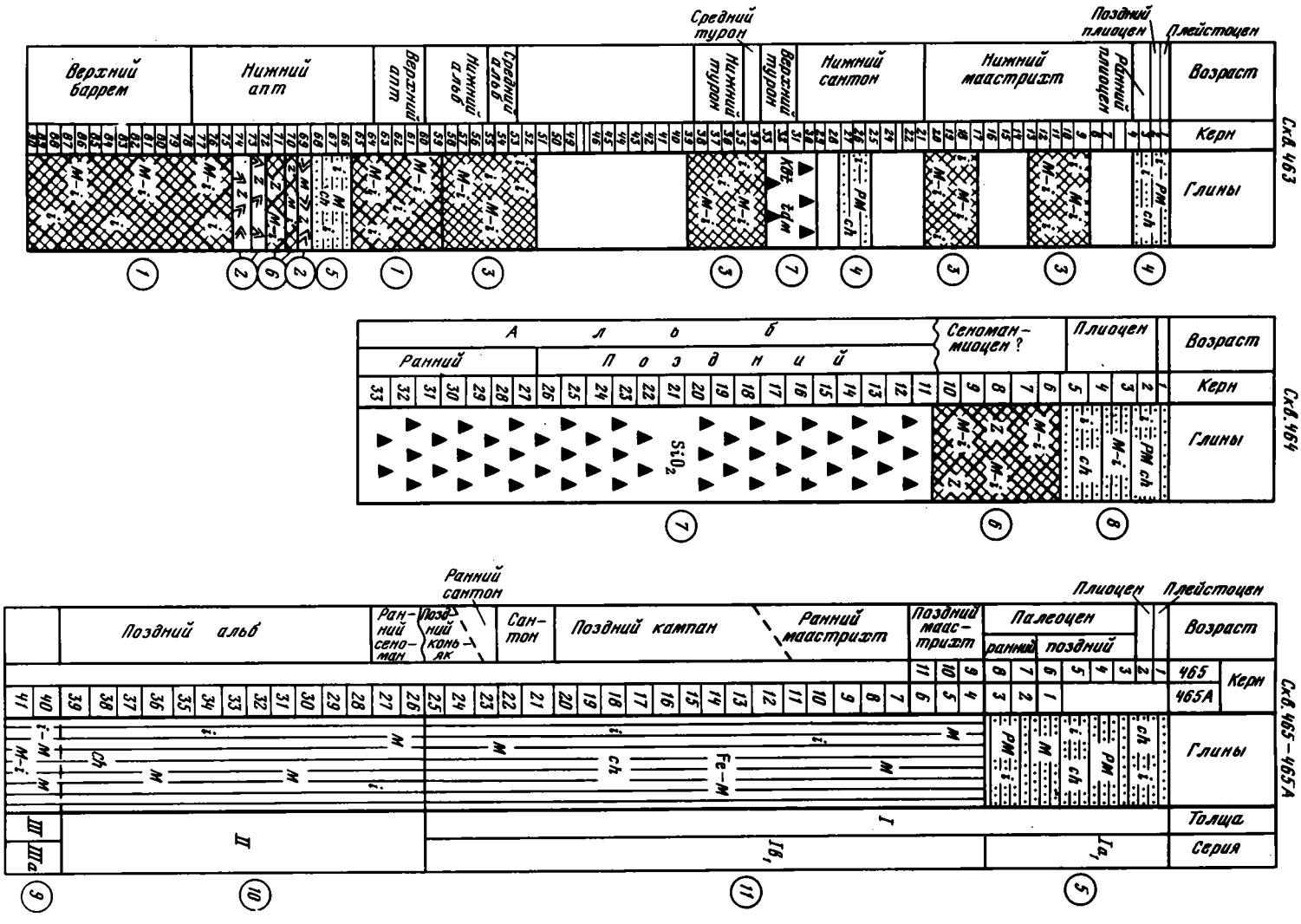
Особенности размещения глинистых минералов по разрезам скважин 62-го рейса изучались для трех районов: 1) западной части гор Маркус-Неккер (скв. 463), 2) северного склона возвышенности Хесса (скв. 464) и 3) южного склона возвышенности Хесса (скв. 465, 465А и 466) (рис. 32).

Западная часть гор Маркус-Неккер

Скважина 463

Ассоциации глинистых минералов, выделенные в разрезах скв. 463, по набору минералов или их количественным соотношениям позволяют говорить об их некоторой специфичности для каждой серии, выделенной по литологическим признакам (табл. 12). Для иллюстрации этого вывода ниже приводится краткая характеристика ассоциаций глинистых минералов по выделенным литологическим единицам. Описание дается в порядке снизу вверх, что лучше отвечает истории геологического развития данного региона.

Толща наиболее древних мезозойских осадков, вскрытых скв. 463, верхнебаррем-ского возраста (керны 79–92), представлена переслаиванием известняковых брекчий с наннофораминиферовыми глубоководными илами. Глинистая фракция этой толщи слагается неупорядоченно смешаннослойным монтмориллонит-иллитовым (M-i) минералом или тонкодисперсным монтмориллонитом с небольшой примесью гидрослюды (иллита) и минералов кремнезема.


Скв. 463
Возраст
Керн
Глины
Верхний баррем
Нижний апт
Верхний апт
Нижний альб
Средний альб
Средний турон
Нижний турон
Верхний турон
Нижний сантон
Нижний маастрихт
Поздний плиоцен
Ранний плиоцен
Плейстоцен
Скв. 464
Альб
Ранний
Поздний
Сеноман-миоцен ?
Плиоцен
SiO2
Скв. 465–465А
Ранний сантон
Поздний альб
Ранний сено-ман
Поздний конь-як
Сан-тон
Поздний кампан
Ранний маастрихт
Поздний маас-трихт
Палеоцен
ранний
поздний
465
465А
Толща
Серия
II
I
Iб,
Iа,

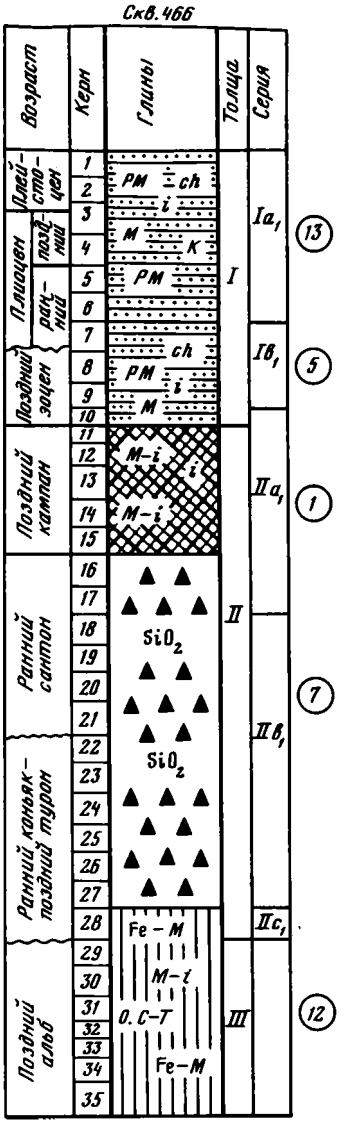


Рис. 32. Распределение ассоциаций глинистых минералов в разрезах скважин

Ассоциации: *1* – смешаннослойная монтмориллонит-иллитовая (М-i) с примесью иллита; *2* – монтмориллонитовая с цеолитом, образующаяся по вулканическому пеплу; *3* – иллит с примесью смешаннослойного минерала (М-i); *4* – полиминеральная иллитовая с хлоритом; *5* – полиминеральная монтмориллонитовая с примесью иллита и хлорита; *6* – смешаннослойная (М-i) с цеолитом; *7* – минералы кремнезема: кристобалит и тридимит; *8* – полиминеральная иллитовая с примесью хлорита и смешаннослойного минерала (М-i); *9* – монтмориллонитовая с примесью двух типов смешаннослойных минералов (М-i) и (i-М); *10* – монтмориллонитовая с малой примесью иллита и хлорита; *11* – монтмориллонитовая с небольшой примесью иллита, хлорита и Fe-монтмориллонита в отдельных прослоях; *12* – Fe-монтмориллонитовая с опалом-СТ и примесью смешаннослойного минерала типа (М-i); *13* – полиминеральная с иллитом, хлоритом, примесью монтмориллонита и каолинита

Толща пелитоморфных известняков нижнего апта (керны 75–78) имеет в составе глинистой фракции тот же неупорядоченно-смешаннослойный минерал типа (М-i) или тонкодисперсный монтмориллонит с примесью гидрослюды и цеолита.

Толща частично окремнелых известняков или сланцев нижнего апта с примесью вулканических пеплов относительно кислого, реже основного состава (керны 69–74) имеет глинистую фракцию, близкую по составу к глинистой фракции верхнего баррема, но отличается обогощенностью цеолитом. Глинистая фракция этой толщи сложена аутигенным монтмориллонитом, развивающимся по основным витрокластам или неупорядоченно-смешаннослойным минералам (М-i), близким к монтмориллониту и развивающимся по вулканическим стеклам более кислого состава (может быть, типа андезито-базальтов). Аутигенные смектитовые минералы сильно перекристаллизованы и сопровождаются заметным количеством цеолита из группы клиноптилолита. Структурное преобразование витрокластов, возможно, происходило при участии гидротермальных растворов. Влияние детритного материала в этих осадках незаметно.

Толща известняков с органическим веществом (керны 67–68) нижнего апта отличается преобладанием иллита в глинистой фракции и примесью монтмориллонита.

Толща пелитоморфных тонкослоистых известняков нижнего и верхнего апта (керны 60–66) отличается преобладанием в глинистой фракции сильно набухающего смешаннослойного монтмориллонит-иллитового (М-i) минерала, близкого к смектиту, с небольшой примесью гидрослюды, реже хлорита.

Толща пелитоморфных известняков с фораминиферами и карбонатным детритом нижнего альба (керны 55–58) хаарктеризуется доминированием в глинистой фракции иллита с небольшой примесью смешаннослойного минерала типа (М-i), близкого к смектиту.

Мощная толща сильноокремнелого неслоистого фораминиферового нанномела в возрастном интервале от позднего альба до позднего сеномана включительно (керны 40–52) практически не содержит глиинстых минералов в пелитовой фракции, в ней присутствуют лишь минералы кремнезема.

Таблица 12

Глинистые минералы и их ассоциации в мезозойских и кайнозойских осадках скв. 463

Возраст		№ обр.	Глинистые минералы фракции < 1 мкм	Ассоциация глинистых минералов
Плейстоцен		1–3–60–62	Иллит, хлорит, кристобалит, примесь кварца	Полиминеральная с иллитом и примесью хлорита
Плиоцен	Верхний	2–3–71–73		
	Нижний	3–3–72–74		
Нижний маастрихт		12–6–88–90	Иллит, смешаннослойный (М-i), примесь цеолита (клиноптилолита), кристобалита и кварца	Иллит с примесью смешаннослойного (М-i)
		17–1–70–72	Смешаннослойный (М-i), примесь иллита, тридимита, кристобалита и кварца	
Нижний сантон		26–СС	Иллит, хлорит, примесь кварца и полевого шпата	Полиминеральная с иллитом и примесью хлорита
Нижний турон		38–1–13–14	Иллит, небольшая примесь смешаннослойного (М-i), кварца и полевых шпатов	Иллит с примесью смешаннослойного (М-i)
Нижний альб		58–2–98–99	Иллит, примесь смешаннослойного (М-i) и кварца	
		59–1–6–7	Смешаннослойный (М-i), примесь кварца и полевого шпата	
Апт	Верхний	62–2–26–72	Смешаннослойный (М-i), примесь кварца и полевого шпата	
	Нижний	65–2–15–16	Смешаннослойный (М-i), примесь иллита и кварца	Смешаннослойный (М-i) с примесью иллита
		65–2–28–29	Смешаннослойный (М-i), примесь иллита, хлорита и кварца	
		67–2–0–3	Иллит, монтмориллонит, примесь кварца и полевых шпатов	Иллит с монтмориллонитом
		69–СС–8–9 70–1–50–51 70–3–61–62 70–5–106–107 70–6–42–43 70–7–26–27	Смешаннослойный (М-i), примесь цеолита (клиноптилолита)	Переслаивание смектита или смешаннослойного (М-i) с обилием цеолита
		71–1–15–16	Монтмориллонит, примесь клиноптилолита	
		71–1–95–97	Смешаннослойный (М-i), примесь иллита	
		71–2–68–69	Минералы кремнезема	
		74–1–15–16	Смешаннослойный (М-i) с клиноптилолитом	
		74–1–70–71	Смешаннослойный (М-i)	
		78–1–109–110	Смешаннослойный (М-i), малая примесь гидрослюды и цеолита	
Верхний баррем		81–1–25–26 82–1–40–41 83–1–45–47	Смешаннослойный (М-i), малая примесь гидрослюды	Смешаннослойный (М-i), с примесью иллита
		84–1–123–124 85–1–128–130	Минералы кремнезема	
		88–1–33–35	Смектит	
		89–1–110–111	Минералы кремнезема	

Толща фораминиферово-наннового мела верхнего и частично среднего сеномана (керны 34–39) имеет тот же состав глинистых минералов, что и породы нижнего альба с преобладанием в глинистой фракции иллита и небольшой примеси сильно набухающего смешаннослойного минерала (M-i), близкого к смектиту.

Толща кремнистых пород турон-сантонского возраста (керны 30–33) не содержит глинистых минералов, в ней присутствуют лишь минералы кремнезема, в том числе кристобалит и тридимит.

Толща неслоистого фораминиферово-наннового мела нижнего сантона (керны 26–27) довольно резко отличается от нижележащих пород по составу глинистых минералов пелитовой фракции. В ней преобладает иллит с небольшой примесью хлорита в сочетании с детритной примесью полевого шпата и кварца.

Толща фораминиферово-наннового мела нижнего и верхнего камапана (керны 21–25) не анализировалась на глинистые минералы за неимением образцов керна.

Мощная толща наннофораминиферовых илов нижнего маастрихта (керны 8–20) снова имеет состав глинистой фракции, аналогичный составу, характерному для отложений нижнего альба и нижнего турона. Он характеризуется преобладанием иллита и примесью сильно набухающего смешаннослойного минерала (M-i), но с клиноптилолитом и кристобалитом.

Толщи наннoилов эоцена и олигоцена (керны 5–6) не анализировались на глинистые минералы ввиду отсутствия керна.

Толщи наннофораминиферовых илов верхнего плиоцена (керны 2–3) и плейстоцена (керн 1) имеют практически одинаковый полиминеральный состав глинистой фракции. В нем резко преобладает хорошо окристаллизованный иллит с варьирующей примесью хлорита, без набухающих фаз. Эти минералы сочетаются с постоянным комплексом детритных минералов – полевого шпата и кварца.

Северная часть возвышенности Хесса

Скважина 464

Серия III (керны 11–33) апт-альб-сеноманского возраста[1], сложенная карбонатными, кремнистыми породами, осталась неохарактеризованной по составу глинистой фракции из-за окремнения (табл. 13).

Породы серии II (керны 6–10) позднемелового и эоцен-миоценового возраста сложены коричневыми глинами. Глинистая фракция характеризуется преобладанием сильно набухающего смешаннослойного минерала (M-i) с малым содержанием иллитовых пакетов. Кроме того, присутствует малая примесь иллита, хлорита, тридимита и цеолита из группы гейландита.

Породы серии I (керны 2–5) среднемиоцен-раннеплиоценового возраста подразделяются по литологическому составу на подсерии Ia и Ib. Подсерия Ib сложена кремнистыми глинами, а подсерия Ia – глинистыми радиоляриевыми илами. Однако глинистая фракция совершенно идентична для всей серии I в целом. Она характеризуется резко выраженным полиминеральным составом с обилием детритных минералов: иллита, хлорита и примесью сильно набухающего смешаннослойного минерала (M-i). Этим толща глин и илов серии I резко отличается от пород нижележащей серии II.

Южная часть возвышенности Хесса

Скважины 465 и 465А

Распределение глинистых минералов и их ассоциаций в сводном разрезе скв. 465 и 465А отличается следующими особенностями.

Верхняя часть серии III (керны 40А и 41А) представлена базальтовой брекчией,

[1] Серии, выделенные по ассоциациям глинистых минералов, не всегда совпадают с сериями, выделенными по литологическим признакам.

Таблица 13

Глинистые минералы и их ассоциации в фациальных зонах мезозойских и кайнозойских осадков скв. 464

Возраст	№ обр.	Глинистые минералы фракции < 1 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Макрофация
Верхний плиоцен	2–2–104–108	Иллит, смешаннослойный (M-i), хлорит, примесь кристобалита, тридимита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная, с иллитом, хлоритом и смешаннослойным минералом	Глинистых органогенно-кремнистых осадков глубоководной зоны океана
	2–3–71–73	Иллит, хлорит, примесь кристобалита, опала-СТ, кварца и полевых шпатов		
	2–4–44–48	Иллит, примесь монтмориллонита и хлорита		
Нижний плиоцен	3–3–80–84	Иллит, смешаннослойный (M-i), следы хлорита и иллита		
	4–2–52–55	Иллит, смешаннослойный (M-i), хлорит, примесь кристобалита, тридимита, кварца и полевых шпатов		
Верхний миоцен	5–4–107–111	Иллит, смешаннослойный (M-i), хлорит, следы кварца и полевых шпатов		
Нижний эоцен	6–4–94–96	Смешаннослойный (M-i), иллит и хлорит	Смешаннослойный (M-i) с малой примесью иллита, хлорита и цеолита	Глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма
Палеоцен	7–4–120–122	То же		
Верхний мел	8–2–21–23	”		
	8–2–31–33	Смектит, малая примесь иллита и хлорита, кварца и полевых шпатов		
	9–1–123–125	Смектит		
	9–5–30–32	Смектит, малая примесь иллита, гейландита, аморфный кремнезем		
	10–2–120–122	Смешаннослойный (M-i), примесь цеолита		
	10–2–64–67	Смешаннослойный (M-i), примесь цеолита и тридимита		

в которой частично измененные обломки базальтов (трахитов) цементируются кальцитом, доломитом и баритом (табл. 14). Глинистая фракция этой толщи сложена алюминиевой разностью монтмориллонита, образованного по обломкам базальтов с небольшой примесью иллита или смешаннослойных минералов (M-i) и (i-M). Первый тип содержит до 15–20% иллитовых слоев, второй – 15–20% набухающих монтмориллонитовых слоев. В некоторых прослоях присутствует цеолит из группы гейландита.

Серия II (керны 26А–40А) представлена слоистыми известняками позднеальбского-раннесеноманского возраста. Тонкие прослои серых мелкокристаллических известняков переслаиваются с оливково-серыми известняками. Кремни отмечаются по всему разрезу серии II. В глинистой фракции преобладает монтмориллонит с $C_{орг}$ в межслоевом промежутке. Кроме того, присутствует малая примесь плохо окристаллизованного иллита и хлорита.

Таблица 14

Глинистые минералы в фациальных зонах мезозойских и кайнозойских осадков скв. 465 и 465А

Возраст*	№ обр.	Глинистые минералы фракции < 10 мкм	Ассоциация глинистых минералов	Фация	Макрофация
Плейстоцен	1–1–38–40 1–1–51–63 1–2–38–40	Иллит, хлорит, малая примесь монтмориллонита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная, с иллитом, хлоритом и примесью смектита	Радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана
Эоцен–плиоцен	2–1–27–29	То же			
Нижний палеоцен	3–1–118–120А	Монтмориллонит, малая примесь иллита, следы хлорита и цеолита (клиноптилолита)	Монтмориллонитовая, с малой примесью иллита и хлорита	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом	
Нижний маастрихт	11–2–65–69А	Железистый мотмориллонит (с признаками хлоритизации), малая примесь хлорита и цеолита (из группы гейландита)	Монтмориллонитовая, с малой примесью иллита, хлорита и Fe-монтмориллонита в отдельных прослоях	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом	
Верхний кампан	17–1–130–132А	Fe-монтмориллонит (с $C_{орг}$ в межслоевом пространстве), малая примесь иллита, цеолита, опала			
Поздний альб	29–1–36–38А	Al-монтмориллонит, малая примесь смешаннослойного (M-i) с 15–20% смектитовых пакетов, следы хлорита	Монтмориллонитовая, с малой примесью иллита или хлорита	Карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега прибрежной седиментации	Карбонатных осадков с сапропелевым веществом прибрежной зоны моря
	33–2–50–53А	Смешаннослойный (M-i), малая примесь иллита, смектита, обилие аморфного кремнезема			
	40–1–137–138А	Al-монтмориллонит, малая примесь иллита и цеолита (из группы гейландита)	Монтмориллонитовая, с примесью смешаннослойных (M-i) и (i-M)		
	40–2–7–8А	Смешаннослойный (M-i) с 30–40% иллитовых пакетов и малой примесью полевых шпатов (фракция < 10 мкм)			
	40–2–7–8А 40–2–52–54А	Al, Fe-монтмориллонит (с небольшим процентом иллитовых слоев) и примесь смешаннослойного (M-i) с 15–20% смектитовых слоев (< 1 мкм), Al-монтмориллонит			

*Определения возраста указаны по данным палеонтологов США (более обоснованы фаунистически определения – нижний, верхний; менее обоснованы – ранний, поздний).

Серия I (керны 9–11 и 4А–25А) окремнелых фораминиферово-наннофосиллиевых илов сантон-кампан-маастрихтского возраста обнаруживает обилие пиритизации в некоторых интервалах.

Глинистая фракция пород подсерии Ib отличается смектитовым составом глинистой фракции с незначительной примесью детритного иллита и хлорита. Смектит представлен нестабильной разностью Fe-монтмориллонита, либо Al, Fe-монтмориллонитом со следами хлоритизации, иногда присутствует цеолит из группы гейландита.

Подсерия Ib преимущественно наннофосиллиевых илов палеоцен-эоцен-плейстоценового возраста (керны 1–3) резко отличается от нижележащих отложений полиминеральным составом глинистой фракции с обилием детритных минералов: иллита, хлорита, малой примесью смектита, кварца и полевых шпатов.

Скважина 466

Эта скважина также расположена в южной части возвышенности Хесса, приблизительно в 50 км к северо-западу от скв. 465, во впадине (шириной 12–16 км, глубиной 500–550 м), выделенной по сейсмическим данным. Распределение глинистых минералов и их ассоциаций в разрезе скв. 466 характеризуется следующими чертами (табл. 15).

Наиболее древняя серия III (керны 29–35) позднеальбского возраста сложена слоистыми известняками с высоким содержанием биогенного материала, заметно обогащенными органическим веществом.

Глинистая фракция серии III слагается (помимо опала-СТ) Fe-монтмориллонитом с признаками хлоритизации (т.е. замещения алюминия железом в октаэдрическом слое). Кроме того, присутствует примесь слабонабухающего смешаннослойного минерала (i-M) с варьирующим соотношением структурных пакетов.

Серия II_1 (керны 11–28) подразделяются на три подсерии.

Подсерия II_1C (керн 28), залегающая в основании серии II_1, сложена пиритоносными глинами позднетуронского возраста. Глинистая фракция толщи пиритоносных глин по своему составу очень сходна с таковой серии III. В ней преобладает (помимо опала-СТ) Fe-монтмориллонит с заметной примесью смешаннослойного минерала (i-M) с 15–20% набухающих слоев.

Подсерия II_1B (керны 16–27) сантон-кампанского возраста сложена фораминиферово-наннофоссилиевыми илами с обилием окремнения и обломков кремнистых пород. Она отличается малым выходом керна. Глинистая фракция подсерии II_1B слагается исключительно минералами кремнезема.

Подсерия II_1A (керны 11–15) кампан-раннемаастрихтского возраста представлена фораминиферово-наннофоссилиевыми илами с высоким содержанием переотложенного материала, включая обломки кремней, диабазов, раковин иноцерамов и т.п.

В составе глинистоой фракции преобладает сильно набухающий смешаннослойный минерал (M-i) с 20–30% иллитовых слоев. Кроме того, присутствует малая примесь иллита, цеолита и кварца.

Серия I (керны 1–10) имеет эоцен-плиоцен-плейстоценовый возраст. Она расчленена по глинистым минералам на две подсерии.

Подсерия Ib (керны 7–10) верхнеэоцен-нижнеплиоценового возраста сложена наннофоссилиевыми или фораминиферово-наннофоссилиевыми илами с большим количеством переотложенного материала. В нижней части подсерии – обломки кремней. Глинистая фракция подсерии Ib полиминерального состава резко отличается от нижележащих толщ. В ее составе обнаруживается обилие детритных иллитов, хлоритов, примесь монтмориллонита (с $C_{орг}$ в межслоевых промежутках), заметная примесь кварца и полевых шпатов.

Подсерия Ia (керны 1–6) плиоцен-четвертичного возраста сложена фораминиферово-наннофоссилиевыми илами с остатками радиолярий. Глинистая фракция подсерии Ia, как и в подсерии Ib, имеет полиминеральный состав с обилием иллитов, хлоритов и примесью монтмориллонита, кварца и полевого шпата, но отличается постоянной малой примесью каолинита, которая практически отсутствует в нижележащей подсерии Ib.

Таблица 15

Глинистые минералы в фациальных зонах мезозойских и кайнозойских осадков скв. 466

Возраст	№ обр.	Глинистые минералы фракции < 10 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фация	Макрофация
Плейстоцен	1–4–27–29	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита, малая примесь смешанно-слойного (М-i), каолинита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная, с обилием детритных иллитов и хлоритов, с примесью смектита и каолинита	Радиоляриевых органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана
	2–6–121–123	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита, каолинита, кварца и полевых шпатов			
Верхний плиоцен	3–1–20–22	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита, каолинита, цеолита (из группы гейландита), кварца и полевых шпатов			
	3–3–8–10	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита и каолинита, кварца и полевых шпатов			
	4–1–120–122	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита и каолинита, кварца, смешаннослойного (М-i) и полевых шпатов			
Нижний плиоцен	5–2–91–93 6–5–65–67	То же			
	7–6–60–62	Иллит, хлорит, примесь монтмориллонита	Полиминеральная иллит-хлоритовая, с примесью смектита	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким материалом	
Верхний эоцен	8–3–2–4 9–3–10–12	То же			
Ранний маастрихт	11–1–17–29	Смешаннослойный (М-i) с 20–30% иллитовых слоев, малая примесь иллита, цеолита, полевых шпатов и кварца	Смешаннослойная, с примесью иллита и цеолита	Органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом	
Верхний турон	28–СС–20–22	Опал–СТ, Fe-монтмориллонит, малая примесь смешаннослойного (М-i) с 15–20% набухающих слоев			

Таблица 15 (окончание)

Возраст	№ обр.	Глинистые минералы фракции < 10 мм	Ассоциация глинистых минералов	Фация	Макрофация
Поздний альб	29–1–99–100	Fe-монтмориллонит (с признаками хлоритизации), примесь смешаннослойного (M-i)		Карбонатные осадки с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества зоны относительно глубоководной и удаленной от берега морской седиментации	Карбонатных осадков с сапропелевым веществом прибрежной зоны моря
	34–1–106–107	Fe–монтмориллонит, примесь смешаннослойного (M-i) и опала-CT			

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Микроскопическое изучение глинистых и туфогенных пород, а также нерастворимых минеральных остатков карбонатных отложений из скважин 62-го рейса позволяет выделить несколько генетических типов глинистого вещества.

1. Аутигенный диагенетический тонкодисперсный пепловый монтмориллонит в постоянной ассоциации с цеолитом (клиноптилолитом или гейландитом) без всяких признаков детритных минералов (скв. 463, керны 69, 71 и 73). Для него характерны аутигенные выделения в виде глобуль, стяжений, а также замещение осколков пепла и органических остатков. Этот тип смектита развивается, как мы предполагаем, за счет разложения нестабильной основной витрокластики базальтового состава.

2. Сильно набухающий смешаннослойный минерал монтмориллонит-иллитового типа (M-i), близкий к смектиту (скв. 464, керны 6–10). Он содержит небольшое количество структурных пакетов гидрослюды и развивается, вероятно, также по витрокластике, но более кислого состава.

Вопрос о зависимости процессов глинообразования от петрохимии исходных родоначальных вулканогенных пород, очевидно, может быть решен по совокупности материалов 62, 63, 65-го и других рейсов, в ходе которых изучался мелкозернистый, легко разлагающийся вулканогенный материал.

3. Слабо набухающий смешаннослойный иллит-монтмориллонитовый (i-M) минерал (скв. 466, керны 28–35). Его образование частично связано с процессами деградации иллитов или с особенно легко разрушающимися триоктаэдрическими слюдами биотитового ряда. Этот процесс, видимо, осуществляется и в процессе переноса тонкодисперсных минеральных частиц, в силу чего данный тип минералов может быть перенесен глубинными океаническими течениями на большие расстояния.

4. Полиминеральная ассоциация глинистых минералов с обилием детритных иллитов, хлоритов, смектита, реже каолинита (скв. 466, керны 1–10). Она широко распространена в молодых палеоцен-плиоцен-четвертичных глубоководных океанических осадках (почти во всех изученных скважинах). Это указывает на резкое усиление эрозии, повышение интенсивности механической денудации и усиление разноса терригенного глинистого материала в позднетретичное и четвертичное время. Возможно, эти процессы явились следствием резких колебаний уровня Мирового океана и береговой линии в эти отрезки времени, а также вариаций палеоклимата.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении особенностей распределения глинистых минералов и их ассоциаций в вертикальном разрезе скважин (см. рис. 32) отчетливо устанавливается двучленное строение разрезов во всех изученных регионах.

Более древний мезозойский комплекс во всех скважинах характеризуется преобладанием (в составе глинистой фракции) преимущественно аутигенных минералов смектитовой группы: либо собственно монтмориллонита, либо близкого к нему, сильно набухающего смешаннослойного монтмориллонит-иллитового минерала (M-i).

Более молодой кайнозойский и четвертичный комплекс всюду характеризуется резко выраженным полиминеральным детритным составом глинистой фракции, в которой преобладают минералы группы иллита, хлорита, реже каолинита с подчиненным количеством смектитового компонента.

При рассмотрении распределения глинистых минералов и их ассоциаций в латеральном направлении обнаруживается преимущественное развитие смешаннослойных минералов (M-i) в западном районе гор Маркус-Неккер (скв. 463) и в северной части возвышенности Хесса (скв. 464), а также большое развитие собственно смектитов в южной части возвышенности Хесса (скв. 465, 465А и 466). Этот факт, вероятно, указывает на некоторые различия в петрографическом составе родоначальных пород этих областей, а возможно, и на некоторые особенности седиментации того или иного района [Douglas, Savin, 1974; Fisher, Arthur, 1977]. Расчлененность подводного рельефа сильно уменьшала поступление глинистого материала из других районов, имевшего минеральный состав, отличный от местного.

К концу мезозоя и началу кайнозоя в пределах поднятия Хесса устанавливаются условия глубоководной океанической седиментации. К этому моменту на океаническом дне накопился мощный комплекс осадочных пород, скрывших базальтовое основание и снивелировавших неровности рельефа. Таким образом, исчез тот местный источник глинистого материала, который на предшествующем этапе определял поступление в осадок больших количеств монтмориллонита. Глубоководные условия седиментации и нивелирование подводного рельефа, по-видимому, включили возвышенность Хесса в систему подводных течений, которые охватывали центральную и северную части Тихого океана, что обеспечило поступление в осадки более разнородного по своему составу полиминерального детритного глинистого материала. Этому способствовали и соответствующие изменения климата. Так, в кайнозое, начиная примерно с эоцена, возникает значительная дифференциация климата Земли, происходит похолодание в северных и южных высоких широтах, возникают крупные оледенения на суше. В океанах в это время создаются повышенные градиенты температур как по вертикали, так и по горизонтали; возникает интенсивная циркуляция вод, формируются мощные течения, в том числе холодные и придонные из арктических областей. Возникает интенсивная циркуляция в атмосфере [Fisher, Arthur, 1977]. Все это способствовало разносу на большие пространства океана полимиктового и гетерогенного глинистого материала, поступавшего в океан с окружавших его участков суши.

Такое распределение глинистых минералов в разрезе скважин определяется особенностями обстановки осадконакопления, существовавшей в мезозойско-кайнозойское время в этих регионах. Попытаемся конкретизировать генетические связи формирования глинистых минералов с обстановкой седиментации.

Как было показано (см. раздел "Литолого-фациальная характеристика мезозойских и кайнозойских отложений возвышенности Хесса" настоящей главы), на возвышенности Хесса в конце мезозоя осадконакопление развивалось на фоне трансгрессии и изменения условий осадконакопления от мелководных морских до глубоководных океанических. В связи с неровностью поверхности ложа океана здесь существовали отмели и острова. Они были сложены изверженными породами, варьирующими по составу от толеитовых базальтов до трахитов; некоторые из них образовывали вулканические постройки с излияниями лав основного состава, которые происходили в этом районе

на протяжении мелового и палеоценового времени. Более отчетливо наличие островов и участков мелководья было выражено в альб-сеноманское время. В дальнейшем их количество снижалось, однако, как показывают остатки переотложенных мелководных моллюсков, они существовали вплоть до конца мезозоя.

На обширных пространствах Тихого океана, в том числе расположенных значительно севернее экватора, в конце мезозоя и начале кайнозоя существовал ровный теплый климат [Douglas, Savin, 1971, 1974], что благоприятствовало интенсивному выветриванию. Это и определило поступление в зоны седиментации значительных количеств смектитов, являющихся наиболее характерными продуктами субаэрального выветривания и подводного разложения изверженных пород среднего и основного состава. Установленные различия в составе смектитов, присутствующих в осадках, возможно, отражают вариации состава исходных пород и характера их разложения. Позднемезозойское время в Тихом океане характеризовалось ослабленной циркуляцией водных масс, в частности отсутствием или крайней слабостью холодных придонных течений из арктических областей.

ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАЛИФОРНИЙСКОЙ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА (РЕЙС 63-й)

Во время 63-го рейса было пробурено семь скважин, расположенных в пределах прикалифорнийской зоны Тихого океана. Скв. 467 и 468 находятся у западного края южной части Калифорнийского континентального бордерленда; скв. 469 – к западу от них, у подножия континентального склона (на океанической коре); скв. 470–472 – вдоль того же континентального склона, но значительно южнее скв. 469; скв. 473, самая южная, – на плите Ривера, у выхода из Калифорнийского залива.

В главе детально рассмотрены миоцен-плейстоценовые отложения, условия их образования, минералы глинистой фракции миоцен-плейстоценовых отложений. Особое место уделено геохимии океанических базальтов, их вторичным изменениям, а также неогеновым пеплам, туфам и кремнистым осадкам прикалифорнийской части Тихого океана.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мы провели фациально-литологическое изучение миоцен-плейстоценовых отложений в разрезах скважин с целью установить критерии расчленения этих отложений на серии, выявить генетическую и фациальную природу первичных осадков, дать минералого-литологическую характеристику каждой серии, осветить некоторые вопросы постседиментационных изменений исходных осадков, провести сопоставление конкретных разрезов надбазальтовой толщи прикалифорнийской области океана и подчеркнуть их индивидуальные особенности.

Материалом для наших исследований послужили небольшие образцы пород из каждого керна (из одной или нескольких секций). Хорошим дополнением к этому материалу были фотографии отрезков керна, выполненные на борту корабля участниками 63-го рейса, а также данные гранулометрических анализов, определений $CaCO_3$ и $C_{орг}$ некоторых образцов, приведенные в бортовом журнале. Из него же была заимствована и стратиграфическая характеристика разрезов.

Наши исследования сводились в основном[1] к изучению шлифов и иммерсионных препаратов под микроскопом. По мере необходимости определялись гранулометрический состав пород и содержание в них $CaCO_3$. Крупные фракции изучались под бинокулярной лупой.

Разрезы надбазальтовой осадочной толщи, изученные нами по всем скважинам 63-го рейса, не тождественны между собой. Они демонстрируют большое разнообразие в литологическом составе, в минеральных особенностях, в стратиграфическом строении, в длительности и времени существования седиментационных перерывов при накоплении осадков и т.д. Поэтому мы приводим описание каждого конкретного разреза и даем обобщающее заключение.

[1] Помимо визуального осмотра образца.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Калифорнийский континентальный бордерленд

Скважина 467

Скважина заложена на глубине 2127,8 м и прошла по осадочным породам 1041,5 м, не дойдя до базальта. Уже на борту корабля весь разрез осадочной толщи, вскрытый бурением, был расчленен на четыре части (серии). Литолого-фациальный анализ разреза с детальными микроскопическими исследованиями позволил уточнить схему расчленения толщи, дать литологическую характеристику выделенных серий и подсерий, осветить некоторые вопросы истории формирования толщи в целом.

Породы, составляющие миоцен-плейстоценовую толщу, в описываемом разрезе наделены рядом общих черт, в которых отражены главные особенности региональной геологической обстановки осадконакопления того времени. Вся толща сложена породами, образовавшимися из биогенно-терригенных осадков. В основном это были наннoглинистые и кремнеземисто-глинистые илы с постоянной (иногда значительной) примесью алевритового и даже мелкопесчаного материала. Периодически заметную роль в составе осадков играли раковинки фораминифер. Характерным компонентом осадков двух нижних серий являлось коллоидальное органическое вещество растительного происхождения (сапропелево-гумусовое). Оно поступало в осадки вместе с тоже коллоидальным глинистым материалом. Оба коллоида при коагуляции или выпадали, не разделяясь, или обособлялись. При этом органическое вещество обычно образовывало расплывчатые сгустки в глинистой массе, придавая ей пеструю окраску бурых тонов. Иногда органический гель давал изолированные сгустки, вытянутые послойно. В таких случаях тонкая горизонтальная слоистость исходного осадка особенно подчеркивалась, а кроме того, эта слоистость приобретала еще и микроволнистый характер. В осадках рассматриваемой толщи часто можно наблюдать (даже невооруженным глазом) первичную слоистость, нарушенную за счет жизнедеятельности организмов.

По всей толще рассеяна незначительная примесь пирокластики: осколки кислых стекол, кварца, плагиоклазов. Изредка встречаются их послойные скопления ничтожной мощности. Однако обычно тончайшие туфогенные слойки были биотурбированы, растасканы по вмещающей их основной осадочной массе.

Такова общая характеристика исходных осадков основной по мощности части пород описываемого разреза. Как исключение присутствует несколько маломощных слоев почти чистых известняков.

Совершенно особая серия пород слагает рассматриваемую толщу в интервале глубин 690–804 м (керны 74–86). Это литокластические туфогенные образования, переслаивающиеся с нормально-осадочными известковистыми глинами.

Диагенетические изменения осадков и более поздние преобразования пород многообразны. Тут и дегидратация и раскристаллизация коллоидов, разрушения in situ раковин фораминифер и остракод, растворение некоторых остатков кремневых организмов, перекристаллизация кокколитового материала, возникновение аутигенных минералов: пирита, доломита, кальцита, барита, гипса, цеолита и др.

Толща легко расчленяется по степени литификации пород: в кернах 1–55 (~до глубины 510 м), это легко размокающие в воде, а ниже – это уже трудно размокающие или почти не размокающие плотные и очень крепкие алевритовые аргиллиты и глинистые известняки.

По характеру исходных осадков – их гранулометрии, вещественному составу пелитового материала (соотношений в нем биогенного, глинистого и хемогенно-карбонатного компонентов) и алеврито-песчаных частиц, по текстурным признакам и т.д. – в рассматриваемом нами разрезе миоцен-четвертичной толщи выделяются пять серий (рис. 33), или, как мы их называем, макрофаций. Они отражают особенности условий осадконакопления главных исторических этапов формирования толщи в целом.

Серия V (керны 86–110, глубина 804–1041 м). Она объединяет прочно сцементированные темноокрашенные алевритовые аргиллиты с подчиненными по мощности слоями серых песчаников. Песчаники сортированы то хорошо (песчаной фракции ~78, алевритовой ~18, пелитовой ~4%), то относительно слабо (песчаной фракции ~50, алевритовой ~15, пелитовой ~35%). Алевритовые аргиллиты карбонатны; количество $CaCO_3$ в среднем составляет 35–37% и только в интервале кернов 106–110 не превышает 9–10%. Все глинистые породы включают бурое коллоидальное органическое вещество. Оно пропитывает глинистую массу, образуя в ней линзы, полосы, расплывчатые пятна; количество $C_{орг}$ может доходить до 3,5% и выше. Всюду в породах рассеян мелкий углистый детрит. В песчаниках, лишенных глинистого материала, крупнозернистый кальцит, а местами и волокнистый гипс образуют цемент с типичной пойкилитовой структурой.

Во всех породах серии V постоянно присутствуют ромбоэдры доломита, а в интервале разреза, представленном кернами 102–104, залегает слой глинистого доломита почти без алевритовой примеси, но особенно интенсивно окрашенный бурым органическим коллоидом. Обломочный материал песчаников и алевритовых аргиллитов полимиктовый. В его состав входят: зерна кварца (некоторые – со следами катаклаза), полевых шпатов (часто – пелитизированных), обломки серицит-кварцевых метаморфических сланцев, обломки основной массы сильно разложенных эффузивов, пластинки мусковита, измененного биотита, хлорита. Тяжелая фракция (0,25–0,10 и 0,10–0,01 мм) очень однообразна и бедна минеральными видами: преобладают рудные зерна (магнетит), постоянен циркон (~5–10%) и единичны гранат, сфен, пикотит. Совершенно очевидно, что кластический материал рассматриваемых пород сугубо терригенный, принесен с континента и многократно переотложен. У верхней границы серии V в аргиллитах появляются прослои литокластических туфов (керн 87).

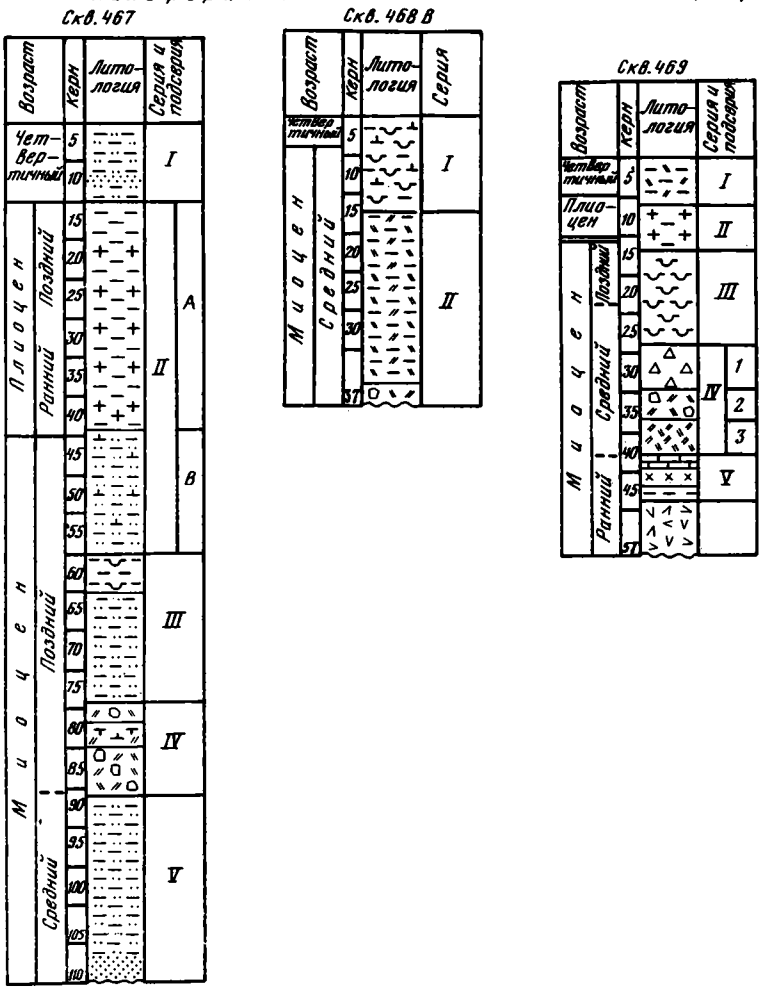
Серия IV (керны 74–86, глубина 690–804 м). Эта серия представлена частым чередованием известковистых аргиллитов с туфогенными породами. Последние относятся к литокластам, лапиллиевым туфам, состоящим из разной величины обломков темных, почти черных базальтовых лав. Цементом служит буровато-зеленый смектит (а местами и цеолит). Эти породы подробно описаны ниже в отдельном разделе.

Серия III (керны 55–73, глубина 509,5–690 м). Она сложена сильно литифицированными темными (серо-коричневых тонов) известковистыми аргиллитами, пропитанными коллоидальным органическим веществом (от 5,0 до 9,9%). Песчаные прослои отсутствуют, а алевритовая примесь в основной глинистой массе обычно не превышает 20–22%. Всюду рассеяны раковины фораминифер, мелкий углистый детрит. Присутствуют редкие и тонкие прослои глинистых известняков (керн 67, секция 1, керн 71, секция 1) у верхней границы серии (керн 55) и несколько ниже (керн 60, секция 2) в глинистой массе аргиллитов много остатков биогенного кремнезема: тонкие опаловые спикулы, обломки панцирей диатомей.

Тяжелая фракция алевритового материала описываемых аргиллитов состоит в основном из рудных зерен (магнетит и много шариков пирита); единичны циркон, гранат, сфен. Во фракциях некоторых пород – обилие аутигенного барита.

Серия II (керны 11–54, глубина 51,5–509,5 м). Породы этой серии уже по внешнему виду резко отличаются от пород серий III и V. Они палево-серые и почти не литифицированы. Преобладающим литологическим типом здесь являются биогенные (преимущественно нанновые), в разной степени алевритистые глины. Подчиненную роль играют тонкие слои глинистых известняков, прослои и линзы песчаного материала. Серию II можно расчленить на две подсерии.

П о д с е р и я II_B (керны 40–54) – слегка известковистые, слабоалевритистые (~17%) аргиллиты и глины. В редких прослоях они окрашены органическим коллоидом (керн 41, секция 1–3,56% $C_{орг}$). Присутствуют раковины фораминифер, обломки тонких кремневых спикул, единичные остатки диатомей. У верхней границы подсерии (керн 40) – прослой, обогащенный панцирями диатомей. В кернах 33, 36, 40 и 41 зафиксированы тонкие слои глинистых известняков. Алевритовые частицы принадлежат



кварцу, полевым шпатам, пластинкам хлорита, слюд. Среди тяжелых минералов много рудных зерен (в основном – пирит) и единичны циркон и гранат.

Подсерия II_A (керны 11–39) – известковистые, алевритистые глины, местами с тонкими прослоями и мелкими линзами, обогащенными песчаным материалом (керны 14, 25, 27, 30). Среди биогенного материала, помимо остатков наннопланктона, раковин фораминфер и обломков тонких кремневых спикул, в заметном количестве присутствуют панцири диатомей и их детрит. Очень характерен в этих породах состав тяжелой фракции (0,10–0,01 мм). В ней, кроме рудных зерен (~ 30%), много (30–40%) щелочной роговой обманки (глаукофан) и минералов эпидотовой группы (до 35%); единичны циркон и гранат.

Серия I (керны 1–10, глубина 0–10 м). Осадки этой серии выделяются прежде всего зеленовато-серой окраской. Это известковистые глины с примесью алевритового и мелкопесчаного материала, с раковинами фораминифер, с остатками кремневых организмов и с углистой пылью. В алевритовой фракции встречаются осколки кислых вулканических стекол. Интересен состав акцессориев (тяжелой фракции): почти нет глаукофана, много эпидота и цоизита и зеленой обыкновенной роговой обманки. Обращает на себя внимание то, что зерна роговой обманки крупнее остальных зерен.

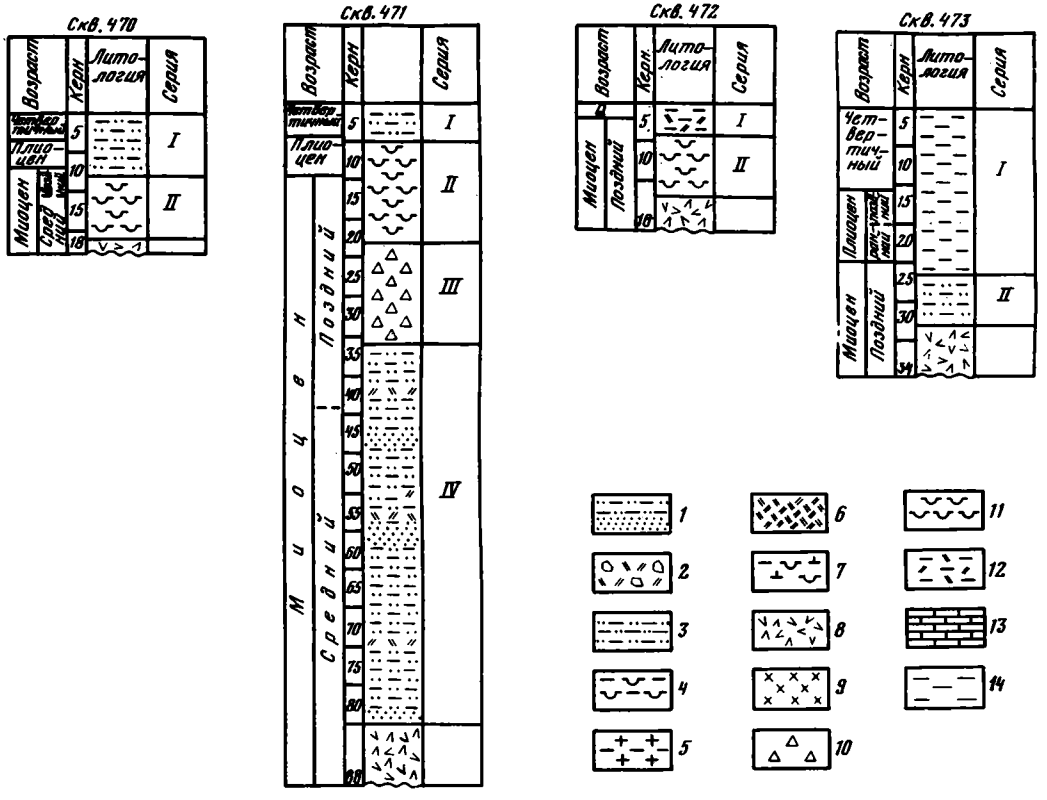


Рис. 33. Разрезы скважин 63-го рейса

1 – алевролиты с редкими прослоями песчаников; *2* – вулканическая брекчия; *3* – алевритовые глины и алевролиты; *4* – алевролиты с примесью диатомей; *5* – калкаренитовые глины; *6* – вулканический пепел; *7* – диатомово-кокколитовые глины; *8* – базальт; *9* – субинтрузивные долериты; *10* – порцелланиты; *11* – диатомиты; *12* – глины и пепел; *13* – известняки; *14* – глины

* * *

Остановимся на вопросах истории формирования миоцен-плейстоценовой толщи того участка тихоокеанской акватории, на котором пробурена скв. 467.

Осадконакопление шло здесь на фоне постепенного углубления области аккумуляции, причем в начале среднемиоценового времени (серия V) седиментация осуществлялась в относительном мелководье (вдали от подводной дельты, но близ плоского, заболоченного побережья). Теплый и влажный климат обусловливал развитие пышной растительности на суше (и в поверхностных водах океана) и обеспечивал постоянное поступление в осадки глинистых и сапропелево-гумусовых коллоидов. Обломочный алеврито-песчаный материал сносился с суши и был многократно переотложен. Плохая сортировка осадочного материала (в пределах песчаных, алевритовых и глинистых частиц), разнообразие слоистых микротекстур (прерывисто-линзовидная, косая и др.), указывающих на достаточную подвижность придонных вод, и интенсивная биотурбация слоев усиливают наши представления об относительно мелководных условиях накопления осадков, породивших породы серии V.

В конце среднего миоцена произошла вспышка вулканической деятельности, и в

осадках стал доминировать вулканогенный материал. Он мог поступать к месту захоронения и воздушным путем, и с помощью подводных потоков.

Начиная с позднемиоценового времени восстановилась нормально-осадочная седиментация, но уже в более глубоководных условиях. Шло накопление преимущественно кремнисто-карбонатно-глинистых осадков с коллоидальным органическим веществом и с небольшой примесью алевритовых и мелкопесчаных частиц. Сначала (серия III) в этих осадках было мало остатков кремневых организмов, и скопления их давали лишь редкие прослои. Затем (серии II, I) биогенный кремнезем стал одним из заметных компонентов осадков.

Важное геологическое событие произошло в первой половине раннего плиоцена. Интенсивные тектонические движения обусловили появление нового источника сноса обломочного материала, который стал снабжать осадки (подсерия II_A) продуктами дезинтеграции глаукофановых и других метаморфических сланцев. Тяжелая фракция осадков обогатилась зернами щелочной роговой обманки и минералов эпидотовой группы. Возможно, что новый источник размыва располагался в относительной близости от области накопления (может быть, он был уже на территории бассейна?). Вероятно, поэтому обломки зерен глаукофана и эпидотовой группы обычно крупнее остальных зерен тяжелой фракции (магнетита, циркона).

В плейстоценовый период (серия I) осадконакопление происходило в относительно глубоводной зоне океана при периодическом поступлении в осадки пирокластических частиц (осколков кислых вулканических стекол). В составе источников сноса обломочного материала глаукофановые сланцы тогда перестали играть заметную роль. Зато появился другой поставщик обломочных зерен, который снабжал осадки зернами обыкновенной роговой обманки. Трудно решить вопрос, имела ли эта роговая обманка пирокластическое происхождение или она была генетически связана с эпидот-амфиболовыми сланцами.

Скважины 468 и 468В

Скважина 468 (глубина заложения 1849 м) прошла по осадочным отложениям 214 м, а скв. 468В (глубина заложения 1737 м) – 415 м. По данным бортового журнала 63-го рейса, большая по мощности часть осадочной толщи имеет среднемиоценовый возраст, и только верхние 26–30 м датируются плиоценом. Разрезы осадочной толщи по обеим скважинам идентичны, поэтому ниже мы приводим описание разреза главным образом по скв. 468В, поскольку здесь он более мощный. По литологическим признакам разрез расчленяется на две серии (см. рис. 33).

Серия II (скв. 468В, керны 12–37, глубина 140–415,5 м). В эту серию входят темно-коричневые известковые туфогенные алевритовые глины и аргиллиты (почти не размокающие в воде), а также серые и зеленовато-серые, с голубоватым оттенком вулканогенные и вулканокластические породы.

Подмечается следующая закономерность. В нижней части серии (керны 34–37) преобладают лапиллиевые туфы, брекчии, лито-кристалловитрокластические туфы, туфогенные песчаники; подчиненную роль играют аргиллиты. В крупнообломочном материале этих пород куски базальта, андезита, дацита, пемзы; в песчаных и более мелких фракциях – обломки кристаллов плагиоклаза, кварца, пемзы; встречаются обломки осадочных пород. Всюду – агрегатные зерна зеленого минерала монтмориллонитовой группы. Цементом обломочных фрагментов всех этих пород служит глинистое вещество, переполненное аутигенными ромбоэдрами доломита.

Выше по разрезу (начиная с керна 33) преобладают туфогенные глинистые породы, и только в интервале кернов 26–27 (секция 1) большую роль играют туфогенные песчаники (разнозернистые, даже с мелкой галькой). Глинистые породы слабо карбонатны (в среднем $CaCO_3$ около 25%), в их нерастворимом остатке около 80% падает на долю глинистого вещества, а ~20% относится к алевритовому материалу. Большая часть алевритовых частиц является пирокластической (осколки вулканических стекол, крис-

таллов плагиоклаза, кварца). В заметном количестве присутствуют в алевритовой фракции обломки спикул кремневых губок и зеленые агрегатные глауконитоподобные зерна. В тяжелой фракции (0,10–0,01 мм) отмечаются рудные зерна (магнетит и пирит, ~ 33%), роговая обманка (~ 26%), группа эпидота (~ 25%), циркон (~ 13%) и прочие (~ 3%). Размеры зерен роговой обманки часто превышают размеры других зерен.

Снизу вверх по разрезу туфогенная примесь уменьшается. Основная глинистая масса пород рассматриваемой серии тонкодисперсна, почти не действует на поляризованный свет и окрашена в бурый цвет коллоидальным органическим веществом (по данным бортового журнала, в одном из образцов керна 13 было определено 3,25% $C_{орг}$). Для этих пород очень характерно обилие в них ромбоэдров доломита. Встречаются крупные (видимые простым глазом) метаколлоидальные агрегатные глауконитоподобные зерна. Начиная с керна 15 и до керна 12 в глинах меньше примеси пирокластики; постоянны раковины фораминифер.

Серия I (керны 1–11, глубина 1,5–130,5 м). Путем постепенного перехода (керны 11–13) коричневые глины серии II сменяются более светлыми палево-серыми диатомово-нанновыми илами ($CaCO_3$ в среднем 54%). В нерастворимом остатке, помимо глинистых частиц и остатков панцирей диатомей, много тонких кремневых спикул, в переменном количестве встречаются осколки вулканических стекол, пирокластических зерен плагиоклазов и кварца. Присутствуют зеленые агрегатные зерна. Карбонатность пород обусловлена присутствием остатков наннопланктона, а местами и значительным количеством раковин фораминифер.

Скважина 469

Устье скв. 469 находится на глубине 3790 м. Скважина вскрыла плейстоцен-миоценовую осадочную толщу мощностью ~ 368,5 м и вошла в базальты на глубину ~85 м, т.е. до 453,5 м. В базальтовой серии, в интервале разреза 887–890,7 м лежит слой осадочных пород.

Судя по тем образцам керна, которые были в нашем распоряжении, можно высказать некоторые суждения о характере взаимоотношений осадочных пород и базальтов. Скважина вскрыла два разновременно образовавшихся базальтовых тела. От глубины 890,7 м и до забоя (керны 44–51) идет темный, почти черный плотный, афанитового сложения гиалобазальт. Он состоит из черно-коричневого стекловатого базиса, в который включены мелкие лейсты плагиоклаза, зерна пироксена и миндалины хлорита (или монтмориллонита?). Генетически этот базальт – типичный эффузив (излившийся на поверхность).

Выше (керн 43) следуют светло-зеленые пелитоморфные известково-глинистые осадочные породы, на которых лежит темно-серый с зеленоватым оттенком полнокристаллический долерит. Главными компонентами долерита являются крупные кристаллы плагиоклаза и ксеноморфные зерна моноклинного пироксена. Кроме того, имеются явно вторичные (автометаморфические?) хлоритовые или смектитовые агрегаты. Этот базальт (с долеритовой или офитовой структурой) не мог быть связан происхождением с эффузивным потоком. Скорее всего, он относится к субинтрузивному телу, которое послойно внедрилось в маломощную толщу осадков. Следы горячего контакта (хотя и слабого) наблюдаются как в подстилающих долерит известково-глинистых породах, так и в породах подошвы осадочной кровли базальтов (керн 39).

Всю осадочную толщу, вскрытую скв. 469, можно расчленить на пять серий, из которых самая нижняя (серия V) включает субинтрузию долерита.

Серия V (керны 39–43, глубина 359–362,7 м). Эта своеобразная серия лежит непосредственно на эффузивном гиалобазальте и имеет следующее строение. В центральной части – долерит (мощность около 2,7 м, керны 40–42), под ним – бледно-зеленые слабо сцементированные глинистые породы (керн 43), а над ним залегает порода (керн 39), необычная для всей вышележащей части осадочной толщи. Эта порода – сильно уплотненный, крепкий окремненный и доломитизированный известняк. Под микроскопом

видно, что он состоит из криптокристаллической кремнисто-карбонатной массы, в которой рассеяны ромбоэдры доломита и раковины фораминифер. Камеры раковин заполнены доломитом. В карбонатной массе изредка улавливаются единичные кокколиты, но в общем она вся перекристаллизована. Очень примечательно, что, по данным рентгеноскопии, кремнистое вещество здесь раскристаллизовано до степени кварца. Совершенно очевидно, что рассматриваемая порода произошла из биогенного фораминиферово-наннового осадка, который претерпел изменения под вилянием внедрившейся в него базальтовой магмы (затвердевшей в долерит). Над этой контактово-метаморфизованной породой (с резкой границей раздела) лежит туфогенная серия пород, которую мы относим к серии IV.

Иначе были изменены осадки, на которые распространилась базальтовая субинтрузия. Прежде всего эти осадки остались слабо литифицированными (легко размокают в воде). В них сохранились остатки наннопланктона (кокколиты как бы законсервировались), появились ромбоэдры доломита, аутигенный пирит, а главное – претерпела трансформацию глинистая часть осадков. Последняя потеряла детритовую структуру, перешла в однородную, мономинеральную (смектитовую?) массу, в которой получили аксиальную ориентировку новообразованные дисперсные глинистые частицы.

Серия IV (керны 24–38, глубина 226–359 м). Эта серия представляет собой частое переслаивание туфогенных пород с порцелланитами и туфогенными аргиллитами. Туфогенные и кремнистые породы были детально изучены другими специалистами и результаты их исследований изложены в других разделах этой главы. К сожалению, в этом интервале разреза был очень низок выход керна, поэтому нам не удалось составить представление о послойном строении серии IV. Тем не менее мы попытались наметить, с большой долей условности, схему расчленения серии IV на подсерии.

Подсерия IV_3 (керны 34–38) состоит из переслаивающихся светлых серо-зеленых уплотненных лито-кристалловитрокластических туфов и зеленовато-серых туфогенных аргиллитов. В туфах осколки пемзы (слегка измененные в смектит) погружены в бледно-зеленую метаколлоидальную смешаннослойную монтмориллонитовую массу. Между измененными кусками пемзы – прерывистые цепочки опалового вещества. Аргиллиты включают пирокластические зерна (размером 0,15–0,10 мм) плагиоклазов, кварца, осколки вулканических стекол, агрегаты бледно-зеленого монтмориллонитового минерала.

Подсерия IV_2 (керны 29–33) объединяет более грубообломочные вулканогенные породы – лапиллиевые туфы и туфогенные брекчии с порцелланитами и аргиллитами. Лапиллиевые туфы образованы в основном кусками пемзы. Брекчии (керн 33) состоят из кусков базальта, андезита, пемзы, обломков кристаллов плагиоклаза и кварца и обломков осадочных пород (их мало). Цементом служат местами крупнозернистый кальцит, а местами – детритная глинистая масса с мелкими осколками плагиоклазов и кварца. Некоторые обломки туфогенных и осадочных пород несут следы окатанности. Порцелланиты – темно-серые, с зеленоватым оттенком; в плотную основную глинисто-кремнистую массу включены пирокластические зерна полевых шпатов и кварца; в некоторых прослоях много аутигенного пирита. В аргиллитах бывает заметна тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая ориентированным расположением глинистых частиц.

Подсерия IV_1 (керны 25–28) сложена преимущественно порцелланитами и туфогенными аргиллитами с подчиненными прослоями известковистого витрического туфа (обр. 28–1–83–87), туфогенных песчаников (керн 25, секция 1) и литокластических туфов.

Серия III (керны 13–24, глубина ~112–226 м). Породы этой части разреза резко отличаются от нижележащих цветом, степенью уплотнения и составом исходных осадков. Это белые и слегка палевые легкие хрупкие, быстро размокающие в воде диатомиты, в разной степени известковистые и, как правило, малоглинистые. В нерастворимом остатке, помимо биогенного кремнезема и глинистых частиц, бывает алевритовая примесь (до 5–10, реже 20%). Из тяжелых минералов алевритовой фракции отмечаются пирит

и зерна эпидота. В рассматриваемых отложениях встречаются прослои, обогащенные пирокластикой: тонкими остроугольными осколками стекол, реже – обломками плагиоклазов и кварца. Особенно заметен пирокластический материал в интервале разреза, представленном кернами 14–17.

По цвету, степени глинистости и карбонатности всю серию III можно подразделить на две подсерии, но точно провести границу между этими подсериями трудно, так как породы связаны постепенным переходом.

Подсерия III_2 (керны 17–24) – белые, легкие, слабоглинистые диатомиты с редкими раковинами фораминифер, неравномерно обогащенные кокколитами. Вблизи основания и у верхней границы подсерии – обильная примесь пирокластики.

Подсерия III_1 (керны 13–16) – светлые, слегка палевые известковистые диатомиты, несколько более глинистые, чем вышележащие; местами – скопления раковин фораминифер. Алевритовая примесь составляет в среднем 15–20% (в нерастворимом остатке).

Серия II (керны 7–12, глубина 55–112 м). Это – светлые, палево-серые, с зеленоватым оттенком, кремнисто-известковистые глины и глинисто-известковые (фораминиферово-наннoвые) илы. Степень карбонатности находится в пределах 21–83, в среднем ~49%. В нерастворимом остатке – детрит из панцирей диатомей, спикул губок, скелеты радиолярий, глинистые и алевритовые частицы (кварц, полевые шпаты) и бледно-зеленые глауконитовые зерна.

Серия I (керны 1–6, глубина 0–55 м). Серые, слегка зеленоватые глинистые илы с небольшой и непостоянной примесью алевритовых частиц (до 10–20%). Илы неравномерно карбонатны за счет распределения в них раковин фораминифер. В среднем количество $CaCO_3$ не превышает 20%. Биогенного кремнезема мало. Кое-где присутствуют осколки вулканических стекол. Тяжелая фракция нерастворимого остатка содержит зерна рудного минерала, эпидота, цоизита и зеленой обыкновенной роговой обманки (до 30%).

Западная континентальная окраина Мексики

Здесь пробурено четыре скважины, и каждая, пройдя осадочные отложения, вошла в базальты.

Скважина 470

Скважина заложена на глубине 3549 м. Она прошла по осадочным породам 163 м и проникла в базальты (до глубины 168 м). По данным бортового журнала, в интервале от керна 8 до керна 18 отложения имеют миоценовый возраст, от керна 4 до керна 7 – плиоценовый, а от керна 1 до керна 3 – плейстоценовый.

Толща сложена слабо сцементированными, легко размокающими в воде осадками и может быть расчленена на две серии.

Серия II (керн 8, секция 2 – керн 18, глубина 66,5–163 м). Это биогенные, преимущественно диатомовые илы. В основании серии (керн 17, секция 1 – керн 18, секция 2), вблизи границы с базальтом лежит слой белого наннового мела (керн 17) с редкими раковинами фораминифер. Выше (керн 17, секция 1 – керн 15, секция 2) идут светлые, палево-серые известковистые диатомиты ($CaCO_3$ до 47%); в них бывают заметны следы биотурбаций; местами отмечается примесь осколков вулканических стекол. Начиная с керна 15 (секция 1), диатомиты почти бескарбонатны, но постепенно вверх по разрезу становятся более глинистыми. Прослои, содержащие примесь пеплового материала, встречаются по всему разрезу серии. В диатомитах отмечаются единичные раковины фораминифер, изредка улавливаются осколки панцирей этмодискусов.

Серия I (керны 1–7, глубина 0–66,5 м). Зеленовато-серые пелитоморфные глины, слабоалевритистые (фракция 0,10–0,01 мм составляет ~21%), с редкими раковинами фораминифер и с рассеянным углистым детритом. По данным бортового журнала, $C_{орг}$ в среднем составляет 0,26%. В глинах наблюдается примесь пепловых частиц, в обр. 1–

6–1–19 отмечается обособленный прослой белого рыхлого витрокластического туфа, а в обр. 4–2–93–95 – прослой известкового ила с раковинами фораминифер, с обломками пемзы, осколками стекла, зернами кварца и плагиоклазов.

Тяжелая фракция (0,10–0,01 мм) пород обеих серий сходна. Магнетит и пирит (~33%), эпидот и цоизит (~34%), роговая обманка (~22%) и циркон (~11%) являются обычными компонентами этой фракции. Там, где имеется большая примесь пирокластики, тяжелая фракция пород обогащена обломками кристаллов пироксена и пластинками свежего биотита (обр. 2–3–77–82).

Скважина 471

Устье скважины находится на глубине 3115 м. В разрезе от 0 до 741,5 м идут осадочные породы, а ниже (до глубины 823 м) – базальты (до забоя скважины). Почти весь разрез в возрастном отношении относится к миоцену и только верхние ~ 66 м – к плиоцену и плейстоцену (данные бортового журнала). Осадочная толща делится здесь на четыре серии (см. рис. 33).

Серия IV (керны 31–79, глубина 285–741,5 м). В эту серию входят главным образом терригенные породы: аргиллиты, алевритистые аргиллиты, глинистые алевролиты и мелкозернистые песчаники. Изредка встречаются тонкие прослои пепловых туфов.

Песчаный и алевритовый материал этих пород полимиктовый; он состоит из зерен кварца, полевых шпатов, пластинок биотита (сильно изменен), мусковита, хлорита, обломков осадочных и эффузивных пород (точнее не определимых). В тяжелой фракции (0,10–0,01 мм) много рудных зерен (~60%), обычны циркон (~17%), турмалин (~ 10%), сфен (~ 6%), встречаются гранат, роговая обманка и пироксен (пирокластический).

Глинистый компонент пород не несет признаков постседиментационных преобразований, сохраняя свой тонкочешуйчатый, кластогенный характер, Судя по рентгенограммам, глинистое вещество полиминерально; в его составе, помимо преобладающего монтмориллонита, присутствуют гидрослюды и хлорит. Постоянны углистые частицы, аутигенный пирит, а местами – пятна коллоидального $C_{орг}$, рассеяны мелкие изометричные непрозрачные тельца – остатки водорослей (типа dinoflagellaten). В редких, чисто глинистых прослоях заметна тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая оптически одинаковой ориентировкой глинистых частиц. В основном же глинистые породы содержат неравномерную примесь алевритового материала (до 20–30%), распределение которого обусловливает неправильно-линзовидную, прерывистую слоистость. Там, где алевритовый материал перегружал глинистую массу, образовывались глинистые алевриты. Песчаные прослои представлены хорошо сортированными мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с пойкилитовым карбонатным цементом. Породы темно-серые, крепкие, в изломе – шелковистый блеск (его придают крупные зерна кальцита).

Общей особенностью пород описываемой серии является присутствие в них очень выразительных следов биотурбаций исходных осадков, следов жизнедеятельности илоедов. Скопления капролитов (червей?), различные сингенетические нарушения первичной слоистости (оползневые смятия, взаимопроникновение слоев разного гранулометрического состава, разрывы сплошности слойков и т.д.) характеризуют текстуры этих пород. Снизу вверх по разрезу уменьшается роль песчаного материала в составе пород и начинает преобладать алеврито-глинистый. Вблизи верхней границы серии (керн 36, секция 1) залегает прослой монтмориллонитизированного витрического туфа почти без примеси терригенного материала. Переход к вышележащей серии пород – постепенный.

Серия III (керны 18–30, глубина 161,5–285 м). Глинистые порцелланиты и порцелланиты с подчиненными прослоями слегка алевритистых мелкозернистых известняков представляют собой очень крепкие темно-серые породы. В основной глинисто-кремнистой массе различаются остатки диатомей, радиолярий, обломки кремневых спикул. Некоторые спикулы и скелеты радиолярий образованы халцедоном (зернис-

тым кристаллическим агрегатом). В отдельных прослоях в порцелланитах обнаруживается небольшая примесь мелких частиц кварца, плагиоклазов. Кое-где заметна биотурбация слоев; наблюдаются линзы, прерывистые полосы, окрашенные бурым коллоидальным органическим веществом ($C_{орг}$ 0,23–3,98%); рассеяны агрегаты пирита.

Серия II (керны 6–17, глубина 66,5–161,5 м). Это – светлые, зеленовато-палевые хрупкие, легко размокающие в воде, слегка глинистые диатомиты. Заметна биотурбация. Среди органических остатков, помимо тонких кремневых спикул и детрита панцирей мелких диатомей, изредка попадаются осколки панцирей и этмодискусов. В породах рассеяны мелкие агрегаты пирита (многие целиком замещают остатки диатомей). По данным бортового журнала, в некоторых прослоях количество $C_{орг}$ доходит до 2,83%. Кое-где заметна примесь витрокластики. Вверх по разрезу диатомовые илы становятся более глинистыми (керны 6, 7), в них появляется примесь алевритового материала.

Серия I (керны 1–5, глубина 0–66,5 м). Серовато-зеленые алевритистые глины в основном бескарбонатны; лишь там, где в них присутствует небольшое количество полурастворенных раковин фораминифер, количество $CaCO_3$ может доходить до 8–10%. В основной глинистой массе мерцают гидрослюдистые частицы, рассеяны агрегаты пирита, углистый детрит. По данным бортового журнала, содержание $C_{орг}$ достигает 0,89–1,38%. В прослоях наблюдается примесь пепла. Тяжелая фракция (0,10–0,01 мм) этих глин: пирит (по растительным остаткам и панцирям диатомей ~ 70%), роговая обманка (~ 11%), эпидот и цоизит (~ 8%), циркон (~ 5%).

Скважина 472

Устье скважины находится на глубине 3831 м. Скважина прошла 112,5 м по осадочным породам и внедрилась в базальты (до глубины 137,5 м). По данным бортового журнала, верхние ~ 24 м разреза относятся к плиоцен-четвертичным отложениям, а остальная, бо́льшая часть разреза (~ 88 м) – к верхне- и среднемиоценовым. По литологическим признакам толща легко делится на две серии (см. рис. 33).

Серия II (керны 5–12, глубина 34–110 м)[1]. Этот интервал разреза сложен в основном диатомитами и только вблизи основания серии (керн 12) находится слой алевритовой (фракция 0,05–0,01 мм, до 31%) некарбонатной глины. Диатомиты – светлые, зеленовато-палевые, хрупкие (легко рассыпаются), слабоглинистые, с прослоями, обогащенными пепловым материалом. Кое-где заметны следы биотурбации слоев.

Серия I (керны 1–4, глубина 0,34 м). Глины, окрашенные в коричнево-палевый цвет, очень однородны, бикарбонатны, состоят из детритного глинистого вещества, почти лишенного алевритовой примеси. В отдельных прослоях наблюдается примесь витрокластики. Коричневатая окраска пород обусловлена легкой пигментацией глинистой массы гидроокислами железа. Очевидно, накопление этих глин шло в достаточно глубоководных океанских условиях.

Скважина 473

Скважина находится на глубине 3249 м; она вскрыла осадо́чную толщу до глубины 248,1 м и далее прошла по базальтам до глубины 287,5 м.

В возрастном отношении, согласно данным бортового журнала, осадочная толща представлена сравнительно молодыми отложениями: верхнемиоценовыми (керны 21–34), плиоценовыми (керны 11–20) и плейстоценовыми (керны 1–10).

Все породы разреза имеют светлую, зеленовато-серую окраску и по внешнему виду кажутся очень о́днородными. Исключение составляют породы, которые при-

[1] В нашем распоряжении не было образца керна из непосредственного контакта с базальтом (керны 13, 14).

сутствуют внутри базальтового тела, в интервале глубин 247,5–284,4 м (керн 29). По обломкам керна трудно судить о мощности этих пород. Они серовато-зеленые, принадлежат глинисто-алевритовым, известковистым, литифицированным породам. Алевритовый материал состоит из кварцевых, полевошпатовых и слюдистых частиц (пластинки биотита изменены). В цементе – зернистый кальцит и новообразованный бледно-зеленый монтмориллонит (образует полосы, бесформенные участки). Породы рассечены сетью кальцитовых прожилков. Вероятно, кальцитизация и монтмориллонитизация этих пород обязаны своим происхождением воздействию базальтовой магмы.

Надбазальтовая осадочная толща сложена совсем иными породами: они почти бескарбонатны, очень слабо сцементированы и относятся к алевритистым, детритным глинам. Все эти породы генетически связаны с терригенными осадками. В разрезе можно выделить две серии (см. рис. 33).

Серия II (керны 22–28, глубина 187,5–248,1 м). Эта серия представляет собой частое переслаивание детритных и сильноалевритовых глин (фракция 0,1–0,01 мм составляет до 30–40%). Алевритовые частицы принадлежат кварцу, плагиоклазам, кремнистым обломкам; встречаются пластинки слюд. В глинистом веществе, помимо монтмориллонита, присутствуют гидрослюды. Всюду рассеяны углистые частицы. По данным бортового журнала, количество $C_{орг}$ находится в пределах 0,25–0,94%.

Серия I (керны 1–21, глубина 0–187,5 м). Детритные глины почти лишены примеси алевритового материала (фракция 0,1–0,01 мм составляет 3–8%); есть углистая пыль, аутигенный пирит. По данным бортового журнала, содержание $C_{орг}$ в этих породах колеблется в пределах 1,09–1,69%. В отдельных прослоях (керны 5, 6, 10, 16, 18 и др.) отмечается примесь пеплового материала. Обычно это остроугольные осколки вулканических стекол, реже – кристаллокласты кварца и плагиоклазов. В глинах очень редко, но встречаются единичные мелкие раковины фораминифер; в небольшом количестве присутствуют остатки кремневых организмов.

Тяжелая фракция пород обеих серий характеризуется обилием пирита (~ 41%), обычны эпидот и цоизит (~ 22%), роговая обманка (~ 23%), цирокон и рутил (~ 14%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. При сравнении между собой разрезов надбазальтовых миоцен-плейстоценовых отложений, изученных в скважинах 63-го рейса, обращает на себя внимание их большое разнообразие относительно возраста и состава пород, мощностей отдельных стратиграфических горизонтов, суммарной мощности конкретных разрезов и т.д. Это разнообразие обязано своим происхождением многим причинам.

2. Роль алевритовых и песчаных частиц в составе осадков определялась прежде всего степенью удаленности области седиментации от источников сноса терригенного материала. Доля участия вулканогенного компонента в процессе осадконакопления была в прямой зависимости от расстояния между местом осадочной аккумуляции и областью активного вулканизма. Тектонический режим отдельных участков акватории влиял на ход осадочного процесса, замедляя или ускоряя его, обеспечивая непрерывное накопление материала или вызывая периодические седиментационные перерывы.

3. Очень характерно, что в течение миоценового времени на рассматриваемой территории океана осадконакопление могло периодически прерываться потоками базальтовой магмы. Эти потоки шли с юго-востока, и каждый раз граница их распространения суживалась. Поэтому в северной части региона (Калифорнийский континентальный бордерленд) последний базальтовый покров имеет раннемиоценовый возраст, южнее – среднемиоценовый, а на самом юге описываемого участка океана базальты датируются поздним миоценом. Восточнее прикалифорнийской зоны океана, в самом Калифорнийском заливе, покровы базальта перемежаются уже с осадками плейстоцена (по данным бортового журнала 65-го рейса). Таким образом, наблюда-

ется следующая закономерность: в северной части региона (скв. 467, 469) надбазальтовая осадочная толща представлена стратиграфически наиболее полно (охватывает осадки от нижнего миоцена до плейстоцена включительно), в центральной части региона она начинается среднемиоценовыми отложениями, а на юге, у плиты Ривер, на базальтовом покрове лежат осадки верхнего миоцена.

4. Все породы, которые слагают изученные нами разрезы, произошли из осадков, свойственных четырем фациальным обстановкам седиментации, или, как мы называем, макрофациям. Три из них характеризуют условия накопления материала в океанических зонах разной глубины, а одна отвечает особым условиям, а именно – обильному привносу в осадки пирокластического материала.

Зона относительного мелководья. Для этой седиментационной зоны были характерны терригенные глинисто-алевритовые и алеврито-глинистые осадки, чередующиеся с подчиненными по мощности слоями мелко- и разнозернистых песков. Вместе с минеральным терригенным материалом в эту зону поступало большое количество растительного детрита, а иногда и коллоидального органического вещества. Глинистый компонент осадков имел детритный характер, и в нем наряду с преобладающим минералом монтмориллонитовой группы всегда присутствовали гидрослюды и хлорит. Первичная слоистость осадков была линзовидно-прерывисто-горизонтальная, но она часто сильно нарушалась илоедами.

Относительно глубоководная зона. К этой зоне мы относим осадки нескольких типов: диатомиты, в разной степени глинистые или карбонатные; кремнезем-известковистые (фораминиферово-нанновые) илы и детритно-глинистые илы с переменным количеством органогенных SiO_2 и $CaCO_3$.

Глубоководная зона. К этой зоне мы условно отнесли тонкоотмученные (почти без алевритового материала и углистого детрита) бескарбонатные детритные глины. Они окрашены распыленными гидроокислами железа в слабо-розовый цвет.

Во всех перечисленных фациальных типах осадков по всему разрезу встречаются прослои, обогащенные вулканическим пеплом; кроме того, бывают рассеяны осколки стекол и пирокластические зерна кварца, плагиоклазов, пластинки биотита.

В периоды активизации вулканической деятельности на приокеанической части суши, в отдельных участках океана (вне зависимости от степени их глубоководности) могли возникать своеобразные условия седиментации из-за обильного поступления в осадки пепла, лапиллей и других пирокластических продуктов. Они подавляли садку нормального осадочного материала, обеспечивали быстрый темп накопления вулканогенного материала.

5. При сопоставлении разрезов всех скважин 63-го рейса видно (см. рис.33), что разрезы скв. 467 и 471 являются сравнительно самыми мощными, даже если в возрастном отношении они идентичны разрезам скв. 470, 471, 472. На участке, где расположена скв. 471, относительно бо́льшая мощность среднемиоценовых терригенных отложений была, вероятно, обусловлена высокой скоростью их накопления в сравнении с пресипитацией биогенного (диатомового) материала (скв. 470, 472). Большая мощность и верхнемиоценовых отложений могла накопиться здесь уже не за счет скорости осаждения материала, а в связи с однонаправленным нисходящим движением океанического дна. Участок океана, где расположена скв. 467, находился в особых тектонических условиях. Здесь накопилась стратиграфически самая полная и самая мощная надбазальтовая осадочная толща, причем большими мощностями характеризуются не только миоценовые отложения, но и плиоценовые. Возможно, в данном случае непрерывному и интенсивному процессу седиментации способствовали тектонические условия: преимущественное опускание области аккумуляции, которое не допускало возникновения заметных седиментационных перерывов.

6. За период от раннего миоцена до плейстоцена всюду на рассматриваемом участке акватории проявлялась одна общая тенденция в геологическом развитии прикалифорнийской части океана: нарастающая глубоководность в связи с трансгрессивной стадией существования этой части океана.

7. Почти всюду с конца среднего миоцена и до конца плиоцена в составе биогенного материала осадков большую (а то и главную) роль играли остатки диатомовых водорослей. Вероятно, этот период отличался особенно высокой продуктивностью кремневой флоры в высоких слоях океанических вод.

8. Для нас остался неясным вопрос о генезисе ромбоэдров доломита, которые присутствуют в миоценовых породах (скв. 467, серия V; скв. 468В, серия II). В первом случае они входят в состав терригенных алеврито-глинистых пород, а во втором – вулканокластических. Всюду доломит – аутигенный, постседиментационный, и нам представляется, что его образование шло не без участия гидротермального подтока в свежие осадки. Более определенно о генезисе доломита можно судить при рассмотрении состава окварцованной и доломитизированной биогенно-карбонатной породы (скв. 469, керн 39), которая вошла в контактовую зону с субинтрузией долерита. Здесь и окварцевание, и появление ромбоэдров доломита несомненно были связаны с воздействием на осадок базальтовой магмы.

МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основной задачей исследования, результаты которого приведены в данном разделе, являлось изучение распределения глинистых минералов по разрезам скважин 63-го рейса (см. рис. 33) и выявление их ассоциаций, свойственных отдельным фациально-генетическим типам осадков. Кроме того, имелось в виду выяснение влияния на эти комплексы областей сноса или смены общей палеогеографической обстановки седиментации, в различные отрезки времени.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав и строение изученных миоцен-четвертичных отложений восточной окраины Тихого океана определялись комбинацией трех основных факторов седиментогенеза: биогенной (кремнистой и карбонатной) аккумуляции, терригенного осадконакопления и накопления пирокластического материала. Основные типы осадков представлены нанновыми и диатомовыми илами, глинами, алевритистыми глинами, карбонатно-кремнистыми глинами, песчано-алевритистыми толщами и реже вулканогенными осадками.

Близость суши и обилие сносимого с нее песчано-глинистого обломочного материала предопределили преобладание терригенной аккумуляции и большие скорости осадконакопления. Особенно это показательно для нижних частей разрезов большинства скважин, за исключением скв. 470 и 472. Среднемиоценовые (или позднемиоценовые – в разрезе скв. 473) отложения представлены здесь песчано-алеврито-глинистыми турбидитными толщами. Недалекий перенос и его кратковременность определили возможность формирования ассоциаций принесенных с суши глинистых минералов, состоящих не только из относительно стабильных разновидностей: иллита, хлорита, некоторой доли каолинита и слабо набухающего смешаннослойного монтмориллонит-иллита (М-i), но и из преобладающих в составе этих ассоциаций смектитов. Это преобладание смектитов в составе ассоциаций терригенных глинистых минералов весьма характерно для миоцен-четвертичных отложений прикалифорнийской части Тихого океана и, видимо, связано с широким развитием в области питания вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, где смектиты являются основным компонентом глинистой фракции.

Изменения в пределах питающих провинций, связанные с тектоническими движениями, не могли не сказываться на составе ассоциаций минералов тяжелой фракции и детритных глинистых минералов. Такие изменения отчетливо устанавливаются, например, в разрезе скв. 467, при анализе минералов тяжелой фракции [Timofeev

et al., 1980]. Здесь в среднемиоценовое время накапливался сугубо терригенный многократно переотложенный материал с однообразным комплексом наиболее устойчивых тяжелых минералов: циркона, граната, хромовой шпинели, рудных минералов. В конце среднего и начале позднего миоцена происходило накопление вулканогенной толщи, а в дальнейшем восстанавливались условия преимущественно терригенной седиментации. При этом для плиоценового времени характерно значительное участие в продуктах размыва метаморфических сланцев, обнажавшихся на территории бордерленда. Это хорошо фиксируется по преобладанию в составе минералов тяжелой фракции глаукофана и минералов эпидот-цоизитовой группы.

Пирокластический материал также служил важным источником формирования аутигенных глинистых минералов в изученных отложениях. Продукты наземного андезитового вулканизма в виде, правда незначительной, примеси пирокластического материала (преимущественно вулканического стекла) присутствуют во многих литологических типах миоцен-четвертичных отложений. Встречаются также тонкие прослои витрических пеплов и туфов андезито-дацитового и дацитового состава. Только в скважинах южной части Калифорнийского континентального бордерленда в составе средне-позднемиоценовой (скв. 467) или среднемиоценовой (скв. 468 и 469) толщи вулканогенный материал является существенным или даже преобладающим компонентом разреза. Верхняя часть осадочного чехла (до глубины около 200 м) принадлежит к зоне неизмененного вулканического стекла [Grechin, Niem et al., 1981]. Для нее характерны пеплы, неизмененные вторичными процессами. Ниже этой зоны все вулканические прослои изменены в процессе диагенеза. По вулканическому материалу формируется комплекс глинистых минералов и цеолитов. Аутигенные глинистые минералы в туфах представлены различными структурными разновидностями смектитов или смешаннослойными образованиями, в структуре которых смектитовые межслои являются преобладающими. Эти же минералы развиваются и по рассеянной пирокластике и могут диагностироваться при массовых рентгенографических анализах в отложениях разного типа. Однако оценить количественное соотношение аутигенных и терригенных смектитов весьма затруднительно.

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы изучались в основном стандартным рентгенографическим способом во фракции < 1 мкм. Дифрактограммы получены на дифрактометре "ДРОН-1" с использованием CuK_{α}-излучения при напряжении 34 кВ и силе тока 20 мА. Скорость сканирования составляла 2°/мин. В этих условиях, как обычно, снимались образцы при трех состояниях: природные или воздушно-сухие, насыщенные глицерином и прокаленные при 550°С. Кроме иллита, хлорита и каолинита, были охарактеризованы смешаннослойные фазы и структурные разновидности минералов группы смектита.

Аутигенные смектиты и смешаннослойные минералы из вулканогенных пород прикалифорнийской зоны Тихого океана подробно описаны в разделе "Вулканогенные осадки и породы: седиментация и постседиментационные преобразования". Здесь же дается лишь их краткая характеристика для идентификации продуктов глинизации рассеянной пирокластики в породах смешанного состава. Определение структурных разновидностей смектитов проводилось на основе соотношений интенсивностей базальных пиков d_{001}, d_{002}, d_{003}, а также по устойчивости минералов после обработки 10%-ной HCl при 80°С в течение одного часа. В вулканогенных породах были идентифицированы следующие разности смектитов: диоктаэдрические Al-, Al,Fe- и Ca-монтмориллониты, K,Fe-монтмориллонит (нонтронит) и триоктаэдрический Mg-монтмориллонит. Среди продуктов глинизации рассеянной витрокластики в породах смешанного состава устанавливаются Al и Fe-монтмориллониты и более часто монтмориллонит с калием в межслоевых промежутках в виде зеленого глауконитоподобного минерала (в скв. 468 и 468В). Последний характеризуется величиной d/n, равной

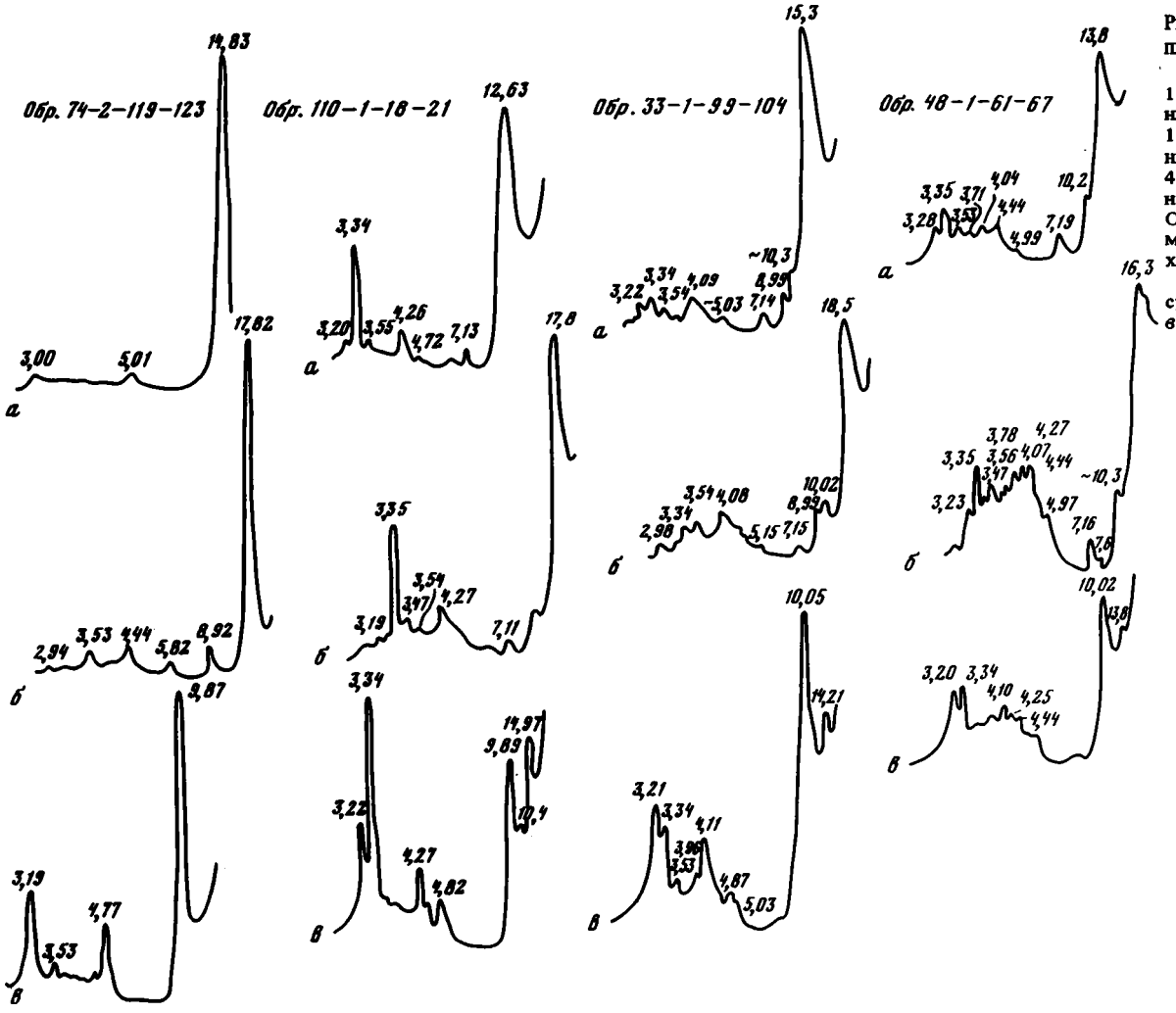


Рис. 34. Рентген-дифрактограммы типичных глинистых минералов

Образцы из скв. 467: 74–2 –119–123 – Al-монтмориллонит, образованный по туфогенному материалу; 110–1–18–21 – Al, Fe-монтмориллонит с примесью иллита и хлорита; 48–1–61–67 – K, Fe-монтмориллонит с примесью иллита и хлорита. Обр. 33–1–99–104 из скв. 468В – монтмориллонит и иллит с примесью хлорита и каолинита.

Состояние образца: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прокаленный при 550° С

13,4–13,7 Å в воздушно-сухом состоянии, 16–17 Å после насыщения глицерином и 9,93–10,07 Å после прокаливания при 550°С (рис. 34).

Японские авторы [Inoue et al., 1979] показали, что при реакции К-Са-обмена в смектитах выявляется большая роль в последних иона кальция. По вариациям базального расстояния и содержания межслоевой воды ими установлено, что монтмориллониты с относительным содержанием калия от 0,1 до 0,7% состоят из беспорядочного переслаивания Са- и К-монтмориллонитов с тенденцией к сегрегации. Эти авторы считают, что в процессе диагенеза (эпигенеза) повышение t и P приводит к дегидратации смешаннослойного Са, К-монтмориллонита и к постепенному превращению его в смешаннослойный иллит–Са-монтмориллонит. Мы полагаем, что аналогичный процесс перехода калия (из обменных позиций в межслоевое пространство смектитов) параллельно с частичным замещением в них железом алюминия в октаэдрических слоях приводит к образованию в процессе диагенеза К, Fe-монтмориллонита или смешаннослойного слюдисто-монтмориллонитового минерала (с пакетом железистой глауконитоподобной слюды [Rateev et al., 1980].

В тех случаях, когда минерал назван монтмориллонитом без указания структурной разновидности, он является синонимом группового названия смектит. Среди иллитов, кроме обычных, встречаются и железистые разности. Среди магнезиально-железистых триоктаэдрических хлоритов с d/n = 7,08; 4,70; 3,53 Å нередок так называемый "дефектный" хлорит, дающий после прокаливания при 550°С дифракционный максимум 13,1–13,8 Å или разрушающийся при данной температуре [Дриц, Сахаров, 1976]. Среди смешаннослойных минералов нами выделены два типа: сильно набухающий, близкий к смектиту монтмориллонит-иллитовый (М-i) и близкий к иллиту иллит-монтмориллонитовый (i-М). Идентификация смешаннослойных минералов производилась на основе известных работ Р. Рейнольдса [Reynolds, 1968], В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], Б.П. Градусова [1976].

Сильно набухающий тип смешаннослойного минерала (М-i) с неупорядоченным чередованием монтмориллонитовых слоев определялся по дифракционным максимумам 12,74–194,9 Å в природном образце, 18,3 Å – в насыщенном глицерином и 9,82 Å – в препарате, прокаленном при 550°С, с заметной асимметрией пика со стороны малых углов (см. рис. 34). Второй тип слабо набухающего смешаннослойного минерала (i-М) с неупорядоченным чередованием иллитовых и монтмориллонитовых пакетов характеризовался дифракционными пиками: 10 Å – в природном состоянии, 9,8–9,89 Å – в насыщенном глицерином образце и 9,8–10,0 Å – после прокаливания [Дриц, Сахаров, 1976].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ АССОЦИАЦИЙ В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН

Распределение глинистых минералов в разрезах скважин (рис. 35) описывается в направлении снизу вверх по разрезу.

Внешний край южной части Калифорнийского континентального бордерленда

Скважина 467

Распределение глинистых минералов в разрезе скважины характеризуется следующими чертами (табл. 16).

Серия 6 (керны 84–110) – средний миоцен; песчано-алеврито-глинистые несортированные отложения часто имеют карбонатный (иногда доломитовый) цемент (присутствуют аутигенные барит и гипс). Глинистая фракция представлена обычным монтмориллонитом, а в единичных прослоях – неустойчивым Fe-монтмориллонитом. Эти минералы сопровождаются довольно постоянной примесью хлорита и иллита, более заметной в нижней половине серии.

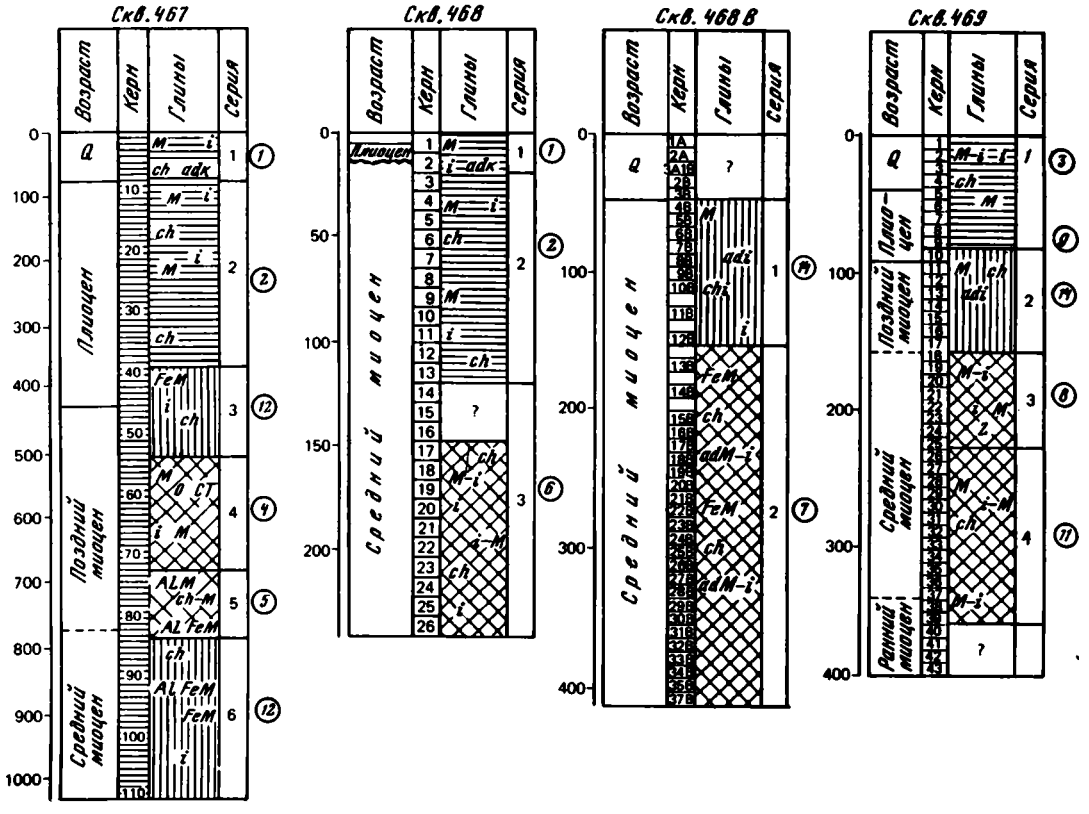


Рис. 35. Схема распространения ассоциаций глинистых минералов в разрезах скважин 63-го рейса

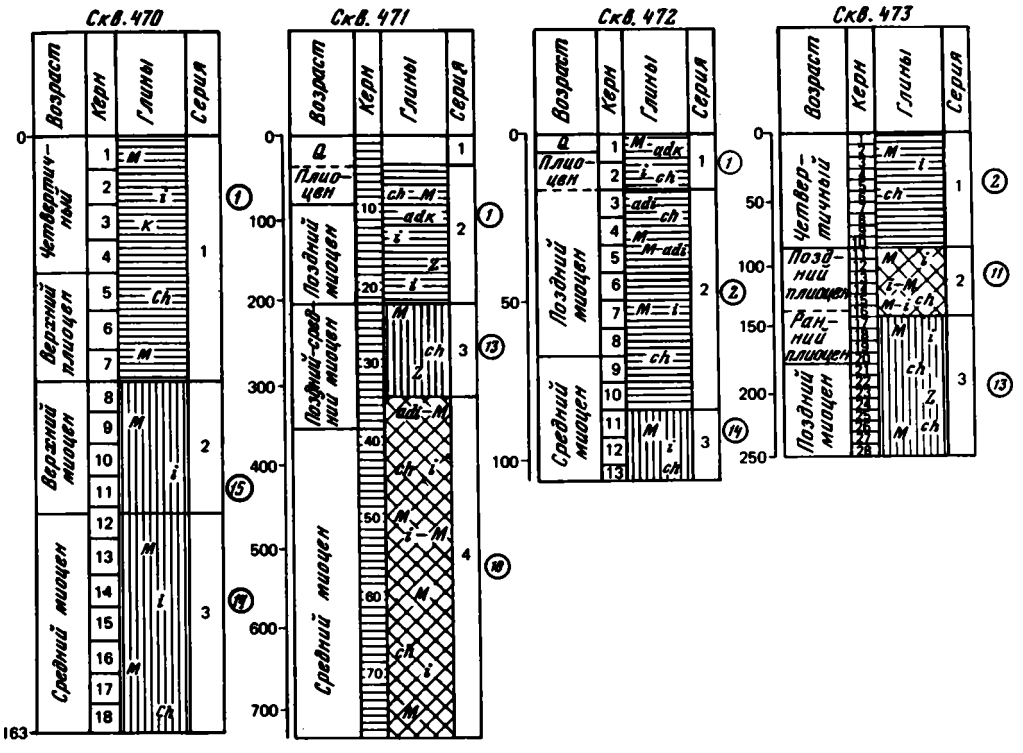
Ассоциации: *1* – полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом и малой примесью каолинита; *2* – полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом и хлоритом; *3* – полиминеральная со смешаннослойным минералом (M-i), иллитом и хлоритом; *4* – монтмориллонитово-смешаннослойная (i-M) с опалом-CT (O-CT); *5* – Al-монтмориллонитовая со смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа (ch-M); *6* – смешаннослойная с минералами (M-i) и (i-M); *7* – Fe-монтмориллонитовая с хлоритом и сильно набухающими смешаннослойным минералом

Серия 5 (керны 74–87) – средний-поздний миоцен; измененные гиалотуфы базальтового состава и нанноаргиллиты. Ассоциация глинистых минералов из туфов характеризуется аутигенным комплексом минералов, часто без заметной примеси детритных глинистых компонентов. Для него характерна смесь диоктаэдрических Al-смектитов и триоктаэдрических Mg-смектитов, часть из которых затронута процессом хлоритизации. Аутигенные смектиты в туфовых прослоях часто сопровождаются смешаннослойными минералами типа хлорит-монтмориллонита (ch-M).

Серия 4 (керны 55–73) – поздний миоцен; известковистые аргиллиты с отдельными прослоями кремнистых и наннофоссилиевых аргиллитов. В глинистой фракции присутствует монтмориллонит с примесью слабо набухающего смешаннослойного минерала типа иллит-монтмориллонита (i-M) и следами хлорита и опала-CT.

Серия 3 (керны 40–55) – поздний миоцен–ранний плиоцен; слабо уплотненные известковистые аргиллиты, переслаивающиеся с подчиненными прослоями наннофоссилиевых и кремнистых илов. Эта серия отличается преобладанием в глинистой фракции неустойчивого железистого монтмориллонита с примесью детритных минералов: гидрослюды, хлорита, кварца и полевых шпатов.

Серия 2 (керны 10–40) – плиоцен; наннофоссилиевые глины с прослоями глини-



(M-i) и опалом-CT; *8* – смешаннослойная с минералами (M-i) и (i-M) и цеолитом; *9* – монтмориллонитовая с примесью хлорита, иллита и смешаннослойного минерала (M-i); *10* – монтмориллонитовая с примесью иллита, хлорита и смешаннослойного, слабо набухающего минерала (i-M); *11* – монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом, смешаннослойными минералами (M-i) и (i-M), а также малой примесью каолинита; *12* – Fe-монтмориллонитовая с примесью хлорита и иллита; *13* – монтмориллонитовая с хлоритом и малой примесью иллита и цеолита; *14* – монтмориллонитовая с хлоритом и малой примесью иллита; *15* – монтмориллонитовая с примесью иллита

сто-известковых и кремнистых илов. В глинистой фракции серии преобладает полиминеральная монтмориллонитовая ассоциация с постоянной примесью детритных гидрослюд, хлоритов, кварца и полевых шпатов.

Серия 1 (керны 1–11) – плейстоцен; зеленовато-серые глинистые или слабоалевритовые илы с остатками фораминифер, кокколитов, спикул губок и диатомей. Глинистая фракция первой серии в отличие от нижележащей сложена монтмориллонитом с более существенной примесью детритных гидрослюд, хлорита, отчасти каолинита и кварца.

Скважина 468

Глинистые минералы изучены в трех сериях (табл. 17).

Серия 3 (керны 17–26) – нижний или средний миоцен; диатомовые наннофоссилиевые аргиллиты, алевритистые и песчанистые аргиллиты, туфы. Глинистая фракция серии представлена монтмориллонитом (с калием в межслоевых промежутках), слабо набухающим смешаннослойным иллит-монтмориллонитом (i-M) и примесью хлорита.

Таблица 16

Глинистые минералы и их ассоциации в миоцен-четвертичных осадках скв. 467

Возраст	№ обр.	Состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых минералов
Четвертичный	2–3–37–38 8–5–45–50	Fe-монтмориллонит, иллит, примесь хлорита, каолинита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная, с Fe-монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и малой примесью каолинита
Плиоцен	19–5–110–115	Al-монтмориллонит, иллит, малая примесь каолинита, кварца и полевых шпатов	Al-монтмориллонит с примесью иллита, хлорита, следами каолинита, с Fe-монтмориллонитом в отдельных прослоях
	30–2–110–114	Fe-монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь кварца и полевых шпатов	
	37–1–104–108	Al, Fe-монтмориллонит, малая примесь иллита и кристобалита	
	40–1–16–20	Al–монтмориллонит, иллит, малая примесь каолинита, кварца и полевых шпатов	
	48–1–61–67	Fe-монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь кварца и полевых шпатов	Fe- монтмориллонит с малой примесью иллита и хлорита
Поздний миоцен	52–1–32–34	То же	
	71–1–35–38 71–1–78–80	Опал-CT, малая примесь монтмориллонита (с $C_{орг}$ в межслоевом промежутке) и смешанослойного минерала (M-i), следы хлорита	Минералы кремнезема со смектитом и примесью смешанослойного минерала (M-i)
	74–2–98–100 74–2–119–123	Al-монтмориллонит	Al- и Al, Fe-монтмориллонит с Fe-монтмориллонитом с отдельных прослоях; в нижней части более заметна примесь детритных минералов: иллита, хлорита и кварца
	80–2–16–20 82–1–117–118	Al, Fe-монтмориллонит (с признаками хлоритизации)	
	92–1–118–120	Монтмориллонит, примесь хлорита, смешанослойного минерала (M-i) и полевых шпатов	
	83–3–83–85	Смешанослойный минерал (M-i)	
	84–1–31–35	Al, Fe-монтмориллонит (с признаками хлоритизации), следы хлорита	
Средний миоцен	86–3–146–150 90–1–32–37	Монтмориллонит, смешанослойный минерал (M-i), малая примесь хлорита	
	92–1–67–71	Минералы кремнезема, малая примесь монтмориллонита и иллита	
	96–1–96–98	Al, Fe-монтмориллонит, примесь кварца	
	101–1–123–127	Монтмориллонит, примесь иллита и хлорита	
	104–2–25–28	Fe-монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц	

Таблица 16 (окончание)

Возраст	№ обр.	Состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых минералов
Средний миоцен	107–1–1–4	Монтмориллонит, иллит, хлорит, кварц	Al- и Al, Fe-монтмориллонит с Fe-монтмориллонитом в отдельных прослоях; в нижней части более заметна примесь детритных минералов: иллита, хлорита и кварца
	110–1–18–21	Al, Fe-монтмориллонит, малая примесь иллита, хлорита и кварца	

Таблица 17

Глинистые минералы и их ассоциации в миоцен-плиоценовых осадках скв. 468, 468В и 469

№ скв.	Возраст	№ обр.	Состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых минералов
468	Верхний плиоцен	1–1–110–112 2–1–25–27	Монтмориллонит (с $C_{орг}$ в межслоевом промежутке), иллит, малая примесь каолинита, полевых шпатов и кварца	Монтмориллонит с иллитом и малой примесью каолинита
	Средний миоцен	6–6–29–34 9–5–70–74	Монтмориллонит (с $C_{орг}$ в межслоевых промежутках), примесь иллита и хлорита	Монтмориллонит с примесью иллита и хлорита
468В	Нижний–верхний плиоцен	11–1–30–35	Монтмориллонит (с $C_{орг}$ в межслоевых промежутках), следы иллита и цеолита	Монтмориллонит с иллитом, хлоритом и Fe-монтмориллонитом в отдельных прослоях
	Нижний–средний миоцен	26–1–42–46	То же	
		26–1–72–76	Fe-монтмориллонит, иллит, малая примесь хлорита и цеолита	
		33–1–99–104	Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь цеолита, кварца и опала-СТ	
		34–1–60–63	Смешанослойный минерал (M-i), гипс, кальцит	
		37–2–19–26	Fe-монтмориллонит, следы хлорита и цеолита	
469	Ранний–средний миоцен	25-СС	Монтмориллонит, иллит, хлорит	Монтмориллонит с примесью смешанослойного минерала (M-i), иллита и хлорита, реже каолинита
		29-СС	Монтмориллонит, хлорит, смешанослойный минерал (M-i), цеолит	
		34–1–6–9	Fe-монтмориллонит, примесь железистого иллита и хлорита, малая примесь каолинита и опала-СТ (много)	
		35–1–49–52 36–1–77–78 38–1–32–36	Монтмориллонит, смешанослойный минерал (M-i), следы цеолита	

Серия 2 (керны 3–13) – средний миоцен; наннодиатомовые илы с прослоями песков, алевритов и глин. Глинистая фракция < 1 мкм имеет полиминеральный состав. В ней преобладает монтмориллонит. В виде малой примеси встречены детритные минералы: гидрослюда, хлорит, кварц и полевой шпат. В более песчаных прослоях иногда встречается K, Fe-монтмориллонит.

Серия 1 (керны 1–2) – плиоцен–плейстоцен; фораминиферовые и наннoилы. В составе глинистой фракции этой серии также преобладает монтмориллонит, но в детритной примеси, помимо иллита и хлорита, проявляется малая примесь каолинита в сочетании с кварцем и полевым шпатом. В отдельных прослоях также обнаруживаются следы K, Fe-монтмориллонита.

Скважина 468В

Глинистые минералы изучены в двух сериях (см. табл. 17).

Серия 2 (керны 13–37) – средний миоцен; известковистые алевриты, аргиллиты с прослоями андезито-дацитовой брекчии, пемзовых литокластических туфов и вулканогенных песчаников. Глинистая фракция толщи характеризуется преобладанием Fe-монтмориллонита с примесью хлорита и сильно набухающего смешаннослойного минерала (M-i).

Серия 1 (керны 4–12) – средний миоцен; переслаивание наннoилов и диатомовых наннoилов с прослоями детритных песков и алеврито-глинистых осадков в нижней части разреза. В глинистой фракции преобладает монтмориллонит (в том числе иногда, K, Fe-монтмориллонит) с примесью хлорита и иллита.

Подножие континентального склона (23° –32° с.ш.)

В скважинах изученного региона в осадочной толще прослеживаются прослои витрических пеплов и рассеянная вулканокластика андезитового и андезито-дацитового состава. Постседиментационное преобразование этого вулканогенного материала приводит к образованию диоктаэдрических Al-монтмориллонитов с присутствием некоторого количества катионов Mg^{2+} в октаэдрических позициях. Количественно эти компоненты играют незначительную роль в осадочной толще на фоне обилия полиминерального детритного материала.

Скважина 469

Распределение глинистых минералов изучено в четырех сериях (см. табл. 17).

Серия 4 (керны 26–38) – ранний–средний миоцен; алевритовые аргиллиты с подчиненными прослоями пемзово-литокластических туфов, вулканогенных песчаников, порцелланитов, наннофоссилиевых аргиллитов, мела и кремнистых известняков. Глинистая фракция сложена в основном монтмориллонитом с примесью иллита, хлорита и смешаннослойного, сильно набухающего минерала (M-i) в отдельных прослоях.

Серия 3 (керны 18–25) – средний миоцен; наннoилы и диатомовые наннoилы. Глинистая фракция представлена двумя типами смешаннослойных минералов (M-i и i-M) с примесью цеолита.

Серия 2 (керны 10–17) – поздний миоцен; глинистые наннoилы с прослоями диатомовых наннoилов. В глинистой фракции преобладает монтмориллонит (часто с калием в межслоевых промежутках) с хлоритом и малой примесью иллита.

Серия 1 (керны 1–9) – плиоцен–плейстоцен; внизу (керны 5–9) фораминиферово-наннoвые глины, вверху – глины, иногда обогащенные пепловым материалом. Глинистая фракция сложена полиминеральной ассоциацией, в которой преобладает сильно набухающий смешаннослойный минерал (M-i), близкий к смектиту, с примесью иллита и хлорита.

Скважина 470

Распределение глинистых минералов изучено в трех сериях (табл. 18).

Серия 3 (керны 12–15) – средний миоцен; диатомовые алевритовые глины и наннофоссилиевые илы (оозы). В глинистой фракции преобладает монтмориллонит (с калием и натрием в межслоевых промежутках) с примесью иллита, хлорита, полевого шпата и кварца.

Серия 2 (керны 8–10) – верхний миоцен; диатомовые алевритовые глины. В глинистой фракции преобладает монтмориллонит; примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата – лишь в отдельных прослоях.

Серия 1 (керн 5) – верхний плиоцен–плейстоцен; алевритовые и наннофоссилиевые глины. В глинистой фракции преобладает монтмориллонит (с калием и натрием в межслоевых промежутках). В виде малой примеси присутствуют иллит, хлорит, реже каолинит, кварц и полевые шпаты.

Скважина 471

Распределение глинистых минералов изучалось почти по всему разрезу, в четырех сериях (табл. 19).

Серия 4 (керны 35–78) – средний миоцен; биотурбированные алевритистые аргиллиты с тонкими прослоями известковистых песчаников, менее обильных в основании толщи. Кроме того, отмечается несколько прослоев глинистых известняков и измененных витрических туфов. Глинистая фракция сложена монтмориллонитом (часто с ка-

Таблица 18

Глинистые минералы и их ассоциации в миоцен-четвертичных осадках скв. 470

Возраст	№ обр.	Литологический тип осадков	Минералогический состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых и сопутствующих минералов
Четвертичный	1–3–92–96	Алевритистая глина	Монтмориллонит (с калием и натрием в межслоевых промежутках); заметная примесь иллита и хлорита	Полиминеральная монтмориллонитовая с примесью иллита, хлорита, реже каолинита, кварца и полевых шпатов
	2–3–77–82	То же	То же, малая примесь иллита и хлорита	
Плиоцен	5–1–108–113	Наннофоссилиевые глины	То же, заметная примесь иллита, хлорита, кварца и полевых шпатов	
Верхний миоцен	8–2–90–94	Диатомовые алевритистые глины	Монтмориллонит (со значительным содержанием калия в межслоевых промежутках)	Монтмориллонитовая с малой примесью иллита, кварца и полевых шпатов в отдельных прослоях
	10–2–21–25	То же	Монтмориллонит тонкодисперсный, с малой примесью иллита, кварца и полевых шпатов	
Средний миоцен	12–3–120–125	Диатомовые алевритистые глины	Монтмориллонит (с калием и натрием в межслоевых промежутках); примесь гидрослюды, хлорита, кварца и полевых шпатов	Монтмориллонитовая с примесью иллита, хлорита, полевого шпата и кварца
	15–1–80–85	Диатомово-наннофоссилиевые оозы	То же, малая примесь хлорита, иллита и полевых шпатов	

Таблица 19

Глинистые минералы и их ассоциации в миоцен-плиоценовых осадках скв. 471

Возраст	№ обр.	Литологический тип осадков	Минералогический состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых и сопутствующих минералов
Четвертичный	1–3–90–95	Наннофоссилиевая, алевритистая глина	Монтмориллонит (частично с обменным калием в межслоевых промежутках), иллит, хлорит (дефектный) и примесь полевого шпата	Полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом и хлоритом
	3–2–20–24	Алевритистая глина	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), иллит, хлорит (дефектный), малая примесь цеолита	
Плиоцен	7–4–135–140	Диатомовая глина	Fe-монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь каолинита, кварца и полевого шпата	Полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом и малой примесью каолинита в отдельных прослоях
Верхний миоцен	13–3–120–125	Глинистый, диатомовый ооз	Иллит, монтмориллонит, малая примесь хлорита	
	16–3–60–65	Диатомовая глина	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), следы иллита	
	21–1–16–20	Глинистый известняк	Монтмориллонит, примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата	
Средний–поздний миоцен	23–1–33–36	Глинистый порцелланит	Монтмориллонит, примесь железистого иллита, малая примесь хлорита, опала-СТ и и полевого шпата	Монтмориллонитовая с хлоритом, малой примесью иллита, цеолита и опала-СТ; железистый иллит – в отдельных прослоях
	26–1–1–4	То же	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), иллит, хлорит, цеолит, опал-СТ	
	32–1–77–81	Порцелланитовый аргиллит	Монтмориллонит с примесью иллита, хлорита, опала-СТ	
	35–3–9–12	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, примесь иллита, хлорита, малая примесь каолинита, заметное количество кварца	Монтмориллонитовая с примесью иллита, хлорита и кварца
	36–1–91–93	Измененный витрический туф	Монтмориллонит тонкодисперсный, следы хлорита и цеолита	
Средний миоцен	39–1–41–45	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, примесь хлорита и иллита, кварца и полевого шпата	
	41–4–50–52 42–1–12–15	То же	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), примесь иллита, хлорита и кварца	
	44–3–40–42	Измененный витрический туф	Al-монтмориллонит тонкодисперсный	
	47–2–54–57	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, примесь иллита, хлорита и кварца	
	52–1–24–28 58–1–102–106	То же	Монтмориллонит, примесь иллита и кварца	
	65–1–6–9	”	Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь кварца и полевого шпата	

Таблица 19 (окончание)

Возраст	№ обр.	Литологический тип осадков	Минералогический состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых и сопутствующих минералов
Средний миоцен	71–1–136–140	Алевритистый песчаник	Монтмориллонит, примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата	Монтмориллонитовая с примесью иллита, хлорита и кварца
	75–3–112–114	Алевритистый аргиллит	То же	
	78–2–29–32	То же	Монтмориллонит, хлорит, малая примесь слабо набухающего смешанно-слойного минерала (i-M), кварца и полевого шпата	

лием в межлоевых промежутках) с примесью иллита, хлорита и смешаннослойного, слабо набухающего минерала (i-M), кварца и полевых шпатов.

Серия 3 (керны 16–35) – поздний миоцен; порцелланиты и порцелланитовые алевритовые аргиллиты с кремнями и несколькими прослоями глинистых известняков. В составе глинистой фракции преобладает монтмориллонит (часто с калием в межслоевых промежутках), с примесью иллита, хлорита, цеолита и опала-СТ.

Серия 2 (керны 7–16) – поздний миоцен–плейстоцен; диатомовые алевритовые глины и глинисто-диатомовые илы. В глинистой фракции обнаруживается полиминеральная ассоциация с монтмориллонитом, иллитом и хлоритом, иногда с примесью каолинита, кварца и полевых шпатов.

Серия 1 (керны 1–3) – плейстоцен; наннофоссилиевые и алевритовые глины. Глинистая фракция имеет полиминеральный состав с монтмориллонитом, иллитом и хлоритом.

Скважина 472

Глинистые минералы изучались в трех сериях (табл. 20).

Серия 3 (керны 11–13) – средний миоцен; диатомовые илы и наннoглины. Глинистая фракция слагается монтмориллонитом, с малой примесью иллита и хлорита.

Серия 2 (керны 3–8) – средний–поздний миоцен; глинисто-диатомовые илы, кремнистые пелагические глины. Глинистая фракция имеет полиминеральный состав с монтмориллонитом, примесью иллита, хлорита, кварца и полевых шпатов.

Серия 1 (керны 1–3) – плиоцен–плейстоцен; коричневые пелагические глины с подчиненным количеством зеленовато-серых пелагических глин. Глинистая фракция отличается полиминеральным составом. В ней обнаружены: монтмориллонит, иллит, примесь каолинита, малая примесь хлорита, кварца и полевых шпатов. Монтмориллонит присутствует во всех сериях, нередко с калием в межслоевом пространстве.

Устье Калифорнийского залива

Скважина 473

Распределение глинистых минералов в разрезе характеризуется следующими чертами (см. табл. 20).

Серия 3 (керны 19–28) – поздний миоцен–ранний плиоцен; алевритистые аргиллиты и алевритистые кварцевые песчаники. Глинистая фракция пород сложена монтмориллонитом с малой примесью хлорита, иллита и опала-СТ. Монтмориллонит нередко содержит калий в межслоевом пространстве.

Таблица 20

Глинистые минералы и их ассоциации в миоцен-плиоценовых осадках скв. 472 и 473

№ скв.	Возраст	№ обр.	Литологический тип осадков	Минералогический состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых и сопутствующих минералов
472	Четвертичный	1–2–120–125	Глина	Монтмориллонит, иллит, примесь каолинита, хлорита, кварца и полевого шпата	Полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом и малой примесью каолинита
	Поздний миоцен	3–1–35–39	Глина	Монтмориллонит, примесь иллита и хлорита	Полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом и хлоритом
		5–2–90–95	Глинистый, диатомовый ооз	Монтмориллонит, примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата	
		8–2–40–45	То же	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), малая примесь иллита, хлорита, кварца и полевого шпата	
	Средний миоцен	11–3–136–140	Диатомовый, наннофоссилиевый ооз	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), следы иллита и хлорита	Монтмориллонитовая с незначительной примесью иллита и хлорита
473	Четвертичный	2–2–10–15	Глина	Монтмориллонит (с обменным калием в межслоевых промежутках), следы иллита, и хлорита, кристобалита, кварца и полевых шпатов	Полиминеральная монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом, кварцем и полевым шпатом
		7–1–30–34	”	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), примесь иллита, хлорита и кварца, следы полевого шпата	
		10–2–60–64	”	То же, примесь иллита, хлорита, полевых шпатов и кварца	
	Поздний плиоцен	13–3–90–95	Глина	То же, примесь сильно набухающего смешаннослойного минерала (М-i), иллита, хлорита, каолинита и цеолита (из группы гейландита)	Монтмориллонитовая с иллитом, хлоритом, двумя типами смешаннослойных минералов (М-i и i-М) и малой примесью каолита
		14–2–70–75	”	То же, примесь иллита, хлорита и цеолита	
		16–3–40–42	Витрический туф	Монтмориллонит тонкодисперсный, незначительная примесь слабо набухающего смешаннослойного минерала (i-М) с 15–20% набухающих слоев цеолита и полевого шпата	

Таблица 20 (окончание)

№ скв.	Возраст	№ обр.	Литологический тип осадков	Минералогический состав глинистой фракции < 0,001 мм	Ассоциация глинистых и сопутствующих минералов
473	Ранний плиоцен	19–2–40–44	Глина	Монтмориллонит, иллит, хлорит, цеолит (из группы гейландита)	Монтмориллонитовая с хлоритом, иллитом, цеолитом и опалом-СТ
	Поздний миоцен	21–1–70–74	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, иллит, хлорит, следы кварца и полевого шпата	
		23–3–20–24	Глина	Монтмориллонит (с калием в межслоевых промежутках), иллит, хлорит, примесь опала-СТ и полевого шпата	
		25–1–111–115	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, иллит, хлорит, примесь цеолита	
		26–2–32–36	Витрический туф	Монтмориллонит тонкодисперсный, незначительная примесь иллита, хлорита, следы цеолита	
		27–1–120–124	Алевритистый аргиллит	Монтмориллонит, иллит, хлорит, малая примесь каолинита, кварца и полевого шпата	

Серия 2 (керны 13–16) – поздний плиоцен; терригенные глины с подчиненным количеством алевритовых и наннофоссилиевых глин. Глинистая фракция имеет в своем составе монтмориллонит, иллит и хлорит, иногда с малой примесью смешанослойных минералов (М-i и i-М) или каолинита.

Серия 1 (керны 2–10) – плейстоцен; глины с небольшой примесью пеплового материала. Глинистая фракция имеет полиминеральный состав. Она сложена монтмориллонитом с примесью иллита, хлорита, кварца и полевого шпата.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже указывалось ранее, вся толща среднемиоценовых, плиоценовых и четвертичных осадков южной части Калифорнийского континентального бордерленда и западной континентальной окраины Мексики по своему литолого-фациальному облику является биогенно-терригенной. Она представлена кремнисто-глинистыми отложениями с постоянной примесью алевритового и мелкопесчаного терригенного или туфогенного материала. Мощность осадочного чехла в изученном районе 150–1000 м.

Верхняя часть осадочного чехла, примерно до глубины 150–200 м (а в скв. 467– до 500 м), представлена преимущественно неуплотненными или слабо уплотненными илами. Присутствующие здесь прослои вулканических пеплов не обнаруживают признаков вторичных изменений, приводящих к образованию аутигенных глинистых минералов [Grechin, Niem et al., 1981].

Глинистая фракция этих отложений имеет обычно терригенный полиминеральный облик. В ее составе существенную роль играет комплекс переотложенных детритных минералов группы монтмориллонита (смектита), в меньшей степени – иллитов (различной степени деградации), хлоритов (железисто-магнезиального триоктаэдрического типа), реже – каолинита. По-видимому, весь этот комплекс глинистых минералов принесен с суши. Минералогической спецификой глинистой фракции этих отложе-

ний является преобладание смектитового компонента, в то время как иллиты и хлориты присутствуют лишь в виде примесей.

Обилие смектитов по существу во всех разрезах скважин 63-го рейса, как и в плиоценовых осадках Панамской котловины [Rateev et al., 1980], является фоном, на котором происходило формирование этих отложений. Наличие такого смектитового фона, по-видимому, объясняется тем, что в формировании этих пород участвовал материал, поступавший за счет размыва вулканогенных толщ и вулканических построек более древнего (в том числе и кайнозойского) возраста. В размывавшихся толщах смектит, видимо, являлся преобладающим глинистым компонентом.

В нижней части осадочного чехла, в среднем ниже 200 м (а в скв. 467 – ниже 500 м), туфогенный материал (включая как отдельные прослои туфов, так и рассеянную вулканокластику) частично или полностью преобразован в глинистые и цеолитовые минералы. Основным аутигенным глинистым минералом здесь также является смектит. Однако в зависимости от петрографического состава родоначальных пород он обнаруживает некоторые структурные особенности [Grechin et al., 1981].

Так, по базальтовым гиалотуфам образуются смектиты с высоким содержанием железа и магния в ассоциации с небольшим количеством хлоритового компонента в форме смешаннослойного хлорит-монтмориллонитового (ch-M) минерала. Лишь в одном случае (обр. 467–74–2–96–100), вероятно, также по базальтовому туфу (с некоторой аномалией в составе) образован почти мономинеральный смектит бейделлитового типа (с замещением атомов кремния на алюминий в тетраэдрических слоях).

По пемзовым и витрокластическим туфам более кислого андезитового и дацитового состава развиваются монтмориллониты или близкие к ним сильно набухающие смешаннослойные монтмориллонит-иллитовые минералы (M-i) с небольшим содержанием в них слюдистых пакетов. Незначительную примесь иллита и хлорита в глинистой фракции этих пород мы связываем с некоторой долей терригенного материала. Таким образом, в нижней части изученных разрезов к глинистому материалу, принесенному с суши (смектиту, иллиту, хлориту), прибавляется еще и часть аутигенных смектитов, образовавшихся на месте в результате преобразований туфогенного материала. Однако, судя по идентичности ряда ассоциаций глинистых минералов, развитых как в верхних, так и в нижних частях разрезов, можно полагать, что доля аутигенных смектитов во всей толще изученных терригенных пород не очень велика.

Незначительная степень изменения изученных терригенных пород и малый объем аутигенного смектитообразования по туфогенному материалу связаны здесь с относительно малыми глубинами захоронения осадочного вещества (максимально до 1000 м). Это дает возможность объяснять все обнаруженные вариации глинистых минералов как в отдельных фациально-литологических типах пород, так и в некоторых сериях соответствующими изменениями областей сноса осадочного материала и слабыми диагенетическими изменениями лишь нестабильного туфогенного материала или рассеянной вулканокластики.

Выводы хорошо согласуются с данными по распределению глинистых минералов в разрезе скв. OCS-Cal 78–164 № 1 [Hein et al., 1979], расположенной во внешней части континентального шельфа Южной Калифорнии (в 19 км к западу от мыса Консепшен). В разрезе этой скважины У. Хейн с соавторами обнаружил существенные изменения глинистых минералов лишь на более значительной глубине – примерно 8600 футов (~ 2866 м). Изменения касаются смешаннослойного смектит-иллитового минерала, в котором ниже этой глубины резко уменьшаются набухающие смектитовые слои и соответственно возрастают иллитовые структурные пакеты. Необходимый калий для образования иллитов, очевидно, берется из калиевых полевых шпатов. Ссылаясь на Э.Перри и Дж. Хауера [Perry, Hower, 1970, 1972], У. Хейн с соавторами указывают, что понижение набухающих слоев до 30–40% наблюдается в температурном интервале 95–100°С и сопровождается возрастанием упорядоченности смешаннослойной иллито-смектитовой фазы.

Однако мы полагаем, что изменения в зоне относительно более глубокого захоро-

нения являются уже постседиментационными, эпигенетическими, поскольку они происходят уже в частично консолидированной ("готовой") породе под влиянием гравитационной нагрузки – уплотнения, частичного повышения температуры, перекристаллизации глинистого вещества твердофазных реакций и т.п. [Коссовская, Шутов, 1963]. В отличие от этого диагенетические изменения в зоне "мелкого захоронения" [Страхов, 1960; 1967] происходят в сильно обводненных и мало уплотненных илах с повышенной влажностью и обилием интерстиционных вод.

Выше глубины 8600 футов У. Хейн с соавторами [Hein et al., 1979] выделяют ряд интервалов по изменению процентного содержания отдельных глинистых минералов, связывая их с изменением областей сноса. К мелким изменениям они относят, например, некоторое возрастание каолинита в интервале 6100–8800 футов параллельно с увеличением содержания кварца по отношению к полевому шпату, а также заметное возрастание иллита (в интервале 6700–7400 футов) на фоне более значительной его изменчивости в разрезе.

Эти авторы полагают, что интервалы и более крупных количественных вариаций глинистых минералов, имеющие некоторое стратиграфическое значение, также могут отражать изменения физико-географической обстановки областей сноса. Так, значительное углубление или обмеление обстановки седиментации, по их мнению, вполне может обусловить подобный масштаб минералогических изменений.

Однако наряду с глинистым материалом, формировавшимся за счет субаэральной пирокластики, в осадочный чехол, видимо, могла поступать и заметная доля продуктов изменения подводных излияний. Так, М. Брамлет [Bramlette, 1946] и И.В. Хворова [1968] при описании аналогичных средне-позднемиоценовых терригенных пород монтерейской формации (район Лос-Анджелеса) отмечали активную не только субаэральную, но и подводную вулканическую деятельность. Последняя, по их данным, сопровождалась сильными излияниями мощных потоков базальтов, оливиновых базальтов, авгитовых андезитов, редко риолитов [Bramlette, 1946].

Глинистые продукты вторичных изменений этих пород в районе 63-го рейса были изучены В.И. Гречиным, В.А. Ерощевым-Шаком и Б.П. Золотаревым [Grechin et al, 1980], которые показали, что при вторичных (в том числе поствулканических) изменениях по абиссальным толеитовым гиалобазальтам и долеритам также образуются преимущественно смектиты (железистого и магнезиально-железистого типа) и близкие к ним сильно набухающие смешаннослойные минералы монтмориллонит-иллитового (M-i) типа (с соотношением пакетов M : i ≈ 85 : 15). Иногда к ним примешиваются так называемые "дефектные" хлориты или смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового (ch-M) типа. Все эти минералы при близком переносе могли попадать в глинистую часть осадочного чехла, сложенного миоцен-плиоценовыми отложениями. Отсутствие иллита среди вторичных минералов в базальтах целиком подтверждает наш вывод о его терригенном генезисе в донных осадках.

ГЕОХИМИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ И ИХ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Раздел посвящен петрохимическим особенностям базальтоидов и их вторичным изменениям вблизи континентального склона вдоль западного побережья п-ова Калифорния. Породы фундамента были вскрыты бурением в пяти из пробуренных скважин: 469–473.

В соответствии с микроструктурой одни изверженные породы были определены на борту "Гломара Челленджера" как базальты, другие – как долериты. Последние не могут быть однозначно отнесены к эффузивным потокам. Возможно, образование долеритов связано с внедрением маломощных силлов или полого залегающих даек. Поэтому их возраст, установленный на основе палеонтологических определений микрофауны в перекрывающих осадках, проблематичен. Базальты и долериты, вскрытые в скв. 469, по палеонтологическим определениям отнесены к раннемиоценовым, базальты скв.

470 и 472 и долериты скв. 471 – к среднемиоценовым, а базальты и долериты скв. 473 – к позднемиоценовым образованиям.

Часть изученных изверженных пород по их химизму может быть уверенно отнесена к типу абиссальных океанических толеитов, другая часть – к типу щелочных оливиновых базальтов. Вторичные изменения базальтоидов, по всей вероятности, не связаны с гальмиролизом, а обусловлены гидротремальными процессами с частичной трансформацией химического состава. Наиболее благоприятными для постмагматических преобразований были щелочно-оливиновые базальты, развитые в непосредственной близости от континентального склона (скв. 469 и 471).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении изверженных пород использовался ряд методов. Кроме петрографического изучения пород в шлифах и привлечения бортовых данных о разрезе фундамента, были сделаны химические анализы стандартным методом мокрой химии, рентгеновский анализ фракции < 0,001 мм и монофракции калиевого полевого шпата, выделенных из раздробленных пород. Использовались также методы микрозондирования и изучения с помощью сканирующего электронного микроскопа, а также ИК-спектроскопия и термический анализ.

Все химические анализы образцов были выполнены аналитиками Г.Ф. Галковской, Н.Л. Калашниковой, Г.И. Карасевой и В.Ф. Рычковой в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР в соответствии с методикой, принятой для этой лаборатории и ранее описанной [Zolotarev, Choporov, 1978]. Суммарная навеска материала для анализа, как правило, составляла 3,5 г. Представленные результаты являются средними из двух параллельных определений, в которых сумма окислов, входящих в состав анлизируемого материала, составляла 99,5–100,5%. Для оценки воспроизводимости и точности результатов анализа были проанализированы стандарты, рекомендованные французским центром исследований по петрографии и геохимии и Национальной ассоциацией технических исследований Франции [La Roche, Gavindaraju, 1973]. Сопоставление полученных значений показывает, что наиболее существенные расхождения в результатах химического анализа наблюдаются для Fe_2O_3 и щелочных элементов. Содержание остальных элементов находится в удовлетворительном соответствии с рекомендованными значениями для стандартных образцов.

Для получения сопоставимых данных о химическом составе пород с разной степенью вторичного изменения химические анализы пересчитывались по методу Т. Барта [Barth, 1969] на постоянное количество атомов кислорода, равное 1600 [Четвериков, 1956]. В ряде случаев результаты химических анализов пересчитывались на объемный вес пород и представлялись в г/см^3. Последний метод позволяет наиболее объективно давать оценку миграционной способности отдельных химических элементов при вторичных изменениях пород.

Идентификация вторичных минералов осуществлялась методами рентгеновской дифрактометрии на приборе "ДРОН-2" с использованием CuK_α-излучения при напряжении 34 кВ и силе тока 20 мА, со скоростью сканирования 2°/мин. Химический состав отдельных минералов в шлифах определялся с помощью французского микрозонда "Камека", а характер выделения минералов, кроме оптического петрографического метода, изучался на английском сканирующем микроскопе "Кембридж-стереоскан-600". Для характеристики отдельных минералов изучены их кривые нагревания и дифференциальные кривые потери веса, полученные на венгерском дериватографе фирмы "МОМ". Изучены также инфракрасные спектры отдельных вторичных минералов с помощью спектрометра UR-20 фирмы "Карл Цейс Йена".

ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Геолого-петрохимическая классификация вулканических пород, поднятых в результате бурения в 63-м рейсе, достаточно затруднительна вследствие сильно проявленных вторичных изменений этих пород. Однако в ряде случае по наличию стекловатых зон, пористости и особенностям микроструктуры основной массы (вариолитовая, субвариолитовая, гиалопилитовая и микрогиалопорфировая) эти породы можно уверенно отнести к подводным излияниям с образованием потоков пиллоу-лав (скв. 470, 472 и нижние части основания разреза скв. 469 и 473). В других случаях, когда базальты представлены массивными раскристаллизованными разностями без стекловатых зон, характеризующимися субофитовой, офитовой или интерсертальной микроструктурами, свойственными долеритам, а характер и степень вторичных изменений аналогичны диабазам, такие породы нельзя однозначно отнести к типу подводных излияний. Возможно, этот тип пород сформировался в результате внедрения маломощных силлов или субгоризонтально залегающих даек (скв. 471 и верхние части основания разреза скв. 469 и 473). Естественно, что в таком случае их возраст, установленный по микрофауне из перекрывающих осадков, является проблематичным. Однако отсутствие закаленных контактов между диабазами и вмещающими их осадками лишают нас уверенности в этом предположении.

По петрографическому составу и микроструктурам базальты, поднятые из скв. 469, 470, 472 и 473, достаточно близки между собой. Как правило, это афировые базальты с небольшим количеством микрофенокристов оливина и плагиоклаза, иногда образующих гломеропорфировые сростки. Количество микрофенокристов плагиоклаза составляет 1–3%, оливина – до 1%; их размеры 0,02–0,7 мм, в редких случаях – более 1 мм. Оливин, как правило, замещен вторичными минералами (смектит, хлорит, карбонат). Пористость породы варьирует от 1 до 5–7%. Поры заполнены смектитом. Иногда смектит выстилает внутреннюю поверхность пор, а их срединная часть заполнена кальцитом. Структура основной массы разнообразная, но чаще всего субвариолитовая, иногда – интергранулярная, в стекловатых зонах – субвариолитовая, вариолитовая и гиалопилитовая. Содержание рудного компонента 3–7%. Чаще всего он присутствует в виде рудной пыли или мелких ксеноморфных выделений. Основная масса породы представлена лейстами плагиоклаза и клинопироксеном. Базальты, как правило, сильно раздроблены и в зонах дробления карбонатизированы.

Долериты характеризуются хорошей раскристаллизованностью. В подавляющей массе они афировые, иногда – с гломеропорфировыми выделениями удлиненных кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и оливина, как правило, нацело замещенных вторичными минералами (хлорит, смектит). Структура субофитовая, реже интерсертальная, иногда офитовая или гломеропорфировая. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза (30–45%), клинопироксена (30%), рудного минерала (7–10%), редко амфибола. Из вторичных минералов развиты смектит, хлорит, карбонат, кроме того, иногда встречаются слюда и кварц.

На основании полученных результатов полных силикатных анализов магматических пород (табл. 21) построены двухкомпонентные вариационные диаграммы для главных породообразующих элементов и некоторых петрохимических коэффициентов. Из диаграммы Мак-Дональда видно, что большая часть базальтов может быть отнесена к толеитовому типу, лишь долериты скв. 469 и 471 попадают в поле щелочных оливиновых базальтов (рис. 36). Количественные соотношения некоторых породообразующих элементов ($MgO–CaO$, $Al_2O_3–CaO$, $FeO–MgO$, $Al_2O_3–MgO$, $Al_2O_3–TiO_2$) показывают, что в подавляющей массе рассматриваемые базальты по своему химизму близки к широко распространенному в океане типу абиссальных толеитов (рис. 37–41).

На этих диаграммах видно также, что максимальные отклонения в химическом составе пород от абиссальных толеитов свойственны для долеритов скв. 469 и 471. Это наиболее отчетливо выявляется на диаграмме $K_2O–TiO_2$ (рис. 42). Соотношения этих элементов в долеритах скв. 469 и 471 чрезвычайно близки по геохимическому тренду

Таблица 21

Химический состав магматических пород

Компонент	469						
	40		41		42		
	1		1		1	5	
	30–32		7–10		117–120	115–120	
	%	г/см³	%	г/см³	%	%	г/см³
SiO_2	50,56	1,22	51,79	1,30	52,75	50,88	1,20
TiO_2	1,23	0,03	1,26	0,03	1,31	1,20	0,03
Al_2O_3	15,83	0,38	16,31	0,41	16,22	16,36	0,39
Fe_2O_3	5,22	0,13	4,78	0,12	5,85	5,12	0,13
FeO	2,82	0,07	3,86	0,10	2,68	4,56	0,11
MnO	0,21	0,005	0,10	0,002	0,12	0,12	0,002
MgO	7,47	0,11	6,91	0,17	6,67	7,31	0,17
CaO	5,82	0,14	8,05	0,20	8,60	6,88	0,16
Na_2O	3,38	0,08	3,72	0,09	3,89	3,72	0,09
K_2O	3,15	0,07	0,55	0,01	0,36	1,05	0,02
H_2O^+	1,04	0,02	1,06	0,03	0,47	1,24	0,03
H_2O^-	1,88	0,04	1,79	0,04	0,98	1,60	0,04
P_2O_5	0,11	0,002	1,14	0,03	0,18	0,17	0,004
CO_2	1,05	0,02	–	–	–	–	–
Сумма	99,77	2,317	101,32	2,53	100,08	100,21	2,37
Плотность	2,4170		2,5045			2,3616	

Примечание. Здесь, а также в табл. 30 и 31 в головке (сверху вниз) указаны: номера скважины, керна, секции, интервал отбора керна (см).

Таблица 21 (продолжение)

Компонент	469					470	
	48		49	50	51	7	12
	1		1	2	1	3	1
	22–28	49–53	84–88	27–32	34–40	127–132	46–52
	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	46,10	44,60	48,34	47,26	47,53	48,39	48,11
TiO_2	1,88	1,66	1,92	1,77	1,42	1,71	2,09
Al_2O_3	9,24	13,06	15,61	13,61	12,91	15,61	14,79
Fe_2O_3	9,58	9,99	7,63	6,37	7,86	4,52	5,16
FeO	3,58	3,17	4,03	7,18	4,49	5,00	4,87
MnO	0,03	0,07	0,20	0,21	0,16	0,14	0,21
MgO	13,84	9,20	7,53	7,96	10,67	6,14	6,72
CaO	1,16	1,31	9,20	9,45	4,79	12,95	12,29
Na_2O	2,20	2,37	3,04	2,34	3,15	2,87	2,94
K_2O	0,61	0,87	0,37	0,41	0,54	0,31	0,67
H_2O^+	4,22	4,13	0,29	1,00	1,59	1,02	0,78
H_2O^-	7,49	9,24	1,72	2,29	4,41	0,86	0,73
P_2O_5	0,03	0,08	0,16	0,16	0,18	0,11	0,26
CO_2	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,96	99,75	100,04	100,01	99,70	99,63	99,62
Плотность							

469							
44			45		45	47	
1		2	1	2	1	3	
3–8		110–113	3–9	11–17	134–138	86–92	
%	г/см³	%	%	%	%	%	г/см³
46,86	1,27	47,32	48,12	48,83	47,09	47,74	1,33
1,88	0,05	1,79	1,99	1,99	2,19	2,10	0,06
13,91	0,37	14,01	14,26	14,75	14,69	13,52	0,37
9,11	0,25	8,91	10,71	6,75	12,67	9,99	0,28
4,67	0,13	5,22	3,51	4,18	3,16	5,05	0,14
0,21	0,005	0,20	0,17	0,22	0,14	0,22	0,01
7,34	0,20	7,45	6,50	7,43	5,68	6,47	0,18
9,75	0,26	9,64	8,94	10,21	6,71	9,47	0,26
2,87	0,08	2,54	2,87	2,70	3,20	2,70	0,07
0,37	0,01	0,55	0,55	0,37	0,96	0,49	0,01
0,54	0,01	0,80	0,85	0,68	1,43	0,74	0,04
1,75	0,05	1,46	1,75	1,57	2,19	1,36	0,02
0,18	0,04	0,18	0,09	0,14	0,26	0,14	0,004
1,10	0,03	–	–	–	–	–	–
100,54	2,75	100,07	100,31	99,82	100,37	99,99	2,774
2,7031						2,7810	

470		470A					
18		7		8		9	
2	3	1	2	1	5	3	4
94–96	14–18	108–113	94–96	20–26	131–136	117–119	104–106
%	%	%	%	%	%	%	%
49,29	48,91	48,95	47,82	48,25	48,27	48,95	48,09
1,71	1,68	1,26	1,67	1,26	1,66	1,69	1,69
14,10	14,27	15,80	13,72	13,81	13,92	15,00	13,99
3,96	3,93	4,30	5,22	6,56	6,45	3,12	4,79
6,31	5,58	4,73	5,30	4,61	4,73	5,86	4,99
0,18	0,21	0,14	0,14	0,14	0,18	0,21	0,21
6,9	6,89	7,61	9,34	6,82	7,33	7,73	7,19
12,87	12,96	12,80	12,43	12,79	13,24	13,38	13,01
1,98	2,08	2,18	2,37	2,70	2,70	2,70	2,87
0,43	0,31	0,31	0,31	0,24	0,24	0,12	0,24
0,99	1,90	0,93	0,82	1,00	0,71	0,95	1,42
0,67	0,90	1,06	0,92	1,07	0,96	0,75	0,99
0,13	0,08	0,12	0,15	0,12	0,10	0,11	0,07
–	–	–	–	–	–	–	–
99,53	99,70	100,19	100,21	99,37	100,49	100,57	99,55

Таблица 21 (продолжение)

Компонент	471						
	10		79	80			
	1		1	1		2	
	49–55	104–111	130–137	78–84		98–102	
	%	%	%	%	г/см³	%	г/см³
SiO_2	48,58	49,53	32,26	46,13	1,21	44,58	1,03
TiO_2	1,27	1,67	1,70	2,30	0,06	2,13	0,05
Al_2O_3	14,06	14,28	11,84	14,03	0,37	13,61	0,31
Fe_2O_3	6,15	5,14	5,42	5,52	0,14	5,44	0,12
FeO	4,60	5,13	5,78	5,53	0,14	6,39	0,15
MnO	0,14	0,21	0,57	0,43	0,01	0,43	0,01
MgO	7,16	6,00	5,32	10,07	0,26	12,57	0,29
CaO	13,04	13,21	16,11	7,17	0,18	3,14	0,07
Na_2O	2,87	2,87	2,70	3,04	0,08	2,54	0,06
K_2O	0,24	0,12	0,42	0,49	0,01	1,76	0,04
H_2O^+	1,00	0,65	4,79	2,43	0,06	5,48	0,05
H_2O^-	0,99	0,74	1,00	2,18	0,06	2,24	0,13
P_2O_5	0,08	0,09	0,20	0,09	0,002	0,11	0,002
CO_2	–	–	12,50	–	–	–	–
Сумма	100,18	99,64	100,61	99,41	2,582	100,42	2,31
Плотность				2,6176		2,3155	

Таблица 21 (продолжение)

Компонент	471					472	
	86		87	88		14	
	1		2	2		1	
	63–69		19–26	0–6		115–120	
	%	г/см³	%	%	г/см³	%	г/см³
SiO_2	47,81	1,31	47,25	42,93	1,14	48,81	1,38
TiO_2	1,28	0,03	1,23	1,02	0,03	1,36	0,04
Al_2O_3	16,42	0,45	15,62	11,99	0,32	14,87	0,42
Fe_2O_3	3,27	0,09	3,44	4,83	0,13	5,50	0,15
FeO	5,84	0,16	5,94	6,51	0,17	5,30	0,15
MnO	0,18	0,004	0,17	0,21	0,005	0,16	0,004
MgO	8,13	0,22	8,95	15,11	0,40	6,69	0,19
CaO	11,06	0,30	10,86	8,35	0,22	13,00	0,37
Na_2O	2,58	0,07	2,46	1,22	0,03	2,46	0,07
K_2O	0,31	0,01	0,31	0,38	0,01	0,53	0,01
H_2O^+	2,02	0,06	2,36	4,96	0,13	0,83	0,02
H_2O^-	1,55	0,04	1,68	3,01	0,08	0,71	0,02
P_2O_5	0,08	0,001	0,03	0,11	0,003	0,15	0,004
CO_2	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,53	2,745	100,30	100,63	2,668	100,37	2,828
Плотность	2,7434			2,6482		2,8195	

471						
81		82			84	
3		1		2	1	
59–65		127–132		15–18	9–16	107–114
%	г/см³	%	г/см³	%	%	%
51,05	1,21	49,30	1,29	49,53	47,73	47,15
1,87	0,04	1,27	0,03	1,28	1,71	1,79
14,72	0,35	14,11	0,37	14,12	13,60	13,38
3,79	0,09	3,47	0,09	3,28	5,02	5,15
5,38	0,13	7,19	0,19	7,38	5,37	6,16
0,22	0,005	0,23	0,006	0,21	0,11	0,20
6,12	0,14	8,78	0,23	8,72	9,32	8,65
6,25	0,15	6,00	0,16	5,29	8,31	8,78
4,63	0,11	3,44	0,09	3,15	3,44	2,86
2,44	0,06	2,44	0,06	2,44	0,54	0,61
2,82	0,02	3,53	0,03	3,65	2,04	2,60
0,82	0,07	1,04	0,09	0,88	2,91	2,88
0,22	0,005	0,15	0,003	0,13	0,15	0,28
–	–	–	–	–	–	–
100,33	2,38	100,95	1,64	100,06	100,25	100,79
2,3676		2,6194				

472						
14	15					
2	1			2		
76–82	20–24		69–77	0–3		9–14
%	%	г/см³	%	%	г/см³	%
49,09	50,03	1,39	48,34	49,46	1,42	49,84
1,36	1,53	0,04	1,31	1,36	0,04	1,40
15,16	14,82	0,41	15,54	14,99	0,43	14,89
4,24	2,88	0,08	5,35	3,61	0,10	3,28
5,12	7,03	0,19	4,79	5,93	0,17	6,52
0,17	0,19	0,005	0,14	0,17	0,005	0,17
7,52	7,42	0,20	6,41	7,31	0,21	7,61
13,46	12,84	0,36	13,19	13,25	0,38	12,87
2,46	2,70	0,07	2,58	2,58	0,07	2,46
0,38	0,38	0,01	0,38	0,46	0,01	0,31
0,54	0,28	0,008	1,22	0,51	0,01	0,29
0,85	0,36	0,009	1,29	0,58	0,01	0,44
0,08	0,14	0,004	0,15	0,09	0,002	0,05
–	–	–	–	–	–	–
100,43	100,60	2,776	100,69	100,30	2,857	100,13
	2,7745			2,8769		

Таблица 21 (продолжение)

Компонент	472						
	15			16			
	2			1			
	69–75		91–98	12–15	83–89		145–150
	%	г/см³	%	%	%	г/см³	%
SiO_2	49,06	1,38	49,26	48,57	49,81	1,41	49,27
TiO_2	1,70	0,05	1,53	1,35	1,66	0,05	1,70
Al_2O_3	15,61	0,44	15,88	15,98	15,71	0,44	15,64
Fe_2O_3	4,22	0,12	4,16	5,01	3,23	0,09	4,04
FeO	5,84	0,16	5,46	4,69	6,15	0,17	5,26
MnO	0,16	0,004	0,13	0,14	0,16	0,005	0,14
MgO	6,60	0,19	6,81	6,42	6,88	0,19	6,73
CaO	11,80	0,33	11,84	13,09	11,73	0,33	11,72
Na_2O	2,70	0,08	2,85	2,46	2,58	0,07	2,70
K_2O	0,48	0,01	0,48	0,27	0,48	0,01	0,61
H_2O^+	0,76	0,02	0,48	0,89	0,64	0,02	0,75
H_2O^-	0,95	0,03	1,00	1,35	0,79	0,02	1,32
P_2O_5	0,18	0,005	0,16	0,14	0,23	0,004	0,20
CO_2	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,06	2,819	100,04	100,36	100,05	2,809	100,08
Плотность	2,8197			2,8313			

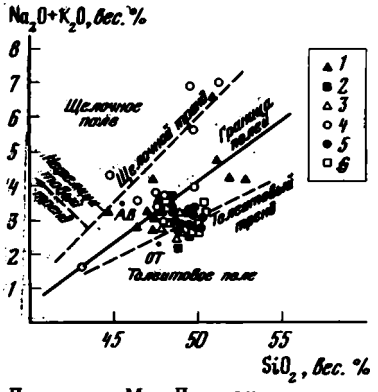
Таблица 21 (окончание)

Компонент	473					
	32	33	34			
	3	2	1		3	
	51–57	139–145	0–6		0–6	
	%	%	%	г/см³	%	г/см³
SiO_2	49,53	49,72	49,18	1,46	49,49	1,46
TiO_2	1,87	1,96	1,95	0,06	1,96	0,06
Al_2O_3	14,32	14,15	13,81	0,41	14,08	0,41
Fe_2O_3	3,80	3,26	3,16	0,09	3,42	0,10
FeO	7,77	8,33	8,94	0,26	8,89	0,26
MnO	0,17	0,18	0,18	0,005	0,18	0,005
MgO	7,38	6,96	7,80	0,23	6,90	0,20
CaO	11,24	11,59	11,13	0,33	11,25	0,33
Na_2O	2,58	2,58	2,58	0,08	2,70	0,08
K_2O	0,20	0,20	0,20	0,006	0,20	0,006
H_2O^+	0,50	0,71	0,42	0,01	0,36	0,01
H_2O^-	0,73	0,66	0,68	0,02	0,71	0,02
P_2O_5	0,15	0,11	0,17	0,005	0,23	0,007
CO_2	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,24	100,31	100,20	2,966	100,37	2,948
Плотность			2,9611		2,9480	

472		473				
16		29		30	32	
2		11		2	2	
94–99		90–95		126–134	133–140	
%	г/см³	%	г/см³	%	%	г/см³
49,41	1,42	50,27	1,36	50,01	48,31	1,27
1,66	0,05	1,66	0,04	1,62	1,79	0,05
15,37	0,44	16,20	0,44	15,87	14,02	0,37
4,13	0,12	3,83	0,10	3,85	5,41	0,14
6,09	0,17	5,14	0,14	5,14	6,05	0,16
0,16	0,004	0,11	0,003	0,11	0,13	0,003
7,04	0,20	6,74	0,18	7,18	9,15	0,24
11,47	0,33	11,00	0,30	11,50	7,67	0,20
2,70	0,08	3,30	0,09	3,00	2,85	0,07
0,48	0,01	0,13	0,003	0,13	0,20	0,005
0,75	0,02	0,61	0,016	0,58	2,14	0,06
0,85	0,02	1,02	0,03	0,99	2,31	0,06
0,15	0,004	0,09	0,003	0,11	0,005	0,001
–	–	–	–	–	–	–
100,26	2,868	100,10	2,705	100,09	100,035	2,629
2,8670		2,7170			2,6263	

к аналогичным соотношениям, установленным для толеитов и щелочных оливиновых базальтов сводово-вулканических поднятий гавайского типа [Золотарев, 1979]. Долериты скв. 473 отличаются от долеритов скв. 469 и 471 и ближе стоят к базальтам скв. 470, 472, 473 и к типичным абиссальным океаническим толеитам.

На диаграмме Миясиро все рассматриваемые породы лежат в поле их первичных составов (рис. 43). По-видимому, причина рассмотренных выше петрохимических



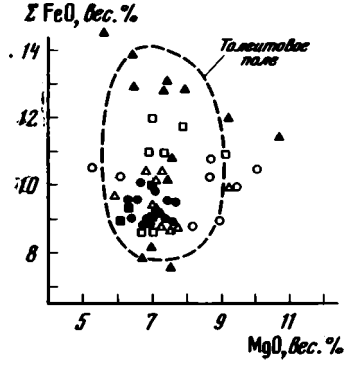


Рис. 36. Диаграмма Мак-Дональда

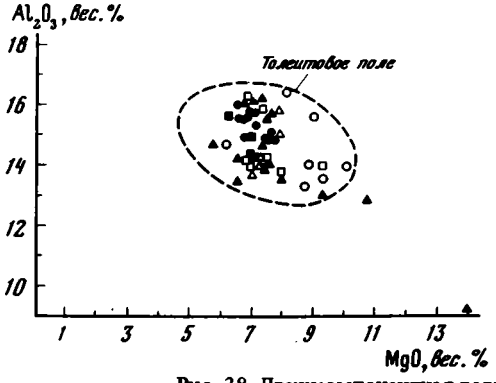
АВ – состав первичной выплавки щелочных оливиновых базальтов; ОТ – состав первичной выплавки океанических толеитов

Условные обозначения к рис. 36–43.

Скважины: *1* – 469, *2* – 470, *3* – 470А, *4* – 471, *5* – 472, *6* – 473

Рис. 37. Двухкомпонентная вариационная диаграмма FeO–MgO

Условные обозначения см. на рис. 36



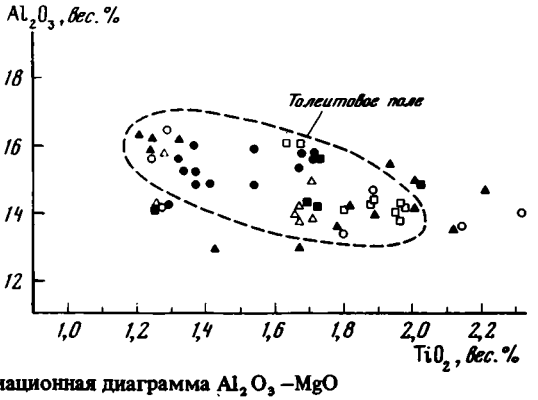
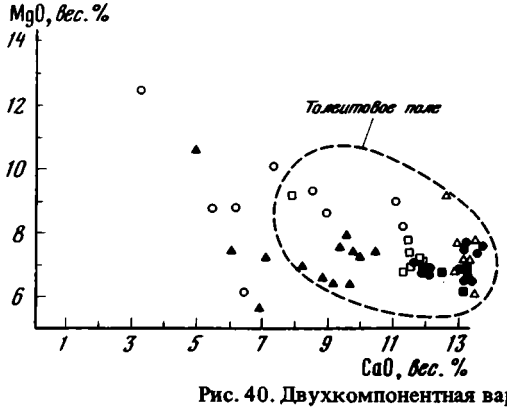


Рис. 38. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al_2O_3–MgO
Условные обозначения см. на рис. 36

Рис. 39. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al_2O_3–TiO_2
Условные обозначения см. на рис. 36



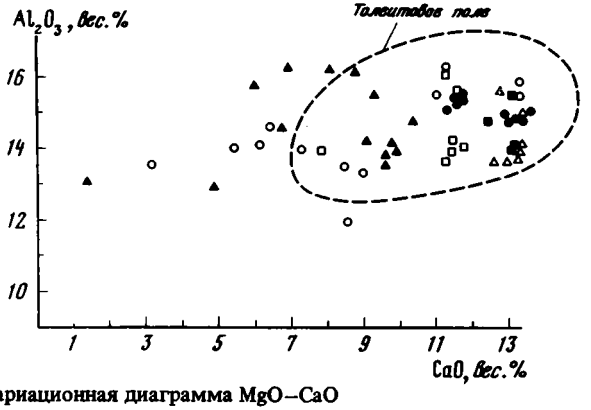
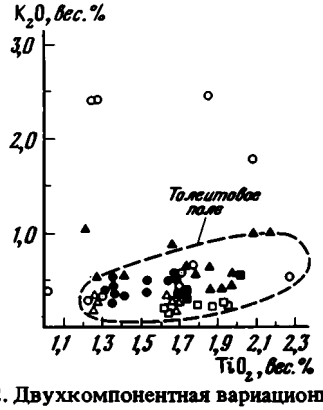


Рис. 40. Двухкомпонентная вариационная диаграмма MgO–CaO
Условные обозначения см. на рис. 36

Рис. 41. Двухкомпонентная вариационная диаграмма Al_2O_3–CaO
Условные обозначения см. на рис. 36



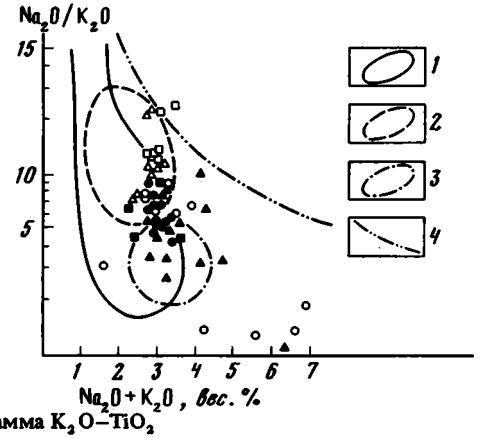


Рис. 42. Двухкомпонентная вариационная диаграмма K_2O–TiO_2
Условные обозначения см. на рис. 36

Рис. 43. Диаграмма Миясиро

Поля: *1* – толеитов Исландии, *2* – абиссальных океанических толеитов, *3* – щелочных оливиновых базальтов островов Атлантического океана; *4* – линия, отделяющая поле вторично измененных пород; остальные условные обозначения см. на рис. 36

различий между базальтами и долеритами заключается не столько в степени их вторичных изменений, сколько в различном химизме первичного магматического субстрата. Скважины 469 и 471, долериты которых резко отличаются по химизму от абиссальных океанических толеитов, расположены в непосредственной близости к континентальному склону. По-видимому, эта геологическая позиция предопределила геохимическую специализацию первичных магматических выплавок, давших начало образованию пород, вскрытых в скв. 469 и 471. Вторичное преобразование базальтов и долеритов в ряде случаев привело лишь к некоторой трансформации состава, которая заключается в обводнении пород, в относительном увеличении содержания MgO, K_2O и уменьшении содержаний SiO_2, Al_2O_3 и CaO. Таким образом, мы приходим к выводу, что эпимагматическое преобразование пород происходило без значительного привноса химических компонентов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПЕТРОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Скважиной 469 на глубинах 368,5 – 387 м вскрыты долериты, а на глубине 390,7–451,3 м – базальты. Между ними (в интервале 369–390,7 м) залегают осадочные породы. Долериты (обр. 40–1–30–32, 41–1–7–10, 42–5–115–120) имеют офитовую и интерсертальную структуру, состоят из лейст и фенокристаллов плагиоклазов, беспорядочно ориентированных среди основной массы. Матрикс замещен глинистыми минералами, представленными несколькими генерациями.

Во-первых, глинистые минералы замещают все темноцветные протоминералы, которые были представлены пироксенами и оливином, образуя по ним псевдоморфозы. Во-вторых, встречаются крупные веероподобные агрегаты глинистых минералов, формирующихся за счет раскристаллизации интерстиционного стекла. В-третьих, глинистые минералы слагают мелкочешуйчатую, слабополяризующую массу, развитую за счет изменения мелких выделений пироксенов. Агрегаты мелкочешуйчатого плохо раскристаллизованного глинистого минерала оторочены каймой более крупночешуйчатого, хорошо поляризующего глинистого минерала, который является наиболее поздним выделением, граничащим с пустотами в породе. Как правило, плагиоклазы слабо изменены. В случае их изменения глинистые минералы корродируют кристаллы плагиоклазов и развиваются по трещинам и швам спайности.

По данным рентген-дифрактометрии, глинистые минералы относятся к смектитам. Воздушно-сухой образец имеет на дифрактограмме сильное базальное отражение с d = = 14,54 Å. После насыщения глицерином минерал дает базальные отражения с d = = 17,89 Å; 9,01Å; 4,52Å; 3,59 Å и 2,99 Å, которые представляют собой серию рефлексов, близкую к целочисленной от 17,89Å. После прокаливаня до 550°С на дифрактограмме фиксируется рефлекс с d = 9,76 Å (рис. 44). Из анализа дифрактограмм можно заключить, что глинистый минерал представляет собой смешаннослойное образование, состоящее из 85% смектитовых и 15% слюдистых слоев. Смектитовые слои относятся к высокожелезистым и магнезиальным разностям и обусловливают появление отражения с d_{060} = 1,531 Å. Рентгеновская характеристика является усредненной для всех генераций смектита, однако достаточной для утверждения, что в породе отсутствует самостоятельная слюдистая фаза.

Химический состав долеритов скв. 469 (см. табл. 21), пересчитанный по методу Т. Барта, имеет следующий вид:

№ обр.	Формула
40–1–30–32	– $K_{3,9}Na_{6,2}Ca_{5,9}Mg_{10,6}Fe_{6,0}Al_{17,6}Ti_{9}Si_{47,9}P_{1}(O_{153,6}OH_{6,4})$;
41–1–7–10	– $K_{7}Na_{6,7}Ca_{8,0}Mg_{9,5}Fe_{6,4}Al_{17,8}Ti_{9}Si_{47,9}P_{1}(O_{153,8}OH_{6,2})$;
42–1–117–120	– $K_{5}Na_{6,7}Ca_{8,6}Mg_{9,3}Fe_{6,4}Al_{17,8}Ti_{9}Si_{49,1}P_{1}(O_{156,9}OH_{3,1})$
42–5–115–120	– $K_{13}Na_{6,7}Ca_{6,8}Mg_{10,0}Fe_{7,4}Al_{17,9}Ti_{8}Si_{47,1}P_{1}(O_{152,6}OH_{7,4})$

Рис. 44. Дифрактограммы глинистой фракции из базальтов скв. 469

Состояние образца: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прокаленный при 550° С

Степень вторичного изменения долеритов весьма различна. По петрографическим данным, наименее измененная порода представлена обр. 42–1–117–120. Эта порода характеризуется минимальным содержанием величины ОН в пересчете по Т. Барту. Если относительно этой породы рассмотреть весь профиль измененных долеритов, то по обогащению калием выделяются два горизонта – верхний и нижний, граничащие с перекрывающими и подстилающими осадочными породами. Аналогичная закономерность наблюдается и относительно содержания магния. Эти горизонты характеризуются наибольшими вторичными изменениями пород. Из анализа баланса

Таблица 22

Баланс химических элементов (по Т. Барту) при вторичном изменении долеритов скв. 469 относительно обр. 42–1–117–120

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	OH
40–1–30–32	+32	–5	–27	+13	–4	–2	0	–12	+33
41–1–7–10	+2	0	–6	+2	0	–100	0	–12	+31
42–5–115–120	+8	0	–18	+93	+10	+1	– 1	–20	+43

химических элементов в профиле измененных долеритов следует, что в процессе изменения пород осуществляется относительное увеличение содержаний калия и магния, в некоторых случаях – железа и уменьшение содержаний кальция, алюминия и кремния. Остальные химические элементы при изменении долеритов не подвержены четкой дифференциации (табл. 22). Очевидно, калий входит в состав глинистых минералов, образуя слюдистые слои в смешаннослойных слюда-смектитовых образованиях, а магний (наряду с железом) слагает смектитовые слои этих минералов.

Ниже долеритов на глубине 390,7–451,3 м скв. 469 вскрыла базальты. Верхняя часть разреза базальтов (390,7–423,2 м) сложена раскристаллизованными разностями, а нижняя (423,2–451,3 м) – преимущественно стекловатыми.

В полнокристаллических базальтах (образцы из кернов 44–47) лейсты плагиоклаза расположены беспорядочно, между лейстами наблюдаются мелкие ксеноморфные зерна пироксенов и оливина, а также пылевидного рудного вещества. В породе встречаются участки, сложенные стеклом, и везикулы. Структура базальтов субвариолитовая, интерсертальная. Интерстиционное стекло полностью замещено глинистым минералом. Большинство везикул выполнено глинистым минералом и гидроокислами железа колломорфной структуры, которые нередко слагают периферическую часть везикул. Иногда встречаются везикулы, в центре которых отмечается скопление бурого рудного минерала. Порода пересекается жилками мощностью до 1 мм, сложенными радиально-лучистыми агрегатами глинистого минерала. По зальбандам жилок располагаются бурые рудные минералы, имеющие колломорфную структуру. Везикулы, расположенные в непосредственной близости от жилок, выполнены глинистым минералом; находящиеся же вдали от жилок остаются полыми или лишь инкрустированными глинистым минералом. Участки базальтов, сложенные сидеромелановым стеклом, полностью замещены зеленым глинистым минералом. В обр. 45–1–3–9 везикулы и поры остаются полыми. Эта порода менее изменена вторичными процессами.

На рентген-дифрактограммах глинистый минерал в воздушно-сухом состоянии имеет рефлекс с d = 14,30 Å. Насыщенный глицирином минерал разбухает и дает рефлексы с d = 17,89; 8,97 и 3,57 Å; после прокаливания до 550° С он сжимается с уменьшением d до 9,77 Å (см. рис 44). Согласно рентгеновским исследованиям, глинистый минерал представляет собой смешаннослойное образование, состоящее из смектитовых и небольшого (до 10%) количества слюдистых слоев.

Химический состав измененных базальтов в целом близок. Приведем формульные составы рассмотренных базальтов (по Т. Барту):

№ обр.	Формула
44–1–3–8	– $K_8Na_{57}Ca_{107}Mg_{110}Fe_{110}Al_{166}Ti_{15}Si_{476}P_1(O_{1566}OH_{34})$;
44–2–110–113	– $K_7Na_{48}Ca_{102}Mg_{111}Fe_{112}Al_{164}Ti_{14}Si_{472}P_1(O_{15}OH_{83})$;
45–1–3–9	– $K_7Na_{55}Ca_{92}Mg_{93}Fe_{108}Al_{162}Ti_{15}Si_{465}P_1(O_{1542}OH_{58})$;
45–2–11–7	– $K_8Na_{50}Ca_{104}Mg_{105}Fe_{84}Al_{166}Ti_{14}Si_{465}P_1(O_{1555}OH_{45})$;
46–1–134–138	– $K_{12}Na_{59}Ca_{68}Mg_{80}Al_{163}Fe_{114}Ti_{16}Si_{444}P_2(O_{1512}OH_{88})$;
47–3–86–92	– $K_6Na_{51}Ca_{98}Mg_{93}Fe_{116}Al_{153}Ti_{15}Si_{461}P_1(O_{1555}OH_{45})$.

Таблица 23

Баланс химических элементов (по Т. Барту) при вторичном изменении базальтов скв. 469 относительно обр. 44–1–3–8

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	OH
44–2–110–113	+2	–9	–5	+1	+2	–2	–1	–4	+19
45–1–3–9	+2	–2	–15	–7	–2	–4	0	–11	+24
45–2–11–17	0	–7	–3	–5	–16	0	–1	–11	+11
47–3–86–92	+1	–6	–9	–7	+6	–13	0	–15	+11
46–1–134–138	+7	+2	–39	–30	+4	–3	+2	–32	+54

Наибольшее количество калия наблюдается в обр. 46–1–134–138. В этой породе отмечается максимальное развитие вторичных процессов, выраженных в формировании глинистых минералов и кальцита. В остальных образцах имеет место формирование тех же минералов, но в несколько меньшем масштабе. В данном случае калий, как и группа OH, является показателем масштабности развития глинистых минералов, представленных смешаннослойными слюда-смектитами с небольшим содержанием слюдистых слоев.

Анализируя баланс химических элементов при изменении базальтов и новообразовании вторичных минералов, наблюдаем, что имеет место небольшое увеличение содержания калия, в ряде случаев – железа; в основном же наблюдается относительное уменьшение содержаний натрия, кальция, магния, алюминия и кремнезема (табл. 23). В целом отрицательный баланс большинства химических элементов свидетельствует о процессах растворения породообразующих минералов. Максимальные изменения в базальтах приурочены к зонам дробления, характеризующимся развитием систем микротрещин, служивших каналами для движения растворов. В породах, локализованных в зонах дробления, отмечается выполнение везикул, пор и микрожилок глинистыми минералами. Новообразованный смектитовый минерал является концентратором калия. Следует отметить, что при учете объемного веса пород содержание K_2O в базальтах разной степени изменения по профилю остается равным 0,01 г/см^3 (см. табл. 21). Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии внешнего источника калия, идущего на формирование смешаннослойных минералов.

Глубже 423,2 м в скв. 469 преобладают гиалобазальты (образцы из кернов 48, 49, 50 51). Гиалобазальты сложены сидеромелановым вулканическим стеклом, представляющим собой продукт подводной закалки базальтового расплава. Стекло – зеленовато-бурое, пронизанное мельчайшими трещинками, не имеющими определенной ориентировки. Среди стекла встречаются участки с выделениями колломорфного рудного минерала. По микротрещинам наблюдается усиление интенсивности проявления бурого пигмента. Неизмененное стекло полностью изотропное. В верхней части разреза гиалобазальтов стекло замещено глинистыми минералами.

Обособляются два типа выделения глинистых минералов. Во-первых, наблюдается фронтальное развитие глинистого минерала; механизм образования его, видимо, связан с растворением стекла и кристаллизацией глинистого минерала (рис. 45, *а* см. вкл.). Во-вторых, наблюдается выполнение трещин глинистым минералом (рис. 45, *в*). Глинистые минералы образуют лучистые агрегаты, состоящие из удлиненных пластинчатых кристаллов. В сканирующем микроскопе агрегаты глинистого минерала наблюдаются в виде пирамид, основание которых ориентировано перпендикулярно плоскости (001). Отдельные кристаллы глинистого минерала представляют собой неравномерно деформированные листочки. Более деформированные части кристалла располагаются в основании агрегата, а менее деформированные – в вершине. Этот эффект обусловливает сужение агрегатов к вершинам и образование пирамидальной морфологии агрегатов. Отдельные кристаллы минерала представляют собой неравномерно перекрученные

пластинки (рис. 45, *б*). По трещинам в стекле развиваются пластинчатые минералы, образующие агрегаты типа "елочка" с вершинами, упирающимися в забой трещины (рис. 45, *в*). Среди агрегатов глинистых минералов отмечаются выделения рудного минерала колломорфной структуры. Местами среди глинистой массы встречаются участки нерастворенного стекла.

Стекло гиалобазальтов раскристаллизовано неравномерно. Встречаются полнораскристаллизованные участки (например, обр. 49–1–84–88) и участки, состоящие из мельчайших микролитов плагиоклаза, образующих субвариолитовую структуру и расположенных в нераскристаллизованном стекле (например, обр. 51–1–34–40).

На рентген-дифрактограмме минерал, образовавшийся при замещении сидеромеланового стекла (обр. 48–1–22–28), в воздушно-сухом состоянии имеет сильный базальный рефлекс с d = 14,21 Å. После насыщения глицерином на дифрактограмме появляется серия базальных рефлексов, кратная 17,8 Å. После прокаливания до 550°С d_{007} сокращается до величины 9,63 Å (см. рис. 44). Минерал имеет d_{060} = 1,531 Å с дрейфом интенсивности в сторону больших брегговских углов и с небольшой площадкой в направлении малых углов (d_{060} около 1,54 Å). Судя по дифракционным данным в обр. 48–1–22–28, видимо, присутствуют как диоктаэдрический железистый смектит, так и триоктаэдрический магнезиальный смектит.

Химический анализ фракции <0,001 мм из этого образца показывает высокие содержания как железа, так и магния. Содержание компонентов следующее (вес. %): SiO_2 – 44,85; TiO_2 – 1,38; Al_2O_3 – 9,41; Fe_2O_3 – 9,13; FeO – 2,54; MnO – 0,03; CaO – 2,13; MgO – 13,33; NaO – 0,42; K_2O – 0,70; п.п.п. – 16,30 (сумма – 100,22).

Интересно сопоставление химических формул пород по Т.Барту для образцов разной степени вторичного изменения:

№ обр.		Формула
48–1–22–28	–	$K_7Na_{41}Ca_{12}Mg_{199}Fe_{99}Al_{105}Ti_{14}Si_{446}P_0(O_{1445}OH_{155})$;
48–1–49–53	–	$K_{11}Na_{43}Ca_{13}Mg_{125}Fe_{94}Al_{141}Ti_{12}Si_{409}P_1(O_{1349}OH_{251})$;
49–1–84–88	–	$K_5Na_{57}Ca_{97}Mg_{110}Fe_{92}Al_{180}Ti_{14}Si_{478}P_1(O_{1580}OH_{20})$;
50–2–27–32	–	$K_5Na_{43}Ca_{98}Mg_{144}Fe_{106}Al_{154}Ti_{13}Si_{455}P_1(O_{1535}OH_{65})$;
51–1–34–40	–	$K_6Na_{60}Ca_{49}Mg_{152}Fe_{94}Al_{143}Ti_{10}Si_{454}P_1(O_{1498}OH_{102})$.

Если состав гиалобазальтов наименее измененного обр. 49–1–84–88 принять в качестве неизмененной породы, то степень изменения пород можно выразить подсчетом баланса химических элементов (табл. 24).

Формирование вторичных минералов, представленных смектитами, в гиалобазальтах сопровождалось относительным уменьшением содержания натрия, кальция, алюминия, титана и кремния и увеличением содержаний калия и магния. Отмечается также гидратация пород, выраженная в формулах Т. Барта повышенным содержанием группы ОН.

Таким образом, в скв. 469 вскрыты вулканические породы, принадлежащие к двум разным петрохимическим группам. Полнокристаллические базальты и гиалобазальты относятся к абиссальным толеитам, а долериты – к щелочным оливиновым базальтам. Смектитообразование в породах первой группы развивается главным образом за счет замещения сидеромеланового стекла, а в породах второй группы – преимущественно за счет замещения темноцветных минералов.

Скважина 470 на глубинах 163–165 м от поверхности осадков вскрыла афировые базальты с единичными микрофенокристаллами плагиоклаза, образующими субвариолитовую структуру. В породе много везикул и пор. Отмечаются два типа развития вторичных минералов, представленных глинистыми образованиями. Во-первых, глинистый минерал кристаллизуется в везикулах и порах, во-вторых, замещает оливин и частично пироксен (обр. 18–2–94–96). В обр. 18–3–14–18 более четко проявляется субвариолитовая структура основной массы, причем в ее строении отмечается большее количество пироксенов. В этой породе значительно меньше везикул и пор, в которых распространены вторичные глинистые минералы. Некоторые везикулы выполнены

Таблица 24

Баланс химических элементов (по Т. Барту) при вторичном изменении гиалобазальтов скв. 469 относительно обр. 49–1–84–88

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	OH
48–1–22–28	+2	–16	–87	+89	+7	–75	0	–31	+135
48–1–49–53	+6	–14	–84	+15	+2	–39	–2	–29	+231
50–2–27–32	0	–14	+1	+4	+14	–26	–1	–20	+35
51–1–34–40	+1	+3	–48	+42	+2	–37	–4	–21	+82

свежим стеклом и хлорофеитом. Встречаются участки и поры, сложенные кальцитом. Глинистые минералы здесь развиваются по пироксенам.

Рентген-дифрактометрические исследования глинистых минералов показали, что они представлены смешаннослойным минералом, состоящим из смектитовых и слюдистых слоев, причем содержание последних не превышает 10%. По интенсивности и профилю базальных рефлексов 001 минералов этих образцов можно судить, что глинистый минерал в обр. 18–2–94–96 структурно менее совершенен, чем в обр. 18–3–14–18 (рис. 46).

Химический состав измененных базальтов из скв. 470 (см. табл. 21), пересчитанный по Т.Барту, свидетельствует о том, что при кристаллизации глинистых минералов в везикулах и порах (обр. 18–2–94–96) в базальтах наблюдается несколько большее содержание калия и кремния, чем при развитии этих минералов по пироксенам (обр. 18–3–14–18):

№ обр.	Формула
18–2–94–96 –	$K_5Na_{36}Ca_{130}Mg_{97}Fe_{80}Al_{156}Ti_{12}Si_{466}(O_{1536}OH_{64})$;
18–3–14–18 –	$K_3Na_{38}Ca_{128}Mg_{94}Fe_{71}Al_{155}Ti_{12}Si_{449}(O_{1483}OH_{117})$.

Скважина 470А вскрыла базальты на большую глубину – от 166,5 до 207,5 м. В афировых базальтах (обр. 7–1–108–113) лейсты плагиоклаза ориентированы преимущественно в одном направлении, встречаются отдельные микрофенокристаллы плагиоклаза, иногда образующие гломеропорфировые скопления, и везикулы. Среди слабо раскристаллизованной основной массы широко распространены пылевидные выделения рудного вещества. Встречаются участки, сложенные нераскристаллизованным стеклом. Местами структура – пилотакситовая, реже субвариолитовая. Среди основной массы распространены тонкокристаллические выделения пироксена и единичные микрофенокристаллы оливина. По стеклу развиваются глинистые минералы и кальцит. Везикулы или остаются полыми, или выполняются карбонатами и в меньшей степени глинистыми минералами. Везикулы в породе располагаются цепочкой.

Ниже по разрезу в базальтах лейсты плагиоклаза расположены беспорядочно (обр. 7–2–94–98). Встречаются микрофенокристаллы плагиоклаза и оливина, а также участки, сложенные стеклом. Основная масса породы состоит из мелких кристаллов пироксенов и плагиоклаза. Вторичные глинистые минералы выполняют везикулы, развиваются по интерстиционному стеклу или по оливину. Значительно реже глинистые минералы развиваются по пироксенам.

Среди базальтов встречаются разности, состоящие из плохо раскристаллизованного стекла с субвариолитовой структурой (обр. 8–1–20–26), а также участки, сложенные в интерстициях нераскристаллизованным сидеромелановым стеклом; местами в базальтах отмечаются отдельные везикулы. Глинистые минералы в таких базальтах, представляющих собой пиллоу-лавы, развиваются по интерстиционному стеклу, реже – по трещинам в сплошных участках, сложенных стеклом, а также выполняют везикулы и поровые пространства; местами в пиллоу-лавах большинство везикул и пор остаются

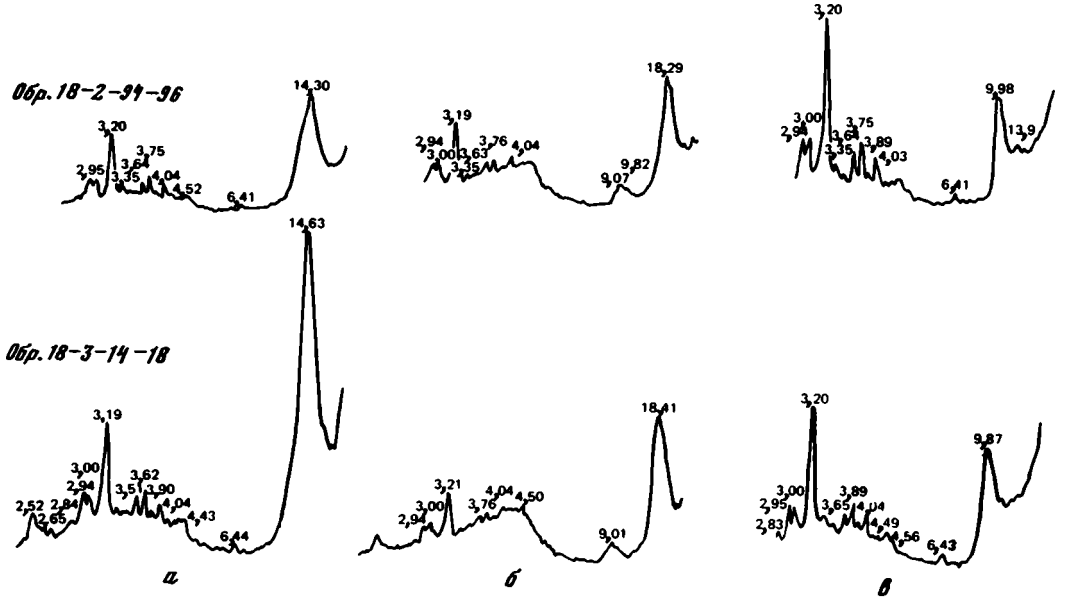


Рис. 46. Дифрактограммы глинистой фракции из измененных базальтов скв. 470
Условные обозначения см. на рис. 44

полыми, а плагиоклазы и пироксены не носят следов вторичного изменения. В них изменяются лишь участки, сложенные интерстиционным стеклом (обр. 8–5–131–138).

На глубинах 183,5–191 м распространены массивные полнокристаллические афировые базальты, состоящие из плагиоклаза, пироксена и единичных кристаллов оливина. Плагиоклазы образуют крупные лейсты, беспорядочно ориентированные в породе, и гломеропорфировые скопления. В основной массе содержатся агрегаты мелких зерен плагиоклазов и пироксенов. Железо в оливинах частично окислено и образует оторочки вокруг кристаллов. В интерстициях встречается стекло. Глинистые минералы выполняют микрожилки в породе (обр. 9–3–117–119), развиваются по стеклу, а также по ожелезненным кристаллам оливина (обр. 9–4–104–106 и 10–1–49–55) и выполняют везикулы (обр. 10–1–104–111).

На рентген-дифрактограммах глинистые минералы имеют базальные рефлексы первого порядка с d = 13,94 ÷ 14,16 Å. После насыщения глицерином базальный рефлекс d_{001} становится равным 18,2–18,5 Å. В результате прокаливания минерал сжимается и d уменьшается до 10 Å (рис. 47). Анализ рентгеновских дифракционных данных позволяет сделать вывод, что глинистые минералы представляют собой смешаннослойные слюда-смектитовые образования, в структуру которых входит небольшое количество слюдистых слоев, составляющих примерно 15%. Смектитовые слои имеют железисто-магнезиальный состав.

Химический состав измененных базальтов в образцах скв. 470А весьма сходен (см. табл. 21). Сопоставим химические формулы пород, представленные по Т.Барту, для образцов разного характера вторичного изменения:

№ обр.		Формула
7–1–108–113	–	$K_2Na_{39}Ca_{126}Mg_{106}Fe_{67}Al_{174}Ti_9Si_{459}P_1(O_{1557}OH_{63})$;
7–2–94–96	–	$K_3Na_{45}Ca_{126}Mg_{132}Fe_{81}Al_{153}Ti_{12}Si_{455}P_1(O_{1550}OH_{50})$;
8–1–20–26	–	$K_2Na_{50}Ca_{126}Mg_{97}Fe_{85}Al_{154}Ti_9Si_{461}P_1(O_{1536}OH_{64})$;
8–5–131–136	–	$K_2Na_{50}Ca_{135}Mg_{104}Fe_{86}Al_{154}Ti_{12}Si_{461}P_1(O_{1555}OH_{45})$:
9–3–117–119	–	$K_1Na_{49}Ca_{134}Mg_{107}Fe_{69}Al_{165}Ti_{12}Si_{459}P_1(O_{1537}OH_{63})$;

№ обр.	Формула
9–4–104–106	– $K_2Na_{53}Ca_{131}Mg_{101}Fe_{79}Al_{155}Ti_{12}Si_{452}P_1(O_{1512}OH_{88})$;
10–1–49–55	– $K_9Na_{53}Ca_{131}Mg_{101}Fe_{81}Al_{156}Ti_9Si_{458}P_1(O_{1536}OH_{64})$;
10–1–804–111	– $K_1Na_{54}Ca_{134}Mg_{85}Fe_{79}Al_{160}Ti_{12}Si_{471}P_1(O_{1555}OH_{45})$.

Базальты скв. 470А примерно соответствуют среднему составу базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, которые характеризуются в пересчете по Т.Барту формулой $K_2Na_{57}Ca_{118}Mg_{108}Fe_{18}Al_{186}Ti_{11}Si_{461}P_0(O_{1568}OH_{32})$.

По степени изменения, выраженной в содержании вторичных глинистых минералов, все базальты скв. 470А примерно одинаковы. Различаются они между собой лишь характером выделения вторичных глинистых минералов. Однако разный характер выделения этих минералов – растворение стекла и кристаллизация глинистых минералов, выполнение везикул и трещин с образованием жилок, развитие по протоминералам (оливину, пироксенам) – не приводят к резкому изменению химического состава базальтов. Следовательно, изменения минерального состава базальтов, связанные с развитием глинистых минералов, представляет собой изохимический процесс. Компоненты, идущие на формирование вторичных глинистых минералов, заимствуются из изменяющихся протоминералов базальтов. Такими неустойчивыми минералами являются сидеромелановое стекло, оливин и пироксены. Основным агентом разрушения этих минералов является раствор, проникающий в базальты. Глинистые минералы формируются преимущественно как продукты замещения интерстиционного стекла, образуют псевдоморфозы по темноцветным минералам или выкристаллизовываются из растворов, обогащенных компонентами растворенного материала, в свободных естественных полостях (везикулах и трещинах).

По сравнению со средним составом базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия измененные базальты скв. 470А отличаются лишь большей степенью гидратации за счет развития в них вторичных глинистых минералов. Обогащение калием некоторых горизонтов базальтов, представленных массивными афировыми разностями, также свидетельствует об отсутствии внешнего источника калия для формирования небольшого количества слюдистых слоев в смешаннослойных слюда-смектитовых глинистых минералах.

Базальты вскрываются также скв. 472 в интервале глубин 112–131 м. Здесь на глубинах 112–115 м афировые базальты представлены массивными разностями, характеризующимися разной степенью раскристаллизации материала. Состоят базальты из лейст плагиоклаза и единичных микрофенокристаллов плагиоклаза, между которыми располагаются мелкокристаллические выделения пироксенов. В интерстициях встречается стекло. Среди основной массы нередки везикулы и поры (обр. 14–1–115–120 и 14–2–76–82). Базальты относительно слабо изменены вторичными процессами. Глинистые минералы развиваются по интерстиционному стеклу, наряду с карбонатами выполняют поры и везикулы. Местами встречаются отдельные везикулы, внутренняя часть которых сложена карбонатом, внешняя – глинистыми минералами. Образец 15–1–20–24 (глубина 119,5 м) представлен мелкокристаллическим афировым базальтом с субвариолитовой структурой. В основной массе пироксена больше, чем плагиоклаза. Порода относительно слабо изменена вторичными процессами. Поры и везикулы в базальтах остаются полыми.

На глубине 120–122,5 м (обр. 15–1–69–77 и 15–2–0–3) базальты представлены пиллоу-лавами. Мелкие лейсты плагиоклаза не имеют в них определенной ориентировки. Основная масса породы сложена мелкими кристаллами пироксенов, микролитами плагиоклазов, стеклом, скоплениями пылевидного рудного материала. Некоторые горизонты пиллоу-лав довольно интенсивно изменены вторичными процессами (обр. 15–1–69–77). В нижней части пиллоу-лав на глубине 122 м породы менее изменены (обр. 15–2–9–14). Везикулы и поры в них остаются полыми или лишь слабо инкрустированы глинистыми минералами. Глинистые минералы в этих породах образуются при изменении интерстиционного стекла.

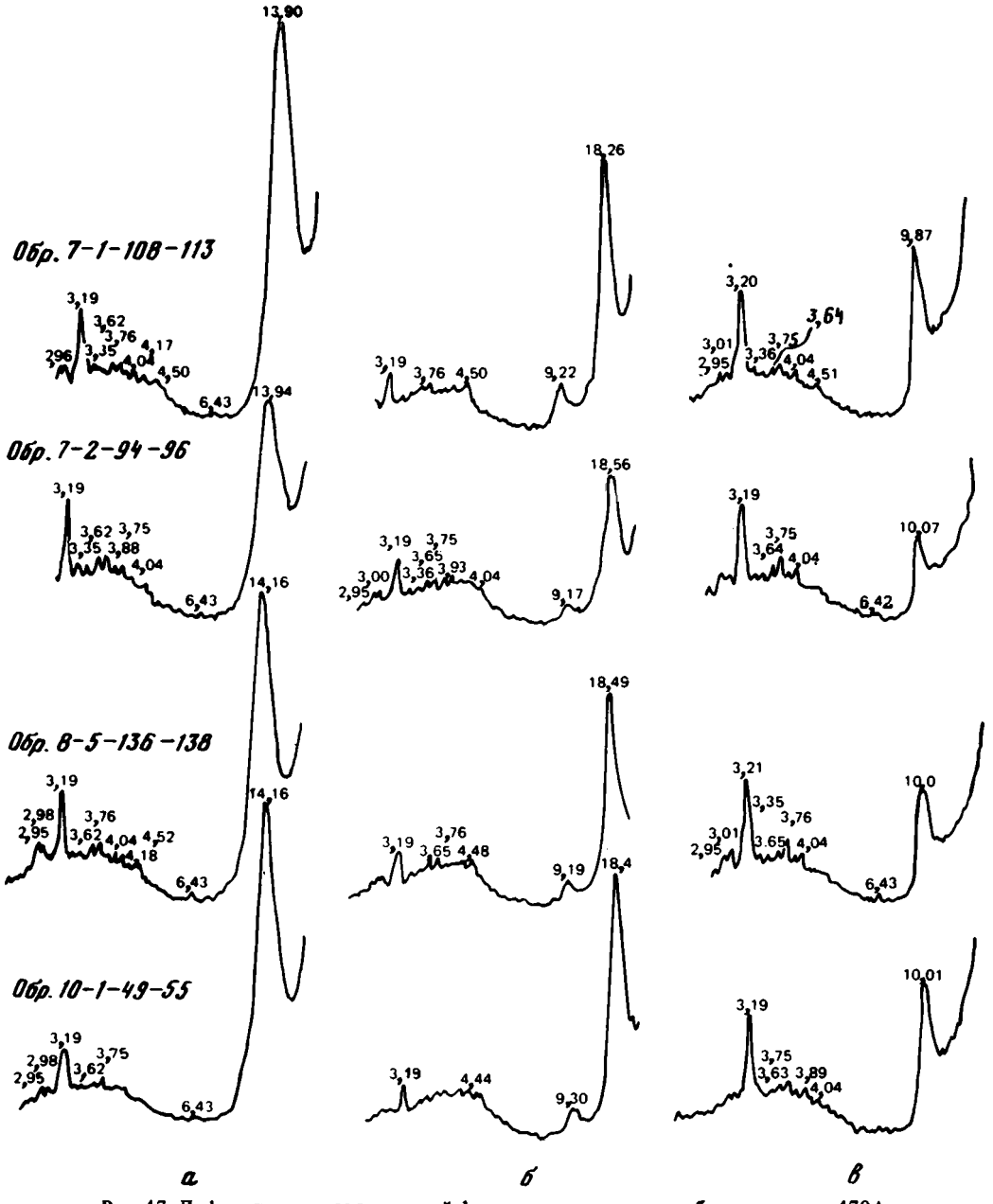
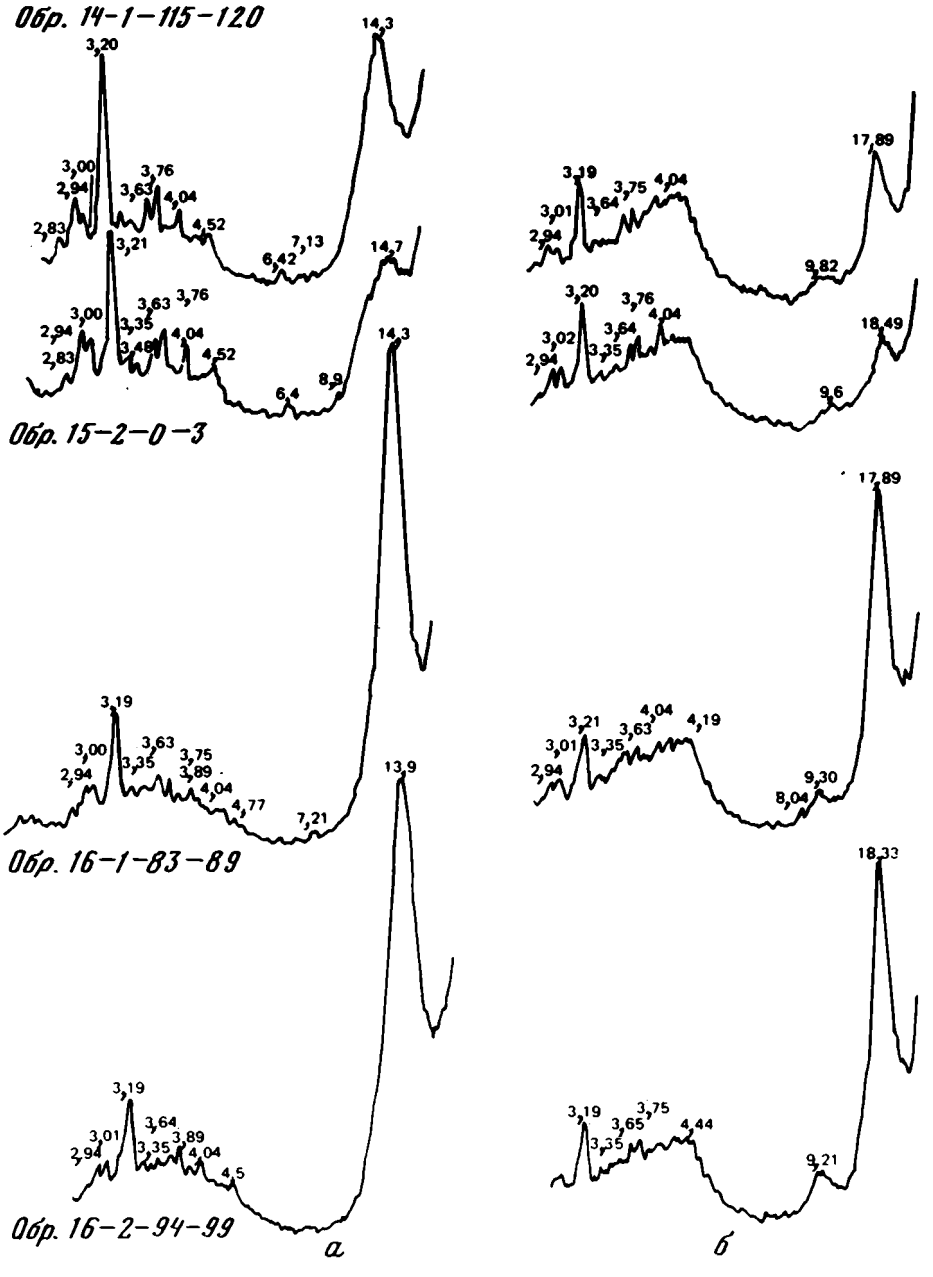


Рис. 47. Дифрактограммы глинистой фракции из измененных базальтов скв. 470А
Условные обозначения см. на рис. 44

Ниже по разрезу на глубинах 122,5–131 м (обр. 16–1–12–15, 16–1–83–89 и 16–1–145–150) распространены мелкокристаллические афировые базальты с субвариолитовой структурой. В породах часто встречаются микрофенокристаллы плагиоклазов, пироксенов и оливина, иногда образующие гломеропорфировые скопления, и множество крупных везикул. Базальты довольно интенсивно изменены. Вторичными продуктами являются глинистые минералы и карбонаты. Глинистые минералы выпол-



няют поры и везикулы, развиваются по интерстиционному стеклу, замещают оливин и реже пироксены. Карбонат локализован вблизи измененных зерен пироксена. В порах и трещинах изредка встречаются цеолиты. Характерной особенностью этих базальтов, подвергшихся вторичному изменению, является неравномерность развития вторичных минералов. Даже в одном шлифе можно наблюдать участки разной степени изменения.

На рентген-дифрактограмме глинистые минералы в воздушно-сухом состоянии имеют первый базальный рефлекс с d = 13,9–14,7 Å. После насыщения глицерином минералы разбухают по-разному. Для обр. 14–1–115–120 характерно разбухание в глице-

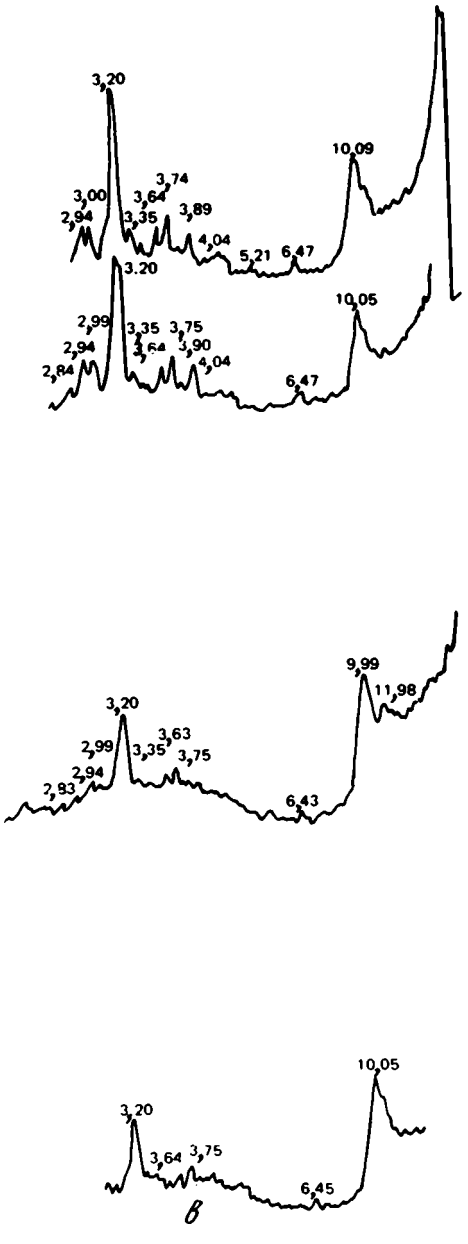


Рис. 48. Дифрактограммы глинистой фракции из измененных базальтов скв. 472
Условные обозначения см. на рис. 44

риновом комплексе до появления рефлекса с d = 17,89 Å, при этом базальные рефлексы низших порядков не проявляются. После прокаливания до 550°С первое базальное отражение имеет d = 10 Å, причем как при насыщении глицерином, так и после прокаливания профили рефлексов остаются асимметричными (рис. 48). Все это свидетельствует о том, что глинистые минералы в обр. 14–1–115–120 неоднородны по своему составу и формируют не одну минеральную фазу. Здесь выделяется сильножелезистый смешаннослойный минерал, состоящий из смектитовых и небольшого количества слюдистых слоев. В обр. 15–2–0–3 широкий рефлекс смектита после насыщения глицерином возрастает до значений d = 18,0 Å, а после прокаливания до 550°С он становится равным 10 Å. Такая дифракционная картина характерна для очень тонкодисперсного, плохо окристаллизованного железистого смектита. Здесь возможно также присутствие неупорядоченного смешаннослойного минерала, содержащего смектитовые и небольшое количество слюдистых слоев.

В обр. 16–1–83–89, помимо плохо окристаллизованного смешаннослойного слюда-смектитового минерала с небольшим содержанием слюдистых слоев присутствуют небольшие количества "дефектного хлорита", который выделяется на дифрактограммах прокаленного до 550°С препарата по слабому рефлексу с d = = 11,98 Å. Несовершенным является также глинистый минерал в обр. 16–2–94–99. Он имеет сильный базальный рефлекс с d = 13,9 Å, увеличивающимся после насыщения образца глицерином до значений 18,3 Å. После прокаливания образца до 550°С этот рефлекс становится равным 10,05 Å (см. рис. 48). Профили распределения интенсивностей для первого базального рефлекса минерала, насыщенного глицерином и прокаленного, являются асимметричными. Исходя из анализа изменений межплоскостных растояний базального рефлекса первого порядка и распределения интенсивностей для этого рефлекса, можно полагать, что глинистый минерал представлен плохо окристаллизованным тонкодисперсным железистым смектитом и неупорядоченным смешаннослойным слюда-смектитовым минералом с содержанием слюдистых слоев до 15%.

Таким образом, в профиле базальтов скв. 472 отмечается неравномерное проявление вторичных процессов изменения первичного субстрата. Вторичные глинистые мине-

ралы низкой степени окристаллизованности наиболее широко развиты в базальтах обр. 15–1–69–77, 16–1–12–15, 16–1–145–150 и 16–2–94–99.

Химический состав базальтов в разрезе скв. 472 не подвержен резким колебаниям (см. табл. 21). Сопоставим химические составы базальтов, пересчитанные по Т.Барту, учитывая степень развития вторичных глинистых продуктов:

№ обр.	Формула
14–1–115–120 –	$K_6Na_{46}Ca_{134}Mg_{96}Fe_{83}Al_{168}Ti_{10}Si_{469}P_1(O_{1549}OH_{51})$;
14–2–16–82 –	$K_5Na_{46}Ca_{138}Mg_{106}Fe_{72}Al_{170}Ti_{10}Si_{467}P_1(O_{1568}OH_{32})$;
15–1–20–24 –	$K_5Na_{50}Ca_{131}Mg_{105}Fe_{78}Al_{166}Ti_{11}Si_{478}P_1(O_{1581}OH_{19})$;
15–1–69–77 –	$K_4Na_{47}Ca_{132}Mg_{89}Fe_{76}Al_{171}Ti_9Si_{452}P_1(O_{1525}OH_{75})$;
15–2–0–3 –	$K_6Na_{48}Ca_{135}Mg_{103}Fe_{75}Al_{168}Ti_{10}Si_{471}P_1(O_{1568}OH_{32})$;
15–2–9–14 –	$K_3Na_{46}Ca_{132}Mg_{108}Fe_{77}Al_{169}Ti_{10}Si_{471}P_1(O_{1580}OH_{20})$;
15–2–69–75 –	$K_6Na_{50}Ca_{119}Mg_{93}Fe_{78}Al_{174}Ti_{72}Si_{465}P_1(O_{1550}OH_{50})$;
15–2–91–98 –	$K_6Na_{54}Ca_{120}Mg_{97}Fe_{75}Al_{178}Ti_{11}Si_{470}P_1(O_{1568}OH_{32})$;
16–1–12–15 –	$K_3Na_{45}Ca_{131}Mg_{89}Fe_{72}Al_{186}Ti_{10}Si_{454}P_1(O_{1544}OH_{56})$;
16–1–83–89 –	$K_6Na_{48}Ca_{119}Mg_{97}Fe_{74}Al_{175}Ti_{12}Si_{471}P_1(O_{1563}OH_{37})$;
16–1–145–150 –	$K_7Na_{51}Ca_{121}Mg_{96}Fe_{72}Al_{176}Ti_{12}Si_{475}P_1(O_{1549}OH_{51})$;
16–2–94–99 –	$K_6Na_{50}Ca_{116}Mg_{98}Fe_{79}Al_{171}Ti_{11}Si_{466}P_1(O_{1550}OH_{50})$.

Как и в ранее рассмотренных базальтах скв. 469, 470 и 170А, в базальтах, вскрытых скв. 472, отмечается неравномерное развитие вторичных процессов. Здесь встречаются как слабо измененные породы (обр. 15–1–20–24), так и породы, подвергшиеся коренным изменениям, что отражается в балансе химических элементов для пород разной степени изменения в разрезе скв. 472 (табл. 25) относительно слабо измененной породы, представленной обр. 15–1–20–24.

Из рассмотрения данных баланса химических элементов при изменении базальтов в разрезе скв. 472 можно заключить, что здесь вторичные глинистые минералы являются продуктами четырех типов геохимических процессов. Первый отличается относительным увеличением содержания калия и железа и уменьшением содержания магния в породах. При этом глинистые минералы возникают вследствие изменения интерстиционного стекла и темноцветных минералов. Минералообразующий раствор достаточно подвижен, что приводит к заполнению им везикул и пор и кристаллизации в этих полостях глинистых минералов, среди которых преобладают смешаннослойные, состоящие из слоев железистого смектита и небольшого количества слюдистых слоев. Смектитовые слои диоктаэдрические, обедненные магнием (обр. 14–1–115–120 и 16–2–94–99).

Ко второму типу геохимических процессов относится вторичное минералообразование, происходящее на фоне относительного увеличения содержания калия и уменьшения магния и железа. Среди глинистых минералов здесь преобладают тонкодисперсные смешаннослойные, состоящие из смектитовых и небольшого количества слюдистых слоев (обр. 15–2–0–3, 15–2–69–75, 15–2–91–98, 16–1–83–89 и 16–1–145–150).

Для третьего типа геохимических процессов характерны относительное увеличение содержания магния и уменьшение калия и железа. В случае развития этого процесса в полнокристаллических базальтах вторичные минералы образуются при изменении интерстиционного стекла. Подвижный минералообразующий раствор проникает в поры, везикулы и трещины и обусловливает выполнение этих полостей глинистыми минералами. В пиллоу-лавах глинистые минералы образуются исключительно при изменении стекла. Среди глинистых минералов преобладает магнезиальный смектит. Однако в измененных породах присутствуют также смешаннослойные слюда-смектитовые образования, в которых отмечается небольшое содержание слюдистых слоев (обр. 14–2–76–82 и 15–2–9–14).

Наконец, четвертый тип геохимических процессов отличается относительным уменьшением содержания как калия, так и магния и железа. При этом формируются тонкодисперсные смектиты (обр. 15–1–69–77 и 16–1–12–15). Следует отметить, что при из-

Таблица 25

Баланс химических элементов (по Т. Барту) при вторичном изменении базальтов скв. 472 относительно обр. 15–1–20–24

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	OH
14–1–115–120	+1	–4	+3	–9	+5	+2	–1	–9	+32
14–2–76–82	0	–4	+7	+1	–4	+4	–1	–11	+13
15–1–69–77	–1	–3	+1	–16	–2	+5	–2	–26	+56
15–2–0–3	+1	–2	+4	–2	–3	+2	–1	–7	+13
15–2–9–14	–2	–4	+1	+3	–1	+3	–1	–2	+1
15–2–69–75	+1	0	–12	–12	0	+3	+1	–13	+31
15–2–91–98	+1	+4	–11	–8	–3	+12	0	–8	+13
16–1–12–15	–2	–5	0	–16	–6	+20	–1	–24	+37
16–1–83–89	+1	–2	–12	–8	–4	+9	+1	–7	+8
16–1–145–150	+2	+1	–10	–9	–6	+10	+1	–3	+32
16–2–94–99	+1	0	–15	–7	+1	+5	0	–12	+31

менении базальтов имеют место сосуществование и смена отдельных геохимических типов процессов, а образующиеся глинистые минералы представляют собой суммарный результат действия этих процессов.

В целом для полнокристаллических базальтов и пиллоу-лав в разрезе скв. 472 отмечаются, во-первых, неравномерность проявления вторичных процессов изменения пород и, следовательно, неравномерность развития глинистых минералов; во-вторых, отсутствие вертикальной зональности вторичного минералообразования; кроме того, формирование глинистых минералов осуществлялось на фоне относительного увеличения содержания алюминия и уменьшения содержания в породах кремния при интенсивной гидратации породы, и в разрезе базальтов не наблюдается изменения химического состава пород, связанного с развитием в них вторичных глинистых минералов. При пересчете на объемные веса пород содержание в них K_2O остается равным 0,01 г/см^3, MgO – 0,19 г/см^3 (исключением является обр. 15–2–0–3, где количество MgO составляет 0,21 г/см^3). Содержание SiO_2 колеблется от 1,38 до 1,42 г/см^3, Al_2O_3 – от 0,42 до 0,44 г/см^3. Исходя из этих особенностей, можно говорить, что процесс вторичного изменения пород в разрезе скв. 472 по геохимической природе изохимичен. Для формирования вторичных глинистых минералов в базальтах и пиллоу-лавах достаточно тех количеств химических элементов, которые содержались в неизмененных породах. Процесс вторичного минералообразования характеризовался лишь незначительным перераспределением в разрезе породообразующих химических элементов. Мобилизация их осуществлялась при участии жидкой фазы, которая, по всей вероятности, представляла собой слабоминерализованный термальный раствор.

В скв. 473 вулканические породы вскрыты на глубинах 247,5–287,4 м. Однозначное отнесение их к субвулканическим долеритам или к лавовым потокам массивных базальтов затруднено по следующим причинам. С одной стороны, по петрохимическим особенностям эти породы близки к базальтам, вскрытым в других скважинах, и относятся к группе абиссальных толеитовых базальтов, что отличает их от долеритов, вскрытых в скв. 469 и 471. С другой стороны, породы чаще всего полнокристаллические, со структурами, характерными для долеритов. Вместе с тем в верхней части разреза (интервал 247,5–248,7 м) породы, как и полнокристаллические базальты в других скважинах, имеют офитовую, местами – интерсертальную структуру. Они слагаются крупными лейстами плагиоклаза и редкими микрофенокристаллами плагиоклаза, пироксена, оливина. Основная масса породы представлена мелкокристаллическими выделениями плагиоклазов, пироксенов, оливина, реже – стеклом. Глинистые минералы развиваются по интерстиционному стеклу, выполняют поры и пустоты в породах. Часто глинистые минералы замещают оливин, в ряде случаев корродируют зерна пирок-

сенов. Местами глинистые минералы слагают отдельные участки базальтов, видимо, ранее сложенные стеклом и оливином (обр. 29–1–90–95).

Глубже 252 м породы представлены долеритами с офитовой и интергранулярной структурой. Состав долеритов близок к составу вышележащих базальтов. В отличие от базальтов в долеритах содержится несколько больше пироксенов, содержание оливина значительно меньше. Долериты сильно изменены вторичными процессами. Основными вторичными минералами являются глинистые минералы, второстепенными – кальцит и кварц. Глинистые минералы распространены неравномерно. Местами они слагают всю ткань основной массы, развиваясь по всем минералам, за исключением плагиоклазов, выполняют поровые пространства и трещины в породах. Возможно, глинистые минералы полностью заместили оливин (обр. 32–2–133–140). В менее измененных разностях долеритов (обр. 32–3–50–57) глинистые минералы развиваются при изменении оливина, корродируют зерна пироксенов, развиваются по интерстиционному стеклу и выполняют трещины и поры в породах. С измененными зернами оливина ассоциируют глинистый и рудный минералы.

На рентген-дифрактограммах глинистые минералы в воздушно-сухом состоянии имеют первый базальный рефлекс с d = 14,2–14,3 Å. После насыщения образца глицерином на рентгенограммах появляются отражения с d = 17,9–18,0 Å, после прокаливания до 550°С – отражения с d = 9,98 Å и 9,59 Å (рис. 49). Глинистые минералы, имеющие рефлекс после прокаливания с d = 9,98 Å, представляют собой смешанослойное образование типа слюда-смектит с содержанием слюдистых слоев до 15–20%. Глинистые минералы с рефлексом 9,59 Å после прокаливания относятся к магнезиальным смектитам, возможно, с небольшой примесью железистого смектита нонтронитового типа.

Химический состав базальтов и долеритов близок (см. табл. 21). Ниже приведены химические формулы пород по Т.Барту:

№ обр.		Формула
29–1–90–45	–	$K_1Na_{60}Ca_{111}Mg_{94}Fe_{68}Al_{180}Ti_{12}Si_{474}P_1(O_{1563}OH_{37})$;
30–2–126–134	–	$K_1Na_{54}Ca_{116}Mg_{101}Fe_{67}Al_{172}Ti_{11}Si_{472}P_1(O_{1563}OH_{37})$;
32–2–133–140	–	$K_2Na_{54}Ca_{76}Mg_{125}Fe_{84}Al_{151}Ti_{13}Si_{442}P_1(O_{1471}OH_{129})$;
32–3–51–57	–	$K_2Na_{48}Ca_{115}Mg_{105}Fe_{92}Al_{160}Ti_{14}Si_{473}P_1(O_{1568}OH_{32})$;
33–2–139–145	–	$K_2Na_{48}Ca_{118}Mg_{97}Fe_{91}Al_{158}Ti_{14}Si_{471}P_1(O_{1566}OH_{44})$;
34–1–0–6	–	$K_2Na_{48}Ca_{114}Mg_{111}Fe_{96}Al_{154}Ti_{14}Si_{470}P_1(O_{1575}OH_{25})$.

Из сопоставления этих формул можно сделать вывод, что при процессах вторичного изменения базальтоидов, вскрытых скв. 473, не наблюдается химической перестройки пород. Об интенсивности развития вторичных продуктов можно судить по содержанию группы ОН в приведенных формулах. Так, наиболее измененная порода характеризуется содержанием группы ОН, равным 129, тогда как для мало измененных пород эта величина колеблется в пределах 25–37. В целом относительно интенсивно измененные базальтоиды в скв. 473 содержат очень мало калия. Следовательно, этот элемент не является в данном случае показателем степени вторичного изменения базальтов и долеритов. Что касается магния, то его содержание в измененных базальтоидах скв. 473 примерно одинаково с содержанием в породах, вскрытых скв. 469, 470, 470А и 472. Среднее содержание MgO во всех этих породах составляет 0,2 мг/см^3.

Общей особенностью рассмотренных измененных базальтоидов всех скважин (за исключением скв. 471) является развитие в них глинистых минералов смектитового состава. Эти минералы представляют собой или неупорядоченные смешанослойные образования типа слюда-смектит с небольшим содержанием слюдистых слоев, в которых смектитовые слои имеют железисто-магнезиальный состав, или высокожелезистый нонтронитоподобный минерал.

Иной состав вторичных продуктов изменения базальтоидов наблюдается в породах, вскрытых скв. 471. Здесь наряду со смектитизацией осуществляется процесс хлоритизации.

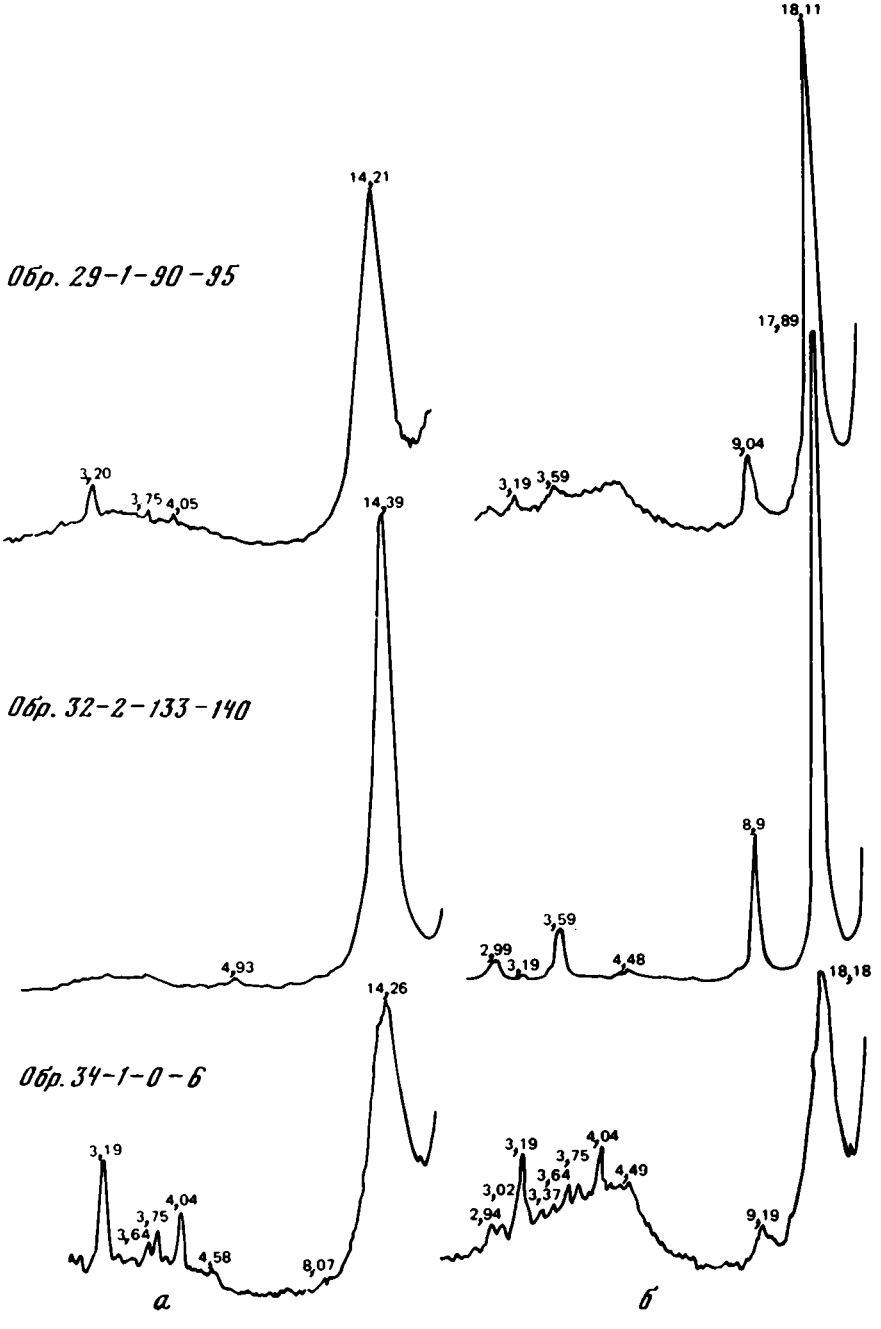
Эта скважина на глубинах 741–820 м вскрыла долериты. В верхней части разреза (на глубине 741–742 м) долериты представлены сильно измененными разностями. Структура пород – офитовая, интерсертальная, местами микрогаббровая. Долериты состоят из крупных лейст плагиоклаза и пироксена и основной массы, сложенной вторичными минералами. По мере укрупнения зернистости породы возрастает идиоморфизм пироксенов. Вторичные продукты слагаются кальцитом и глинистыми минералами. Кальцит образует псевдоморфозы по темноцветным минералам, реже по плагиоклазу, выполняет поровые пространства и трещины в плагиоклазах. Глинистые минералы развиваются по темноцветным минералам и в интерстициях (обр. 79–1–130–137).

По рентген-дифрактометрическим данным, глинистый минерал представлен железисто-магнезиальным хлоритом, дающим на дифрактограмме серию базальных рефлексов, начиная с d = 14,3 Å. После прокаливания до 550° С высота хлоритового слоя уменьшается и d снижается до 14,0 Å, а интенсивность базальных рефлексов низших порядков резко уменьшается (рис. 50). Такой хлорит имеет "дефектную" структуру благодаря обводненности одноэтажных бруситовых слоев. После насыщения образца глицерином на дифрактограмме этого минерала появляется слабое отражение с d = 17,7 Å, характерное для смектита. Таким образом, среди глинистых минералов в обр. 79–1–130–137 в основном присутствует хлорит и имеется небольшая примесь смектита.

Вниз по разрезу долериты слагаются крупными, беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза и микрофенокристаллами плагиоклаза, пироксена и оливина. Основная масса состоит из пироксенов, оливина и интерстиционного стекла. Структура породы интерсертальная. Местами долериты сильно изменены. В этом случае изменены все темноцветные минералы и, конечно, стекло. Основными вторичными продуктами являются глинистые минералы и (частично) карбонаты. Местами порода имеет свежий облик. Первоначально в долеритах глинистые минералы развивались по интерстиционному стеклу, выделения которого имеют довольно крупные размеры. Затем глинистыми минералами замещались темноцветные компоненты породы, и, наконец, эти минералы выкристаллизовывались в поровых пространствах, в которых они образуют псевдооолитовые агрегаты.

Рентген-дифрактометрические исследования глинистой фракции показали, что здесь присутствуют два глинистых минерала: смектит и смешаннослойный смектит-хлорит (обр. 80–1–78–84). После насыщения образца глицерином на дифрактограмме появляются отражения с d = 17,87; 9,01; 4,57; 3,59 Å и с интенсивностями, характерными для магнезиального смектита сапонитового типа. На дифрактограмме воздушно-сухого образца имеется серия интенсивных базальтовых отражений с d = 14,5; 7,23; 4,83; 3,61; 2,96 Å, которые могут быть отнесены к смешаннослойному смектит-хлориту. Действительно, после прокаливания при 550° С на дифрактограмме появляются рефлексы с d = 13,3 и 9,8 Å. Первый рефлекс относится к хлориту, второй – к обезвоженному смектиту. Характерной структурной особенностью смешаннослойного смектит-хлорита является строение хлоритовых слоев, которые имеют "дефектный" характер из-за обводненности бруситовых слоев.

В интервале глубин 752–781 м (обр. 80–2–98–102, 81–3–59–65 и 83–2–61–67) долериты особенно сильно изменены вторичными процессами. В породах отмечаются лишь реликты крупных лейст и редких микрофенокристаллов плагиоклазов и (реже) пироксенов. Все темноцветные минералы и интерстиционное стекло почти полностью замещены агрегатами глинистых минералов. Глинистые минералы образуют цемент, представляющий собой венцовые образования, жилки, выполнение пор, псевдоморфозы по протоминералам. Среди тонкодисперсной массы глинистых минералов выделяются участки, сложенные веерообразными агрегатами с хорошо выраженными удлиненными пластинчатыми кристаллами (рис. 51, *а–в*, см. вкл.). В некоторых порах отмечается халцедоноподобный минерал, образующий пирамидальные кристаллы (рис. 52, *а, б*, см. вкл.). Этот минерал имеет оптические свойства халцедона, но, по данным микрозондирования, содержит до 12% Al_2O_3. Иногда присутствует калиевый полевой шпат, который замещает кристаллы плагиоклаза и в виде ксеноморфных выделений присут-



ствует в основной массе. Рентгенограмма калиевого полевого шпата, выделенного из обр. 80–2–98–102, имеет санидиновый характер (рис. 53). Ее расшифровка с использованием индексации и номенклатуры по Т. Барту [Barth, 1969] показывает, что калиевый полевой шпат представлен низким санидином почти чисто калиевого состава ($\Delta p = 0$; $\Delta z = 0{,}21$; $Al_{T_1} = 30$; $Al_{T_2} = 20$).

На рентген-дифрактограмме фракции <0,001 мм (из обр. 80–2–98–102) выделяет-

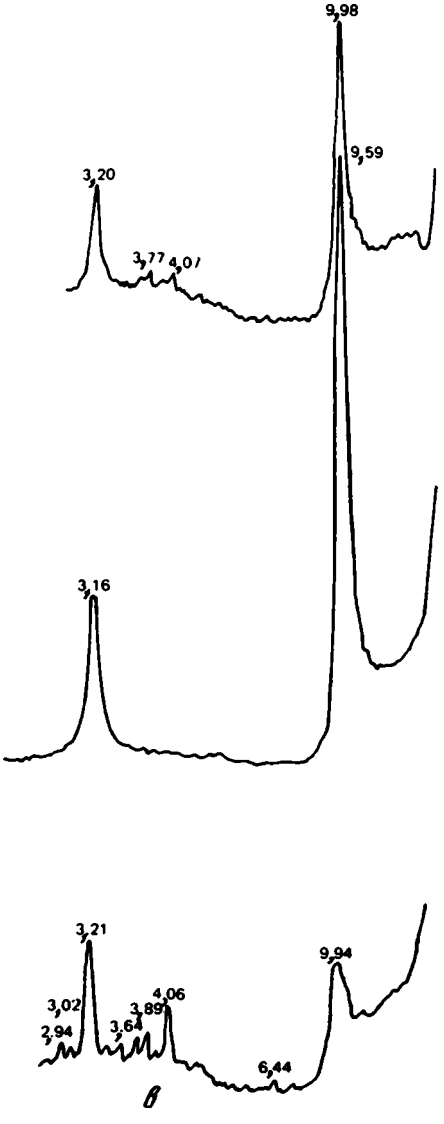


Рис. 49. Дифрактограммы глинистой фракции из измененных базальтов скв. 473
Условные обозначения см. на рис. 44

ся серия базальных рефлексов, близкая к целочисленной от 29,85 Å. Образец, насыщенный глицерином, имеет серию базальных рефлексов, близкую к целочисленной от 32,2 Å. После прокаливания до 550°С структура минерала сжимается и первое базальное отражение имеет $d = 22{,}7$ Å (см. рис. 50). Такая дифракционная картина характерна для смешаннослойного смектит-хлорита, содержащего примерно равные количества смектитовых и хлоритовых слоев, чередование которых в структуре близко к упорядоченному. Этот корренситоподобный минерал содержит (в %): SiO_2 – 35,82, Al_2O_3 – 12,51, Fe_2O_3 – 6,42, FeO – 9,03, MnO – 0,23, CaO – 1,18, MgO – 19,37, Na_2O – 0,42, K_2O – 0,44, п.п.п. – 14,95.

В обр. 81–3–59–65, помимо корренситоподобного минерала, содержится небольшое количество "дефектного хлорита". На дифрактограмме образца, прокаленного до 550°С, отсутствуют отражения низших порядков от 14 Å (см. рис. 50).

В обр. 83–2–61–67 наряду с корренситоподобным минералом содержится небольшое количество смектита, который выделяется по рефлексу с $d = 17{,}82$ на дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином. В этом же образце присутствует некоторое количество хлорита, имеющего на дифрактограмме препарата, прогретого до 550°С, рефлекс с $d = 14{,}3$ Å. Корренситоподобный минерал и хлорит выполняют промежутки между кристаллами плагиоклазов и реликтами других минералов. На сканирующем электронно-микроскопическом снимке корренситоподобный минерал имеет слегка изогнутые пластинчатые кристаллы, хлорит – недеформированные, строго параллельные пластинчатые кристаллы (рис. 54, см. вкл.).

Начиная с глубины 787 м в сильно измененном долерите глинистые минералы слагают цемент базального типа. Реликтовыми образованиями в породе остаются плагиоклазы, в меньшей степени – пироксены и оливин.

Эти минералы сильно корродированы и замещены глинистым веществом. Характер выделения и структура глинистого цемента разнообразны: венцовая, отдельные ориентированные пачки, микрожилки, ориентированные агрегаты выполнения пор и трещин (рис. 55, *а–в*, см. вкл.).

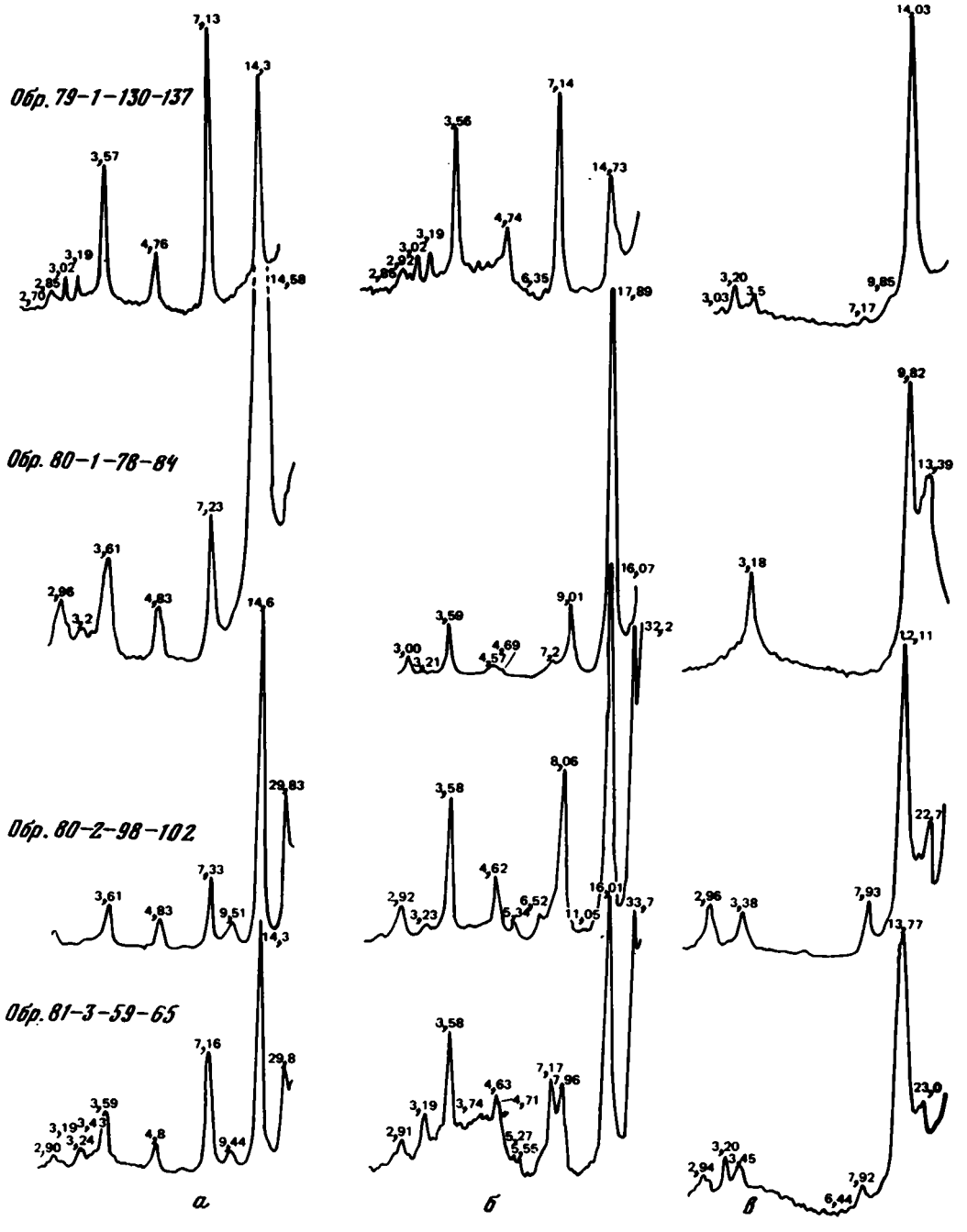


Рис. 50. Дифрактограммы глинистой фракции из измененных долеритов скв. 471
Условные обозначения см. на рис. 44

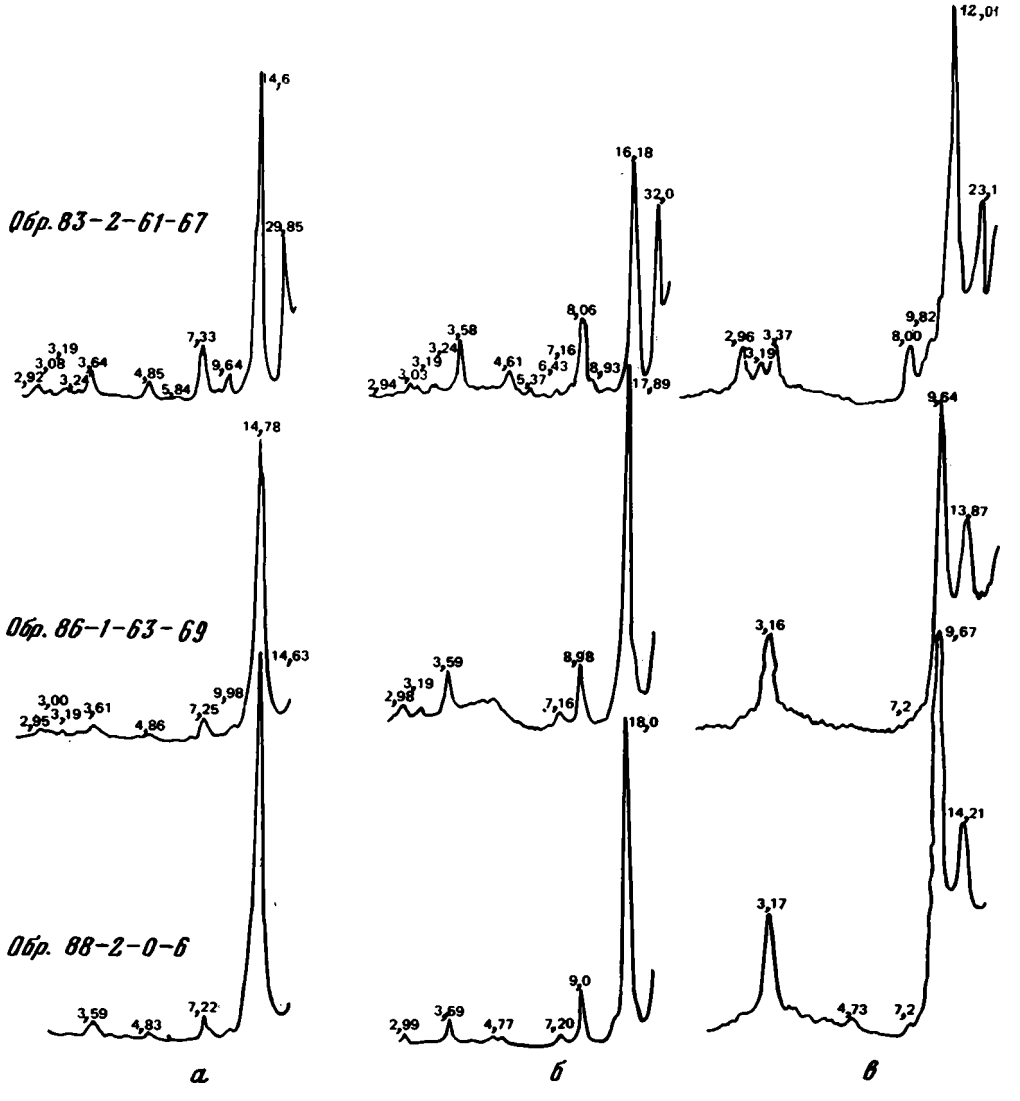


Рис. 50 (окончание)

Глинистые минералы, слагающие измененные долериты на этих глубинах, представлены магнезиальным смектитом сапонитового типа с примесью хлорита.

На дифрактограммах воздушно-сухих обр. 86–1–63–69 и 88–2–0–6 имеется серия базальных рефлексов соответственно от 14,78 и 14,63 Å, близкая к целочисленной. Глицериновый комплекс минералов разбухает до появления значений d = 17,89 ÷ 18,0 Å. После прокаливания до 550° С минералы дают отражения первого порядка с d = 9,64 ÷ ÷ 9,67 Å. Исследованный минерал представляет собой смектит с небольшим количеством межслоев слюдистого типа (смешаннослойное образование). Хлорит выделяется по рефлексам с d = 13,87–14,21 Å, проявляющимся на дифрактограммах образцов, прокаленных до 550° С.

Таким образом, в измененных долеритах в верхней части толщи, вскрытой скв. 471, наблюдается развитие хлорита и (в резко подчиненном количестве) смектита. Затем вниз по разрезу доля смектита среди вторичных продуктов изменения возрастает.

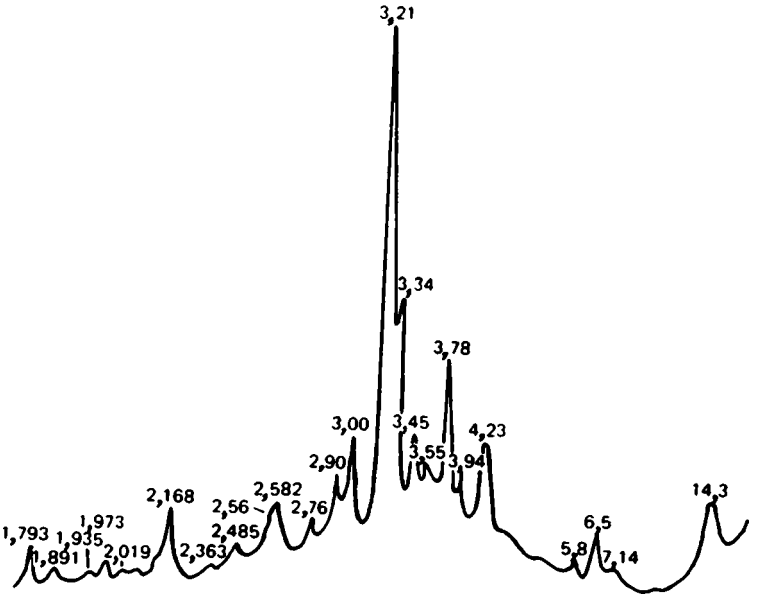


Рис. 53. Дифрактограмма калиевого полевого шпата из обр. 80–2–98–102 (скв. 471)
Фракция 0,01–0,1 мм, уд. вес 2,5–2,6 г/см^3

В средней части измененных долеритов преобладает корренситоподобный минерал, представляющий собой близкий к упорядоченному смешаннослойный хлорит-смектит, в подчиненных количествах здесь присутствует неупорядоченный смешаннослойный хлорит-смектит с преобладанием в структуре смектитовых слоев. И, наконец, в нижней части измененных долеритов господствует смектит, и в качестве примеси присутствует небольшое количество хлорита.

Химический состав долеритов, вскрытых скв. 471 (см. табл. 21), в пересчете по Т. Барту дает следующие формулы:

№ обр.		Формула
80–1–78–84	–	$K_6Na_{35}Ca_{71}Mg_{138}Fe_{84}Al_{152}Ti_{16}Si_{425}P_1(O_{1459}OH_{147})$;
80–2–98–102	–	$K_{19}Na_{40}Ca_{28}Mg_{156}Fe_{62}Al_{134}Ti_{13}Si_{374}P_1(O_{1297}OH_{203})$;
81–3–59–65	–	$K_{27}Na_{79}Ca_{60}Mg_{80}Fe_{67}Al_{153}Ti_{13}Si_{453}P_1(O_{1435}OH_{165})$;
82–1–127–132	–	$K_{26}Na_{58}Ca_{56}Mg_{114}Fe_{77}Al_{145}Ti_8Si_{430}P_1(O_{1397}OH_{203})$;
82–2–15–18	–	$K_{26}Na_{54}Ca_{50}Mg_{113}Fe_{77}Al_{144}Ti_8Si_{430}P_1(O_{1386}OH_{214})$;
84–1–9–16	–	$K_6Na_{62}Ca_{83}Mg_{129}Fe_{77}Al_{149}Ti_{12}Si_{444}P_1(O_{1476}OH_{124})$;
84–1–107–774	–	$K_3Na_{51}Ca_{85}Mg_{116}Fe_{82}Al_{141}Ti_{12}Si_{426}P_2(O_{1445}OH_{155})$;
86–1–63–69	–	$K_3Na_{46}Ca_{108}Mg_{110}Fe_{69}Al_{176}Ti_9Si_{435}P_1(O_{1479}OH_{121})$;
87–2–19–26	–	$K_3Na_{43}Ca_{105}Mg_{121}Fe_{69}Al_{166}Ti_8Si_{428}P_0(O_{1456}OH_{144})$;
88–2–0–6	–	$K_5Na_{22}Ca_{87}Mg_{217}Fe_{89}Al_{137}Ti_8Si_{423}P_1(O_{1471}OH_{129})$.

В рассмотренных долеритах вторичные продукты изменения имеют различный минеральный состав: от хлорита и корренсита до смектита. Сами же долериты по петрохимическим признакам близки к долеритам скв. 469, в которых наименее измененная порода представлена обр. 42–1–117–120. Поэтому рассмотрим баланс основных породообразующих химических элементов в разрезе измененных долеритов скв. 471 относительно обр. 469–42–1–117–120 (табл. 26).

Во всех образцах измененных долеритов скв. 471 отмечается относительное уменьшение содержаний алюминия и кремния, увеличение содержаний магния и железа и

Таблица 26

Баланс химических элементов (по Т. Барту) при вторичном изменении долеритов скв. 471 относительно обр. 469–42–1–117–120

№ обр.	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	Si	OH
80–1–78–84	+1	–9	–12	+32	+24	–24	+7	–54	+83
80–2–98–102	+14	–27	–58	+65	+18	–44	+4	–117	+276
81–3–59–65	+22	+12	–26	–13	+3	–25	+4	–38	+134
82–1–127–132	+21	–9	–30	+21	+13	–33	–1	–61	+172
82–2–15–18	+21	–13	–36	–22	+13	–34	–1	–61	+183
84–1–9–16	+1	–5	–3	+36	+13	–29	+3	–47	+93
84–1–107–114	–2	–16	–1	+23	+18	–37	+3	–65	+124
86–1–63–69	–2	–21	+22	+17	+5	–2	0	–56	+90
87–2–19–26	–2	–24	+19	+28	+5	–12	–1	–63	+111
88–2–0–6	0	–45	+1	+124	+25	–42	–1	–78	+98

сильная гидратация породы. Долериты верхней части разреза скважины, в которых развиты корренсит и калиевый полевой шпат, характеризуются относительным увеличением содержаний калия и уменьшением содержаний кальция, тогда как в породах нижней части разреза содержание калия остается практически неизменным (отмечается его незначительный вынос). Видимо, концентратором калия в этих породах является не только калиевый полевой шпат, но и корренсит.

В изученном корренситоподобном минерале, состоящем из смектитовых и хлоритовых слоев и содержащем K_2O в количестве 0,44%, калий может или быть сорбированным, или входить в смектитовые межслои, образуя смешаннослойный пакет в структуре минерала. Возможно, с этим обстоятельством связано некоторое нарушение целочисленности значений *d* от 32,2 Å на дифрактограммах глицеринового комплекса корренситоподобного минерала (обр. 80–2–98–102; см. рис. 50). Тенденция к послойному обогащению смектита калием особенно четко отмечается при микрозондировании крупных веерообразных агрегатов этого минерала (обр. 88–2–0–6; рис. 56, см. вкл.). На снимках отчетливо видна полосчатость распределения калия и равномерность распределения магния. Смектитовые компоненты измененных долеритов являются концентраторами калия. По данным микрозондирования, в смектитах содержание K_2O может доходить до 23%. В таких смектитах калий формирует слюдистые слои, среднее содержание которых в суммарных кристаллитах составляет около 15%. Почти все исследованные смектиты в измененных базальтоидах океанического субстрата содержат небольшое количество слюдистых пакетов.

Анализ химических данных, пересчитанных на объемные веса измененных долеритов скв. 471 (см. табл. 21), свидетельствует, что только калий привносится в долериты при их интенсивном изменении. Магний в изученном разрезе в значительном количестве привносится в породу, соответствующую обр. 88–2–0–6. В ней наряду со смектитом под действием привнесенного магния формируется самостоятельная хлоритовая фаза. Во всех остальных случаях при процессах вторичного изменения долеритов осуществлялось перераспределение химических элементов между протоминералами и вторичными продуктами. Такой характер геохимических процессов мог иметь место при растворении протоминералов маломинерализованными термальными водами и синтезе из этих растворов новых минералов. Такими вторичными образованиями являются глинистые минералы, представленные смектитом, корренситом и хлоритом, карбонаты и кремнистые образования. Процесс вторичного изменения долеритов сопровождался сильной гидратацией пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди вулканических пород, поднятых в результате бурения, распространены две структурные разновидности: базальты и долериты. Если первая разновидность однозначно интерпретируется как эффузивная, то вторая – предположительно как субинтрузивная (полого наклоненные или субгоризонтальные дайки или силлы). Большая часть изученных вулканических пород (все базальты и долериты скв. 473) по своему химизму может быть отнесена к абиссальным океаническим толеитам. Долериты скв. 469 и 471 являются аналогами щелочных оливиновых базальтов. По всем петрохимическим параметрам изученные породы (независимо от степени их измененности) близки к типичным средним, не трансформированным составам толеитовой и щелочной оливин-базальтовой серии, что свидетельствует об изохимичности процессов вторичного минералообразования.

Локализация глинистых минералов (выполнение везикул, трещин) указывает на участие в процессе вторичного преобразования пород слабо минерализованных движущихся термальных растворов. Характер распределения глинистых минералов в вулканических породах, поднятых из различных скважин, указывает на отсутствие в них вертикальной гидротермальной зональности. Максимальные изменения пород приурочены к зонам дробления. Среди вторичных минералов преобладают различного типа смектиты, а в долеритах скв. 471, кроме того, широко развиты корренсит и хлорит. В распределении глинистых минералов в этой скважине наблюдается некоторая зональность, что выражается в уменьшении роли хлоритового компонента сверху вниз по разрезу. При сопоставлении характера и степени вторичного изменения пород с их химическим составом не выявляется отчетливо проявленных различий между вторичными минералами, развивающимися по породам, принадлежащим к двум различным петрохимическим группам. Очевидно, различия в химизме пород толеитовой и щелочно-оливиновой групп и условия их преобразования не настолько существенны, чтобы привести к формированию различных комплексов вторичных минералов. Вместе с тем состав вторичных минералов (глинистых), безусловно, наследует состав исходных пород: все они прежде всего характеризуются высокой магнезиальностью и железистостью. Формирование корренсита и хлорита по долеритам в скв. 471 связано, видимо, не с отличиями в их химизме, а с более высокотемпературной, чем на участках других скважин, гидротермальной деятельностью. Об этом свидетельствует не только интенсивная хлоритизация смектитов, но и богатая сульфидная минерализация, связанная с развитием пирита, халькопирита и сфалерита в перекрывающих долериты доломитизированных осадочных породах.

В результате вторичного изменения пород происходят лишь локальное и весьма незначительное перераспределение по разрезу только некоторых главных элементов (калий, железо, магний) и достаточно сильная гидратация пород. При этом в одних случаях незначительный привнос калия сопровождается выносом магния и железа, в других – привносом этих элементов. Известны также случаи выноса калия, железа и магния. Установленная разнонаправленность процесса миграции элементов при вторичном преобразовании пород каждого разреза также свидетельствует только о перераспределении содержаний главных породообразующих элементов без их существенного привноса. Выявленные повышенные концентрации калия в некоторых породах далеко не всегда сопровождаются сильными вторичными изменениями пород. Обычно главным концентратором калия в измененных породах являются смектиты, иногда смектитовые межслои в корренсите и калиевый полевой шпат.

НЕОГЕНОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ

Неогеновые диатомовые отложения очень широко распространены по окраинам Тихого океана [Orr, 1972; Ingle, 1973; Garrison, 1976; Ingle et al., 1978]. Во многих районах постседиментационные преобразования, связанные с захоронением первично органогенно-кремнистых осадков приводят к частичной или полной потере орга-

ногенной структуры и к образованию порцелланитов, кремнистых сланцев и кремней. Как было показано многими исследователями, эти изменения сопровождаются минералогическими преобразованиями кремнезема в направлении: биогенный аморфный опал (опал-А) → кристобалит (опал-СТ) → кварц [Takahashi, 1922; Bramlette, 1946; Mizutani, 1970; Murata, Larson, 1975; Garrison et al., 1975; Гречин, 1972; 1976; Kastner, 1976; Mits, Taguchi, 1977; Hein et al., 1978].

Экспериментальные работы показали, что время, температура и геохимические условия являются главными факторами, контролирующими направление и степень преобразования кремнезема [Mizutani, 1966, 1967, 1970; Ernst, Calvert, 1969; Kastner et al., 1977], при этом и в природе, и в лабораторных экспериментах устанавливается, что минералогические зоны могут частично перекрываться. В пределах кристобалитовой зоны значение отражения d_{101} опала-СТ, как выяснено при рентгеновском изучении, постепенно уменьшается с увеличением степени изменения. Эти наблюдения полезны при восстановлении термодинамической истории осадков, особенно для фрагментарных разрезов и их сопоставления [Murata, Nakata, 1974; Murata, Larson, 1975; Murata, Randall, 1975; Mitsui, Taguchi, 1977; Mizutani, 1977; Hein et al., 1978; Isaaes, 1979; Pisciotto, 1978, 1979; Murata et al., 1969].

В 63-м рейсе "Гломара Челленджера" получена информация о неогеновых кремнистых осадках и породах, развитых в пределах Калифорнийского континентального бордерленда (широкая переходная зона между Американским континентом и ложем Тихого океана) и на океаническом ложе вдоль побережья п-ова Калифорния [Jrechin, Pisciotto et al., 1981]. В данном разделе описывается распространение, состав и постседиментационные преобразования кремнистых отложений; проводится краткое сопоставление этих преобразований с другими сопутствующими процессами (литификация осадков, изменения карбонатного и вулканического материала). Кроме того, проводится сравнение фациального облика изученных в 63-м рейсе отложений и их постседиментационных преобразований с отложениями других районов Тихого океана и его обрамления.

ТЕРМИНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поскольку в геологической литературе нет общепринятых названий для тех или иных минеральных модификаций кремнезема и кремнистых пород, использование некоторых терминов нуждается в разъяснении. Названия "опал-А" и "опал-СТ" для минеральных форм кремнезема употребляются в соответствии с терминологией Дж. Джонса и Э. Сегнита [Jones, Segnit, 1971], согласно которой опал-А – аморфный биогенный опал, опал-СТ – неупорядоченные α-кристобалит и α-тридимит, возникающие в основном за счет преобразования биогенного опала. Вслед за другими авторами [Taliaferro, 1934; Bramlette, 1946; Murata, Larson, 1975; Keene, 1975] термины "кремень" и "порцелланит" мы употребляем для отражения структурных особенностей и внешнего облика пород с добавлением там, где это возможно, минералогических определений.

Таким образом, кремнями называются окрашенные в разные цвета твердые криптокристаллические породы с раковистым изломом, со стекловатым, полустекловатым или восковым блеском, состоящие преимущественно из кремнезема, который может быть как опалом-СТ, так и кварцем (халцедоном). Порцелланитами называются тонкокристаллические породы, матовые или со слабым блеском, напоминающие неглазурованный фарфор, сложенные главным образом опалом-СТ.

Текстурные и структурные характеристики пород получены при изучении кернов и шлифов, а для изучения микроструктур использовался также сканирующий электронный микроскоп. При минералогическом исследовании кремнезема использовался обычный рентгеновский анализ при скорости сканирования 1°/мин с Ni-фильтром и Cu-катодом. Для более точного определения d_{101} опала-СТ скорость сканирования

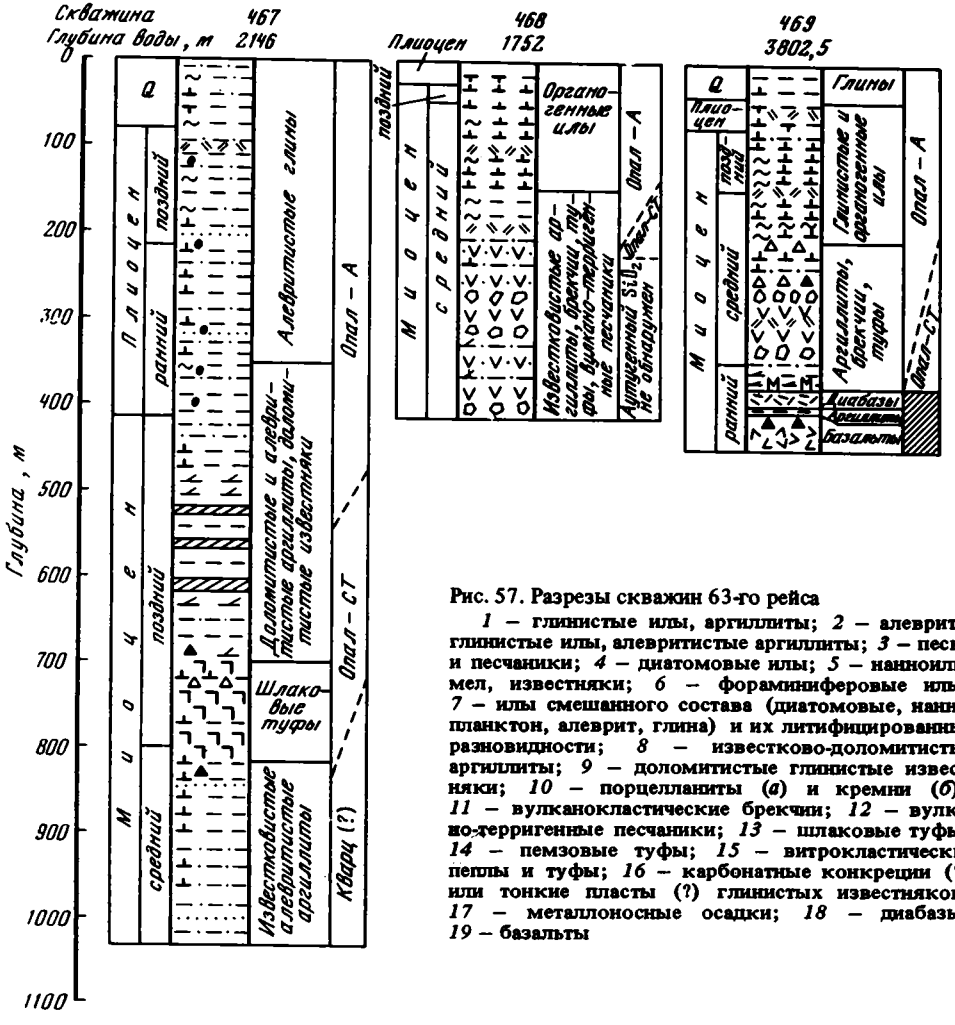


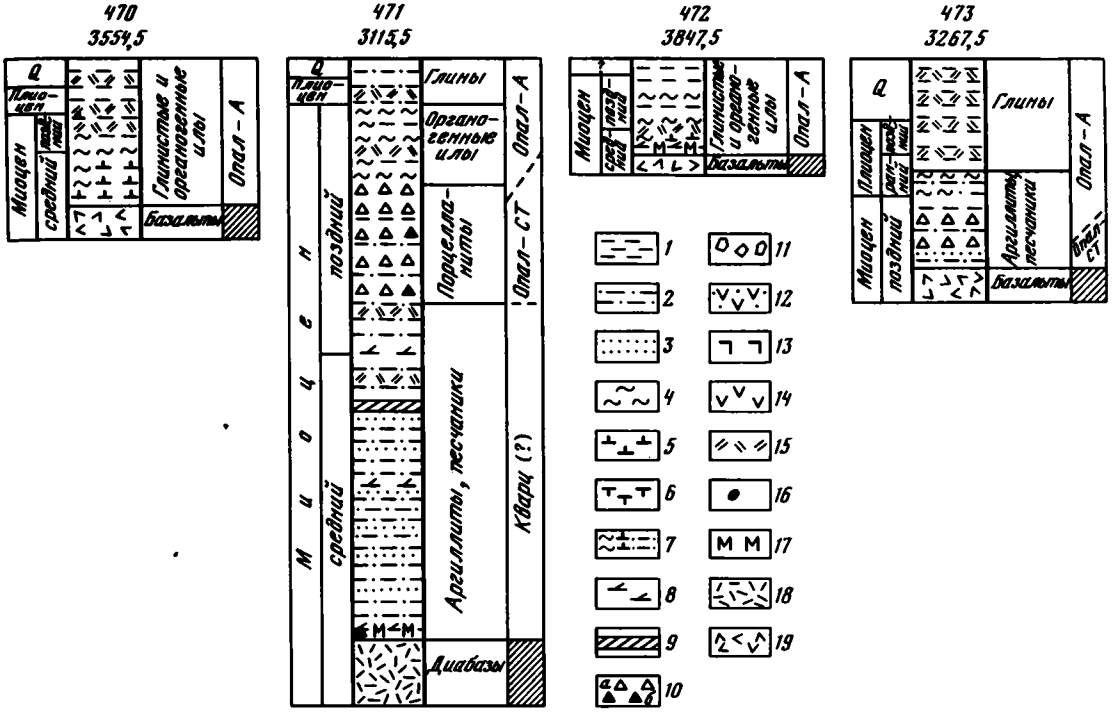
Рис. 57. Разрезы скважин 63-го рейса

1 – глинистые илы, аргиллиты; *2* – алеврито-глинистые илы, алевритистые аргиллиты; *3* – пески и песчаники; *4* – диатомовые илы; *5* – наннопилы, мел, известняки; *6* – фораминиферовые илы; *7* – илы смешанного состава (диатомовые, наннопланктон, алеврит, глина) и их литифицированные разновидности; *8* – известково-доломитистые аргиллиты; *9* – доломитистые глинистые известняки; *10* – порцелланиты (*а*) и кремни (*б*); *11* – вулканокластические брекчии; *12* – вулкано-терригенные песчаники; *13* – шлаковые туфы; *14* – пемзовые туфы; *15* – витрокластические пеплы и туфы; *16* – карбонатные конкреции (?) или тонкие пласты (?) глинистых известняков; *17* – металлоносные осадки; *18* – диабазы; *19* – базальты

составляла 0,5°/мин, а в качестве внутреннего стандарта использовался кварц [Murata, Larson, 1975].

Химический состав определялся классическим методом мокрой химии в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиком В.Б. Рычковой. Содержание растворимых и нерастворимых форм кремнезема определялось С.Н. Гордеевой химическим путем по методике, основанной на их различной растворимости в кислотах и щелочах [Залманзон, 1957]. По этой методике содержание нерастворимого кремнезема определяется разложением породы в фосфорной кислоте с удельным весом 1,8 г/см^3 в течение 15 мин при температуре 250–280° С. После удаления растворимого кремнезема 5%-ным раствором Na_2CO_3 нерастворимый осадок представляет собой свободный кремнезем, главным образом кварц. Чистоту полученного кремнезема проверяют обработкой плавиковой кислотой.

Содержание растворимых форм определяется в содовых вытяжках после двукратной обработки 5%-ным раствором Na_2CO_3 с нагреванием в течение 2 ч на водяной бане. Для контроля за возможным разложением алюмосиликатов в содовых вытяжках определяется также содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3. Для более полного удаления растворимых форм двукратная обработка содовым раствором с последующим определе-



нием в вытяжках SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3 повторяется несколько раз. Суммируя значения содержания растворимого кремнезема в последовательном ряду содовых вытяжек, мы все более приближаемся к истинному содержанию растворимых форм в породе. Содержания растворимого и нерастворимого кремнезема в сумме дают содержание в породе свободного (не связанного в алюмосиликатах) кремнезема.

Все проанализированные химическим методом образцы изучались также под микроскопом и рентгеновским методом.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Основными породообразующими компонентами миоцен-голоценовых отложений, вскрытых скважинами 63-го рейса (рис. 57), служат органогенный или аутигенный кремнистый и карбонатный материал, терригенный (глинистый и алевро-псаммитовый), а иногда и вулканогенный материал. Относительное количество породообразующих компонентов в разрезах варьирует в широких пределах, и кремнистый материал иногда составляет лишь незначительную примесь в таких осадках, как, например, существенно глинистые или известковые илы. Однако большим распространением пользуются и три большие категории пород, в которых свободный кремнезем играет существенную или главную роль: диатомиты, порцелланиты (и кремнистые аргиллиты) и кремни. Их основные особенности и рассматриваются ниже.

Диатомовые отложения

Эти отложения, вероятно, представляют собой исходный материал, из которого формируются порцелланиты, кремнистые аргиллиты и некоторые кремни. Состав диатомовых осадков изменяется в широких пределах: от диатомовых глин (содержат варьирующие количества аутигенного карбоната, карбонатной микрофауны, радиолярий,

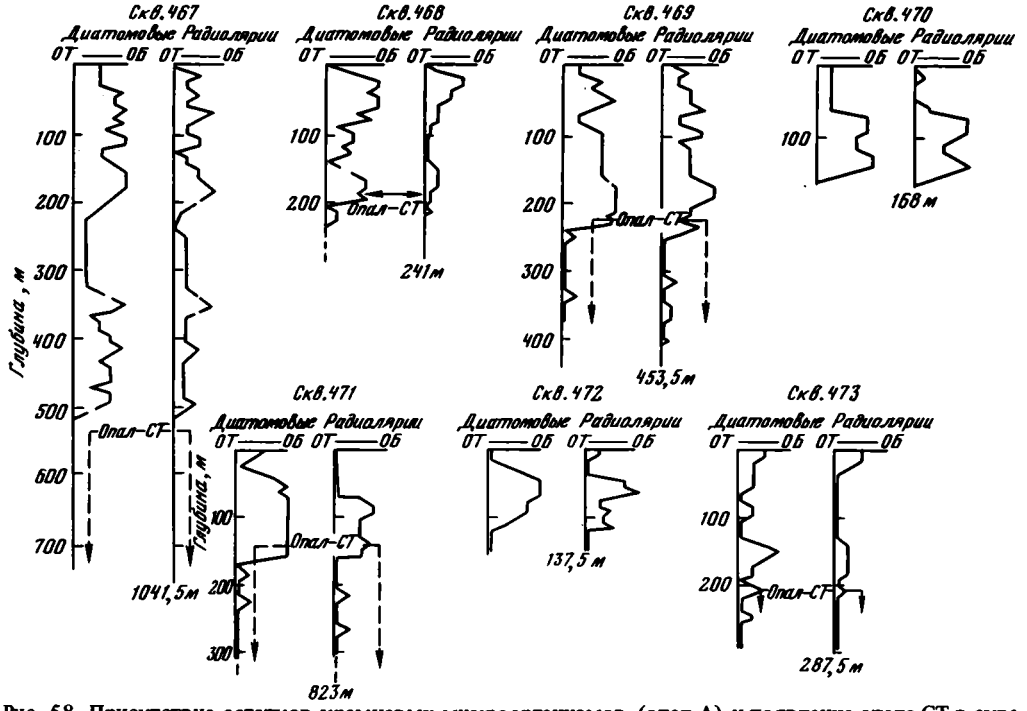


Рис. 58. Присутствие остатков кремневых микроорганизмов (опал-А) и появление опала-СТ в скважинах 63-го рейса

от — отсутствие остатков; об — обильные остатки

спикул губок, терригенного кварца и полевого шпата) до относительно чистых диатомовых илов. Биогенный кремнезем во всех случаях представлен опалом-А.

Осадки мягкие, и в большинстве кернов первичные осадочные текстуры нарушены при бурении. Можно предполагать, что диатомовые осадки интенсивно биотурбированы так же, как и ассоциирующие с ними известковистые отложения, в которых следы жизнедеятельности илоедов видны лучше.

Диатомовые отложения, в которых биогенный кремнезем представлен опалом-А, могут встречаться на любом стратиграфическом уровне (от среднего миоцена до голоцена), если только они из-за глубины захоронения не попадают в зону опала-СТ (см. рис. 57). Появление же в разрезе аутигенного опала-СТ обычно совпадает с уменьшением количества и ухудшением сохранности остатков кремневых организмов (рис. 58).

Порцелланиты и кремнистые аргиллиты

Порцелланиты и кремнистые аргиллиты – наиболее широко распространенные кремнистые породы на станциях 63-го рейса. Опал-СТ во всех случаях служит преобладающим кремнистым минералом, хотя обычно в небольшом количестве отмечается и аутигенный кварц (халцедон). Другими компонентами (помимо свободного кремнезема) служат глинистое вещество и карбонаты. Реликты первичной органогенной структуры сохраняются то более, то менее отчетливо. Осадочные текстуры, за исключением интенсивной биотурбированности, обычно плохо выражены. Иногда отмечается неотчетливая субгоризонтальная линзовидная слоистость или тонкая ленточная слоистость.

В разрезе скв. 467 порцелланиты не встречены. Верхнемиоценовые биотурбирован-

ные известковистые аргиллиты здесь только сцементированы опалом-СТ, но не имеют стекловатого или фарфоровидного облика кремней или порцелланитов.

В скв. 468 в среднемиоценовых отложениях встречено лишь несколько фрагментов порцелланитов. Эти породы интенсивно биотурбированы и содержат больше кремнезема и меньше карбоната, чем известковистые аргиллиты из скв. 467.

Кремнистые породы в разрезе скв. 469 представлены в основном известковистыми порцелланитами и кремнистыми глинистыми известняками (мелом). Преобладающей формой кремнезема служит опал-СТ, который присутствует в виде обильного пятнистого цемента и выполняет остатки кремневых организмов. Кроме того, опал-СТ иногда служит цементом вулканокластических брекчий. И, наконец, в основании осадочного чехла на контакте с диабазовым силлом (керн 39) встречены кремнистые доломиты, имеющие структуру и внешний вид порцелланитов, но с преобладающей формой кремнезема, представленной кварцем.

Самая мощная толща порцелланитов и глинистых порцелланитов пробурена в скв. 471. Эти верхнемиоценовые породы интенсивно биотурбированы, характеризуются высоким содержанием опала-СТ. Иногда присутствуют и кремни, сложенные опалом-СТ. Ниже эти породы сменяются мощной толщей среднемиоценовых алевритистых аргиллитов с частыми тонкими прослоями песчаных турбидитов. Плохой выход керна не дает полного представления о характере кремнистой толщи. При каротаже скважины установлено, что в разрезе чередуются тонкие интервалы относительно твердых кремнистых пород (порцелланитов) и более мягких осадков (возможно, неизмененных диатомитов).

Кремнистые породы в разрезе скв. 437 также имеют верхнемиоценовый возраст и представлены порцелланитами, сходными с развитыми в разрезе скв. 471, а также кремнистыми алевритистыми аргиллитами. Преобладающей формой кремнезема также служит опал-СТ.

Кремни

В разрезах скважин 63-го рейса кремни присутствуют в гораздо меньшем количестве, чем порцелланиты и кремнистые аргиллиты. Встречено две формы кремней: 1) рассеянные конкреции и тонкие прослои в осадочных породах и 2) небольшие жилки и тела (?) в базальтах фундамента.

Кремнистые конкреции и тонкие прослои кремней среди осадочных пород встречены в разрезах скв. 467 и 471. Вопрос об их конкреционной или пластовой форме, из-за небольших размеров фрагментов не всегда решается однозначно. В скв. 467 мелкие фрагменты черных стекловатых кремней, сложенных опалом-СТ, встречены в кернах 71 и 77 на глубине около 662 и 720 м соответственно. Вероятно, большинство из них представляет собой небольшие конкреции в карбонатных аргиллитах. Ниже, в кернах 79 и 92 (738 и 826 м соответственно), встречены мелкие конкреции черных кварцевых кремней. Концентрическое строение одного из образцов сходно с обликом кремней, описанных в монтерейских сланцах, францисканских кремней, кремней из гор Сьерра-Невада в Калифорнии и из арканзасских новакулитов [Taliaferro, 1934].

Несколько кремней, состоящих из опала-СТ, встречено в 150-метровой толще порцелланитов в разрезе скв. 471. Эти кремни все еще сохраняют многие осадочные текстуры, такие, как следы биотурбаций и тонкую ленточную слоистость. Как и в разрезе скв. 467, эти породы представляют собой продукт постседиментационных изменений диатомовых осадков, а опал-СТ присутствует в виде криптокристаллической массы, среди которой иногда различимы остатки кремневых организмов.

В той же скв. 471, но уже между гидротермально-измененными диабазами и диабазовыми брекчиями и перекрывающими их металлоносными осадками и доломитизированными породами с халькопиритовой и сферолитовой минерализацией встречен обломок черного кремня, сложенного микрокристаллическим кварцем, в котором не обнаруживаются остатки кремневых организмов.

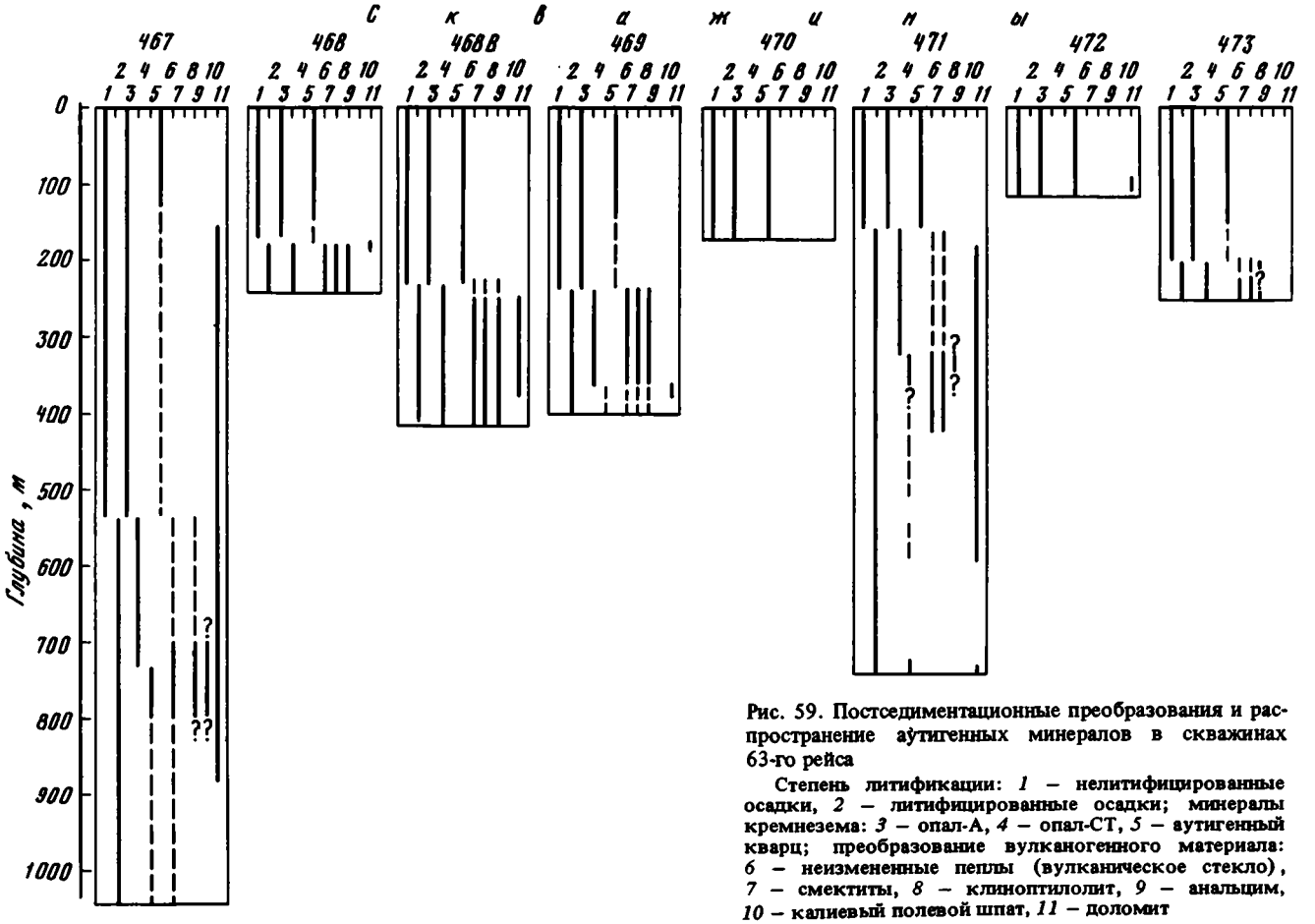


Рис. 59. Постседиментационные преобразования и распространение аутигенных минералов в скважинах 63-го рейса

Степень литификации: *1* – нелитифицированные осадки, *2* – литифицированные осадки; минералы кремнезема: *3* – опал-А, *4* – опал-СТ, *5* – аутигенный кварц; преобразование вулканогенного материала: *6* – неизмененные пеплы (вулканическое стекло), *7* – смектиты, *8* – клиноптилолит, *9* – анальцим, *10* – калиевый полевой шпат, *11* – доломит

Иной облик имеют кремни в ассоциации с базальтами скв. 469. Это красновато-коричневые породы, которые в одних случаях выполняют тонкие жилки в базальтах, а в других, видимо, являются маломощными и подчиненными межпластовыми образованиями. Среди микрокристаллического кварца, слагающего эти породы, остатков кремневых организмов не обнаружено. Один из образцов представляет собой сферолитовую яшму, по структурным и минералогическим особенностям похожую на яшмы, ассоциирующие с пиллоу-базальтами францисканского комплекса в Калифорнии.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛОВ КРЕМНЕЗЕМА

Данные о распространении биогенного (опал-А) и аутигенного (опал-СТ, кварц) кремнезема в разрезах скважин 63-го рейса (рис. 59) основываются на обычном рентгеновском анализе. Опал-А присутствует в разрезах всех скважин в форме остатков кремнистых микроорганизмов, преимущественно диатомовых водорослей и в меньшей степени радиолярий, спикул губок и силикофлягеллят. В скв. 470 и 472 он распространен по всему разрезу осадочного чехла мощностью 167 и 112 м соответственно. На остальных пяти станциях опал-А вниз по разрезу сменяется опалом-СТ. Переход может осуществляться в интервале нескольких десятков метров или быть довольно резким.

В разрезах скв. 468, 469, 471 и 473 опал-СТ становится преобладающей минеральной формой кремнезема на глубинах от 160 до 235 м, а в скв. 467 – гораздо глубже (около 535 м). В разрезе скв. 471 граница между зонами опала-А и опала-СТ совпадает с сильным сейсмическим отражением, которое может быть прослежено на расстояние, по крайней мере, 80 км к северо-западу вдоль западного побережья п-ова Калифорния.

В пределах зоны опала-СТ в разрезах скв. 467, 469 и 471 отражение d_{101} опала-СТ в общем уменьшается от 4,10–4,12 до 4,07–4,08 Å, хотя в деталях наблюдаются отклонения от этой общей тенденции (рис. 60). Четыре проанализированных образца из скв. 473 свидетельствуют об уменьшении отражения d_{101} от 4,12 до 4,09 Å в интервале, не превышающем 30 м. Рефлекс d_{101} одного проанализированного образца из скв. 468 равен 4,10 Å.

В скв. 468, 469 и 473 опал-СТ распространен до основания вскрытого разреза осадочного чехла, а в разрезах скв. 467 и 471 ниже зоны опала-СТ можно достаточно уверенно предполагать существование зоны аутигенного кварца. О его присутствии в разрезе скв. 467 свидетельствуют изолированные конкреции кварцевого состава, встреченные на глубинах 738 и 862 м в кернах 79 и 92, а также установленная и рентгеновским, и химическим анализом примесь свободного тонкокристаллического, частично растворимого кварца в глинистых известняках (обр. 467–98–2–44–46; табл. 27 и 28). Таким образом, мощность зоны опала-СТ в разрезе этой скважины, вероятно, около 200 м. Отсутствие высококремнистых разностей пород и обилие терригенного

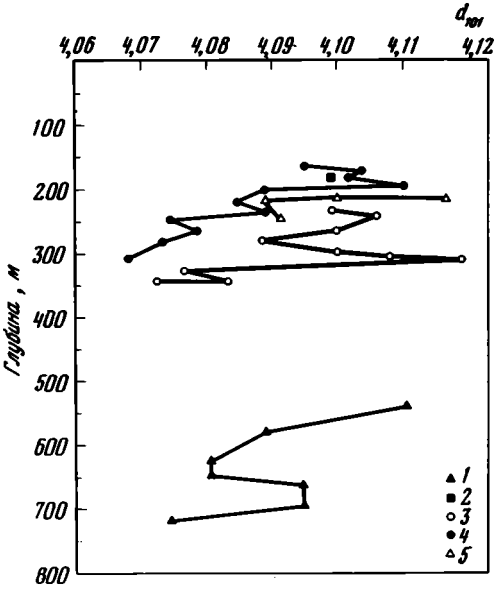


Рис. 60. Изменение значений отражения d_{101} опала-СТ в скважинах 63-го рейса

Скважины: *1* – 467, *2* – 468, *3* – 469, *4* – 471, *5* – 473

Таблица 27

Химический состав кремнистых и глинистых пород, вскрытых скважинами 63-го рейса (вес. %)

№ * п/п	№ обр.	Глубина, м	Форма SiO_2 * 2	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
1	467–19–5–115–120	174,5	A	45,32	0,42	5,12
2	467–40–3–12–16	370,1	A	49,08	0,52	10,31
3	467–69–1–130–134	643,8	C	54,82	0,42	6,48
4	467–78–1–61–62	728,6	Q	91,71	0,17	0,42
5	467–79–1–30–31	737,8	Q	95,67	0,17	0,56
6	467–92–1–116–118	862,2	Q	91,74	0,17	0,53
7	467–98–2–44–46	919,9	Q	34,93	0,33	5,54
8	469–24–6–10	219,5	A	57,63	0,50	10,85
9	469–36–1–62–66	331,1	C	73,33	0,33	6,40
10	470–11–4–110–115	100,1	A	59,34	0,52	9,25
11	471–10–5–120–125	92,7	A	68,37	0,32	5,64
12	471–17–2–120–125	154,7	A	71,00	0,25	4,86
13	471–18–CC–16–20	171,0	C	87,96	0,14	2,77
14	471–19–CC–13–17	180,5	C	89,77	0,09	1,50
15	471–23–1–0–5	209,0	C	76,75	0,37	6,46
16	471–28–CC–29–31	266,0	C	80,13	0,33	5,77
17	471–30–1–35–37	275,9	C	84,02	0,27	4,10
18	471–35–3–26–30	326,3	Q	65,54	0,58	12,71
19	472–1–2–60–65	2,1	–	50,78	0,70	14,80
20	472–6–3–80–85	47,3	A	62,89	0,34	7,54
21	473–13–2–90–95	107,4	–	53,85	0,70	15,83
22	473–28–1–2–5	238,0	C	74,83	0,34	7,58

* К табл. 27, 28: 1–2 – кремнисто-известковистая глина; 3 – кремнисто-известковистый аргиллит; 4–6 – кремень; 7 – кремнистый мел; 8 – глинистый диатомовый ил; 9 – порцелланит; 10 – глинистый диатомовый ил; 11–12 – диатомовый ил; 13 – кремень; 14–17 – порцелланит;

Таблица 27 (окончание)

№ п/п	H_2O^+	H_2O	P_2O_5	CO_2	C	SO_3
1	3,14	2,74	0,21	10,05	4,10	0,80
2	3,10	2,62	0,23	6,05	3,21	1,07
3	3,42	2,22	0,45	4,20	7,72	1,32
4	1,58	0,42	0,07	0,0	0,98	–
5	0,79	0,33	0,03	0,0	0,19	–
6	1,25	0,37	0,07	0,75	0,30	0,38
7	1,64	1,36	0,26	20,35	2,04	0,46
8	4,71	2,36	0,25	1,50	0,0	0,87
9	2,65	2,50	0,15	1,10	0,05	0,99
10	3,97	3,38	0,16	1,85	0,33	1,02
11	4,06	4,01	0,26	0,0	0,89	1,25
12	5,50	3,40	0,20	0,0	0,71	1,25
13	2,10	2,12	0,11	0,0	0,0	0,23
14	1,37	1,93	0,06	0,0	0,55	0,64
15	2,21	2,43	0,15	0,0	0,64	0,46
16	2,11	1,90	0,23	0,0	0,35	0,40
17	1,96	1,62	0,23	0,60	0,54	–
18	2,76	2,83	0,21	0,25	0,35	0,41
19	5,73	4,45	0,02	0,0	0,40	0,74
20	3,83	4,92	0,12	0,0	0,27	1,50
21	3,85	4,34	0,05	0,0	0,87	1,08
22	2,22	2,99	0,32	0,0	0,14	0,29

FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
0,58	4,89	0,01	1,10	15,61	2,87	1,27
1,36	4,20	0,03	1,96	8,87	2,58	1,75
0,70	3,79	0,02	1,25	7,12	1,97	1,11
0,41	2,44	–	0,25	1,06	0,39	0,18
0,15	1,12	0,0	0,34	0,35	0,29	0,12
0,10	1,22	0,0	0,60	1,98	0,29	0,18
0,73	1,92	0,02	1,52	25,57	1,47	0,94
0,85	5,40	0,11	3,02	3,19	3,96	2,87
0,71	3,92	1,03	1,85	1,29	1,60	1,75
0,89	4,82	0,10	3,09	3,66	3,82	2,44
0,49	3,38	0,02	1,78	1,28	3,82	1,27
0,61	1,49	0,02	1,56	1,15	3,54	1,05
0,40	1,63	0,02	0,51	0,73	0,58	0,49
0,26	1,30	0,01	0,58	0,43	0,48	0,31
0,72	3,05	0,03	1,78	0,84	1,60	1,33
0,60	2,08	0,02	1,30	1,03	1,60	1,05
0,54	2,01	0,01	0,92	0,86	1,13	0,77
1,57	3,02	0,04	2,25	1,85	2,70	2,44
0,07	6,92	0,78	3,22	1,85	4,69	2,87
0,71	4,34	0,16	2,67	1,26	4,69	1,99
1,29	4,71	0,17	2,62	1,85	3,70	3,29
1,00	2,99	0,04	1,79	1,44	1,97	1,66

18 – кремнистый аргиллит; 19 – глина; 20 – глинистый диатомовый ил; 21 – глина; 22 – порцелланит.

*2 A – опал-A; C – опал-CT; Q – кварц.

*3 Потери при прокаливании, включающие летучие компоненты, не определявшиеся при анализе.

Cl	S	П.п.п.*3	Сумма	O=S	O=Cl	Сумма
1,67	–	–	99,90	–	0,37	99,53
1,08	0,77	2,16	101,95	0,39	0,25	100,31
0,67	0,78	1,83	100,29	0,39	0,15	99,75
–	–	–	100,08	–	–	100,08
–	–	–	100,11	–	–	100,11
0,0	–	–	99,93	–	–	99,93
0,31	0,74	–	100,13	0,37	0,07	99,69
1,74	0,85	–	100,66	0,42	0,40	99,84
0,47	0,16	–	100,28	0,08	0,11	100,09
2,28	–	–	100,92	–	0,52	100,40
3,16	0,45	–	100,45	0,22	0,72	99,51
3,30	0,67	–	100,56	0,33	0,75	99,48
0,11	–	–	99,90	–	0,03	99,87
0,16	0,24	–	99,68	0,12	0,04	99,52
0,49	0,94	–	100,25	0,47	0,11	99,67
0,54	0,70	–	100,14	0,35	0,12	99,67
–	–	–	99,58	–	–	99,58
0,39	0,41	–	100,31	0,21	0,08	100,02
2,88	0,08	–	100,98	0,04	0,65	100,29
2,91	0,32	–	100,46	0,16	0,65	99,65
1,56	0,67	–	100,43	0,34	0,35	99,74
0,42	0,23	–	100,25	0,12	0,08	100,04

Таблица 28

Содержание нерастворимого и растворимого SiO_2 (в вес. %) в кремнистых породах, вскрытых скважинами 63-го рейса

№ обр.*	SiO_2		Содержание		
			I + II		
	валовое содержание	нерастворимый	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
467–19–5–115–120	45,32	5,23	11,50	0,07	0,06
467–40–3–12–16	49,08	6,98	6,90	0,09	0,04
467–69–1–120–134	54,82	5,37	20,90	0,06	0,04
467–78–1–61–62	91,71	58,78	11,80	0,08	0,08
467–79–1–30–31	95,67	77,82	8,70	0,03	0,06
467–92–1–116–118	91,74	62,67	10,50	0,08	0,06
467–98–2–44–46	34,93	10,09	3,40	0,08	0,06
469–24–3–6–10	57,63	5,24	5,90	0,10	0,05
469–36–1–62–66	73,33	2,95	25,00	0,07	0,03
470–11–4–110–115	59,34	8,20	9,50	0,07	0,03
471–10–5–120–125	68,37	3,22	15,80	0,04	0,05
471–17–2–120–125	71,00	3,44	23,40	0,04	0,04
471–18–CC–16–20	87,96	3,31	28,20	0,02	0,03
471–19–CC–13–17	89,77	5,96	26,20	0,01	0,03
471–23–1–0–5	76,75	3,57	24,20	0,02	0,03
471–28–CC–29–31	80,13	4,89	26,10	0,03	0,03
471–30–1–35–37	84,02	6,31	31,00	0,04	0,03
471–35–3–26–30	65,54	12,28	5,20	0,14	0,03
473–28–1–2–3	74,83	5,69	25,80	0,03	0,03

*Литологическую характеристику образцов см. в примечании к табл. 27.

Таблица 28 (окончание)

№ обр.*	Содержание компонентов в содовых вытяжках, %					
	VII + VIII			IX + X		
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
467–19–5–115–120	2,70	0,07	0,01	–	–	–
467–40–3–12–16	1,35	0,06	0,02	–	–	–
467–69–1–120–134	1,44	0,04	0,02	–	–	–
467–78–1–61–62	3,95	0,02	0,01	–	–	–
467–79–1–30–31	3,40	0,03	0,01	–	–	–
467–92–1–116–118	3,10	0,03	0,01	–	–	–
467–98–2–44–46	1,30	0,04	0,02	–	–	–
469–24–3–6–10	2,45	0,10	0,01	–	–	–
469–36–1–62–66	2,15	0,09	0,02	–	–	–
470–11–4–110–115	2,90	0,06	0,01	–	–	–
471–10–5–120–125	6,40	0,04	0,01	5,04	0,08	0,03
471–17–2–120–125	5,00	0,04	0,02	3,82	0,04	0,02
471–18–CC–16–20	8,00	0,08	0,02	5,05	0,10	0,02
471–19–CC–13–17	7,20	0,07	0,03	4,20	0,09	0,02
471–23–1–0–5	2,00	0,10	0,03	–	–	–
471–28–CC–29–31	3,25	0,08	0,02	1,85	0,08	0,02
471–30–1–35–37	6,50	0,09	0,02	5,60	0,08	0,01
471–35–3–26–30	–	–	–	–	–	–
473–28–1–2–3	1,85	0,06	0,03	–	–	–

компонентов в содовых вытяжках, %

III + IV			V + VI		
SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
4,50	0,14	0,03	3,25	0,06	0,01
3,40	0,14	0,03	3,40	0,10	0,01
4,70	0,11	0,03	2,30	0,08	0,01
6,10	0,04	0,02	4,50	0,03	0,01
4,40	0,04	0,02	3,00	0,03	0,01
4,80	0,07	0,02	2,95	0,03	0,01
2,50	0,04	0,01	2,50	0,03	0,01
4,80	0,18	0,03	3,40	0,11	0,01
7,90	0,08	0,01	4,00	0,10	0,02
5,70	0,09	0,03	5,30	0,08	0,01
13,60	0,04	0,02	5,55	0,05	0,01
10,00	0,04	0,03	6,40	0,04	0,01
16,20	0,08	0,03	10,10	0,04	0,03
16,00	0,10	0,01	9,10	0,04	0,03
8,10	0,16	0,02	4,65	0,07	0,03
6,50	0,11	0,01	7,20	0,07	0,02
7,00	0,10	0,03	8,20	0,09	0,04
2,00	0,08	0,02	–	–	–
6,00	0,10	0,01	5,05	0,08	0,03

кварца в нижних частях разреза скв. 471 затрудняют установление границы зоны опала-СТ и кварцевой. Однако о ее присутствии свидетельствуют и выполненные халцедоном остатки кремневых микроорганизмов, отмеченные в карбонатно-глинистых породах, и примесь аутигенного кремнезема в кремнистых аргиллитах (обр. 471–35–3–26–30; см. табл. 27 и 28), представленная тонкокристаллическим, частично растворимым кварцем (отсутствие опала-СТ подтверждается рентгеновскими данными) на глубине около 325 м. Таким образом, мощность зоны опала-СТ в разрезе скв. 471, вероятно, менее 165 м.

Присутствие кремней в ассоциации с базальтами (скв. 469) или диабазами (скв. 471) связано не с вертикальной зональностью преобразования первичного биогенного кремнезема, а с гидротермальным воздействием.

ДАННЫЕ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Результаты полных силикатных анализов (см. табл. 27) и данные о содержании растворимых и нерастворимых форм SiO_2 (см. табл. 28) могут быть использованы для ориентировочной оценки содержания в породах свободного (не связанного в алюмосиликатах) кремнезема. Поскольку в разрезах скважин 63-го рейса во всех осадках и породах, не содержащих заметной примеси песчано-алевритового материала, преобладающим алюмосиликатным компонентом служит глина, а в составе фракции $< 0{,}001$ мм главным, а иногда и единственным компонентом являются смектиты [Rateev et al., 1981], то для приблизительной оценки количества кремнезема, связанного в алюмосиликатах, по данным полного силикатного анализа, можно воспользоваться отношением $SiO_2/Al_2O_3 = 1/3$ [Хворова, 1968]. Количество свободного кремнезема (не

связанного в алюмосиликатах) в этом случае определяется по разнице валового и связанного в алюмосиликатах.

Во втором случае содержание свободного кремнезема получается при суммировании содержаний растворимого в последовательном ряду содовых вытяжек и нерастворимого кремнезема. Значения содержаний свободного кремнезема, полученные обоими способами, в целом близки между собой.

Химическими методами изучались породы с преобладанием разных минералов кремнезема: биогенного опала (опала-А), кристобалита (опала-СТ) или кварца (халцедона). Для сравнения приведены также анализы пород, почти не содержащих свободного кремнезема: красновато-коричневых пелагических глин (обр. 472–1–2–60–65) и гемипелагических глин (обр. 473–13–2–90–95).

Почти все проанализированные образцы, принадлежащие к зоне опала-А, содержат хотя бы незначительную примесь терригенного кварца, поэтому трудно решить вопрос, является ли весь нерастворимый кремнезем кварцем или же не растворяется и часть биогенного опала. В шлифах порцелланитов, кремней, карбонатно-кремнистых аргиллитов из двух нижних зон терригенный кварц практически отсутствует; в порцелланитах, кроме того, видно присутствие одновременно аутигенных опала-СТ и кварца (халцедона). Можно считать, что свойства кремнезема в этих породах отражают свойства аутигенных разновидностей.

Содержание $SiO_{2вал}$ в диатомовых осадках обычно меньше, чем в порцелланитах и кремнях, но при этом даже высококарбонатные, обогащенные $C_{орг}$ отложения (скв. 467) содержат значительное (до 20–30%) количество свободного кремнезема. Отношение SiO_2/Al_2O_3 в этих породах составляет 5–10. Наибольшие же содержания SiO_2 в диатомитах обнаружены в породах скв. 471: $SiO_{2вал}$ – около 68–71%, SiO_2/Al_2O_3 – 12–15, $SiO_{2своб}$ – 50–55%.

Но даже эти высокие значения меньше содержания кремнезема в наиболее чистых опал-СТ-порцелланитах. Содержание $SiO_{2вал}$ в них достигает 80–90% при отношении SiO_2/Al_2O_3 – от 15 до 60. Содержание $SiO_{2своб}$ не меньше 60–70% и, вероятно, достигает 80%, поскольку большие содержания $SiO_{2раств}$ в последних двух содовых вытяжках позволяют думать, что десятью вытяжками извлечен еще не весь растворимый кремнезем, который в этих породах резко преобладает над нерастворимой формой.

Кварцевые кремни характеризуются еще более высоким содержанием кремнезема; $SiO_{2вал}$ в них больше 90%, SiO_2/Al_2O_3 около 200, и почти весь кремнезем не связан в алюмосиликатах. Хотя на рентгенограммах этих кремней устанавливается только кварц и, по данным химического анализа, нерастворимая форма кремнезема резко преобладает, все же иногда до 30% кремнезема (в кремнях из скв. 467) извлекается содовыми вытяжками. Видимо, некоторые свойства аутигенного кремнезема отличаются от идеального кварца, возможно, из-за его тонкой кристалличности [Гречин, 1972, 1976; Fournier, 1973].

Относительное увеличение содержания кремнезема по мере преобразования первично биогенных осадков в ряду диатомит–порцелланит–кварцевый кремень, по-видимому, связано не только с их возможной более высокой первичной кремнистостью, но и в значительной степени с перераспределением кремнезема в осадочной толще в ходе изменений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геотермический градиент и зональность преобразования кремнезема

При лабораторных и полевых исследованиях кремнистых минералов было показано, что давление, время и температура (т. е. термальная история) являются важнейшими параметрами, влияющими на ход преобразования кремнезема [Mizutani, 1966, 1967, 1970; Ernst, Calvert, 1969; Murata, Larson, 1975]. При связанном с захоронением преобразовании первично биогенных диатомовых осадков по окраинам Тихого океана

Таблица 29

Глубина (в м) до кровли зоны опала-СТ (I) и современный геотермический градиент (в °С/км) (II) в скважинах 63-го рейса

№ скв.	I	II	№ скв.	I	II
467	535	~63	471	161	70–151
468	184 (?)	Не опр.	472	–	~141
469	235	"	473	203	64–160
470	–	"			

Примечание. Прочерк означает отсутствие зоны опала-СТ в скважине.

наименьшая глубина первого появления опала-СТ и мощность зоны опала-СТ связаны обратно пропорциональной зависимостью с величиной современного геотермического градиента: бо́льшая глубина захоронения и бо́льшая мощность зоны опала-СТ отвечают меньшему градиенту [Pisciotto, 1978, 1979]. Данные 63-го рейса о глубине залегания зоны опала-СТ и современном геотермическом градиенте (табл. 29) в целом подтверждают эту тенденцию, так же как и результаты бурения на шельфе непосредственно у берегов Калифорнии, где в пробуренной скважине при современном геотермическом градиенте 48°С/км опал-СТ обнаруживается на глубине около 1000 м [Hein, Vanek et al., 1979; McCulloh, Beyer, 1979].

В скв. 468 и 469 температурные измерения не проводились. Однако небольшая глубина до начала зоны опала-СТ в каждой из них позволяет предполагать, что геотермический градиент здесь ближе к таковому в скв. 471—473, чем в скв. 467, где он характеризуется более низкими значениями. В скв. 468 отсутствуют верхнемиоценовые отложения: поэтому возможно, что среднемиоценовые кремнистые породы, содержащие опал-СТ в подчиненном количестве, когда-то были погружены на большую глубину, и относительно небольшая глубина залегания зоны опала-СТ в этом случае может в большей степени отражать размыв перекрывающих отложений, чем более высокие значения геотермического градиента. Подобная ситуация для скв. 469 маловероятна, поскольку здесь не обнаружено таких существенных размывов и несогласий.

Определения температуры перехода опала-А в опал-СТ по данным 63-го рейса неточны из-за неоднозначности определения геотермического градиента в скважинах [Initial reports..., 1981]. При использовании данных о вычисленном геотермическом градиенте темература перехода опала-А в опал-СТ колеблется от 13 до 52°С. Однако непосредственно измеренные температуры на глубине, близкой к границе зоны опала-СТ, имеют значения около 25° С. На некоторых участках, например, в районе скв. 471, гидротермальная деятельность или контактовое воздействие силлов могут оказывать дополнительное влияние на преобразование кремнистых осадков. Однако в этом случае трудно решить, насколько далеко вверх по осадочному разрезу может распространяться это влияние.

Аналогии с отложениями других районов обрамления Тихого океана

Литофации

Средне- и верхнемиоценовые диатомовые осадки и их преобразованные эквиваленты (кремни, порцелланиты, кремнистые аргиллиты) играют заметную роль в поразительно сходных фациях неогеновых отложений по окраинам Тихого океана. В идеализированной схеме разрез этих отложений начинается с олигоценовых—нижнемиоценовых вулканогенных образований, континентальных или прибрежно-морских обломочных отложений, которые кверху сменяются средне- и верхнемиоценовыми диатомовыми осадками, иногда обогащенными фосфатами в низах и часто перекрытыми плиоцен-четвертичными грубозернистыми отложениями и турбидитами [Ingle, 1973; Garrison, 1975;

Ingle et al., 1978]. Для многих районов отмечается ассоциация с кремнистыми породами туфов и пеплов.

Конечно, в каждом районе набор пород может быть различным, не везде одинакова роль высококремнистых отложений, и речь идет лишь о самых общих чертах сходства. В этом смысле разрезы неогеновых отложений, пробуренных в ходе 63-го рейса, сходны с приведенной выше генерализированной последовательностью фаций. Например, в скв. 467, 468 и 469 на Калифорнийском континентальном бордерленде средне-верхнемиоценовые известковистые аргиллиты, содержащие опал-СТ, а также прослои и (или) конкреции порцелланитов, согласно залегают на толще грубозернистых туфов либо переслаиваются с туфами и брекчиями, а перекрываются плиоцен-четвертичными отложениями (в той или иной степени обогащенными диатомовыми), состоящими преимущественно из алевритистых аргиллитов и глин или из нанноилов и глин с редкими тонкими прослоями пеплов. Сходные отложения наблюдаются на о-ве Санта-Крус в 80 км восточнее скв. 467 [Weaver et al., 1969; Fisher, Charlton, 1976; McLean et al., 1976]. Разрезы похожего строения можно найти и на противоположной стороне океана на Дальнем Востоке СССР [Гречин, 1976] и в Японии [Ingle, 1973; Garrison, 1976], где для кайнозойских отложений очень характерна ассоциация кремнистых пород с туфами.

В разрезе скв. 471 последовательность фаций напоминает разрезы неогеновых отложений в Калифорнии (США) [Bramlette, 1946; Ingle, 1973], на п-ове Калифорния [Ingle, 1973; Minch et al., 1976; Helenes, Ingle, 1979], на побережье Перу [Cheney et al., 1979], в Японии [Garrison, 1976] и на Сахалине [Бродская, Ильинская, 1968]. Кремнистые фации в разрезе этой скважины включают верхнемиоценовые диатомовые илы и глины, залегающие выше порцелланитов. Кремнистые фации подстилаются мощной толщей среднемиоценовых песчано-глинистых турбидитов, содержащих рассеянные фосфатные микроконкреции, а перекрываются маломощной толщей плиоцен-четвертичных нанноглин (см. рис. 59). Аналогичные разрезы в Калифорнии (США; монтерейские сланцы), на п-ове Калифорния (формация Тортугас), в Перу (формация Сехара), на Сахалине (пильская и тумская свиты), в Японии (группа Нанао) также содержат фосфатные образования в некоторых кремнистых фациях (представленных кремнями, порцелланитами, кремнистыми сланцами и диатомитами) и во вмещающих отложениях. Перекрывающие плиоцен-четвертичные осадки в этих районах обычно более грубозернистые по сравнению с таковыми в скв. 471.

Разрезы скв. 470, 472 и 473 имеют много общих черт с фациальным обликом отложений, пробуренных в южной части Берингова моря, в северо-восточной [Hein et al., 1978] и в южной [Initial reports..., 1975, 1976; Brewster, 1980] частях Тихого океана. В разрезе скв. 473 верхнемиоценовые опал-СТ-порцелланиты и аргиллиты залегают ниже диатомовых осадков и глин, богатых пепловым материалом, как и в Беринговом море. В целом сходный разрез скв. 470 отличается отсутствием здесь содержащих опал-СТ кремнистых пород. Разрез скв. 472 отличается от других тем, что средне- и верхнемиоценовые отложения сменяются вверх не терригенными илами, а красновато-коричневыми пелагическими глинами. Такие необычные фациальные изменения в скв. 472, по-видимому, отражают удаленность как от источников терригенного материала, так и от районов высокой продуктивности диатомовых, начиная с позднего миоцена.

Кремни, ассоциирующие с базальтовыми породами в скв. 469 и 471, больше напоминают мезозойские кремни, встречающиеся среди изверженных пород францисканского комплекса в Калифорнии (США) [Davis, 1918; Bailey et al., 1964] или кремни и яшмы северо-восточных Кордильер [Park, 1942, 1946; Danner, 1970], чем кремни в неогеновых диатомовых отложениях тихоокеанского региона. Красновато-коричневые кремни и яшмы в разрезе скв. 469, вероятнее всего, представляют собой небольшие тела кремнистых осадков, первично отложенных на лавовых потоках и затем перекрытых новыми излияниями. Их происхождение сходно с происхождением известняков, залегающих между лавовыми потоками [Garrison, 1972, 1974]. Черные

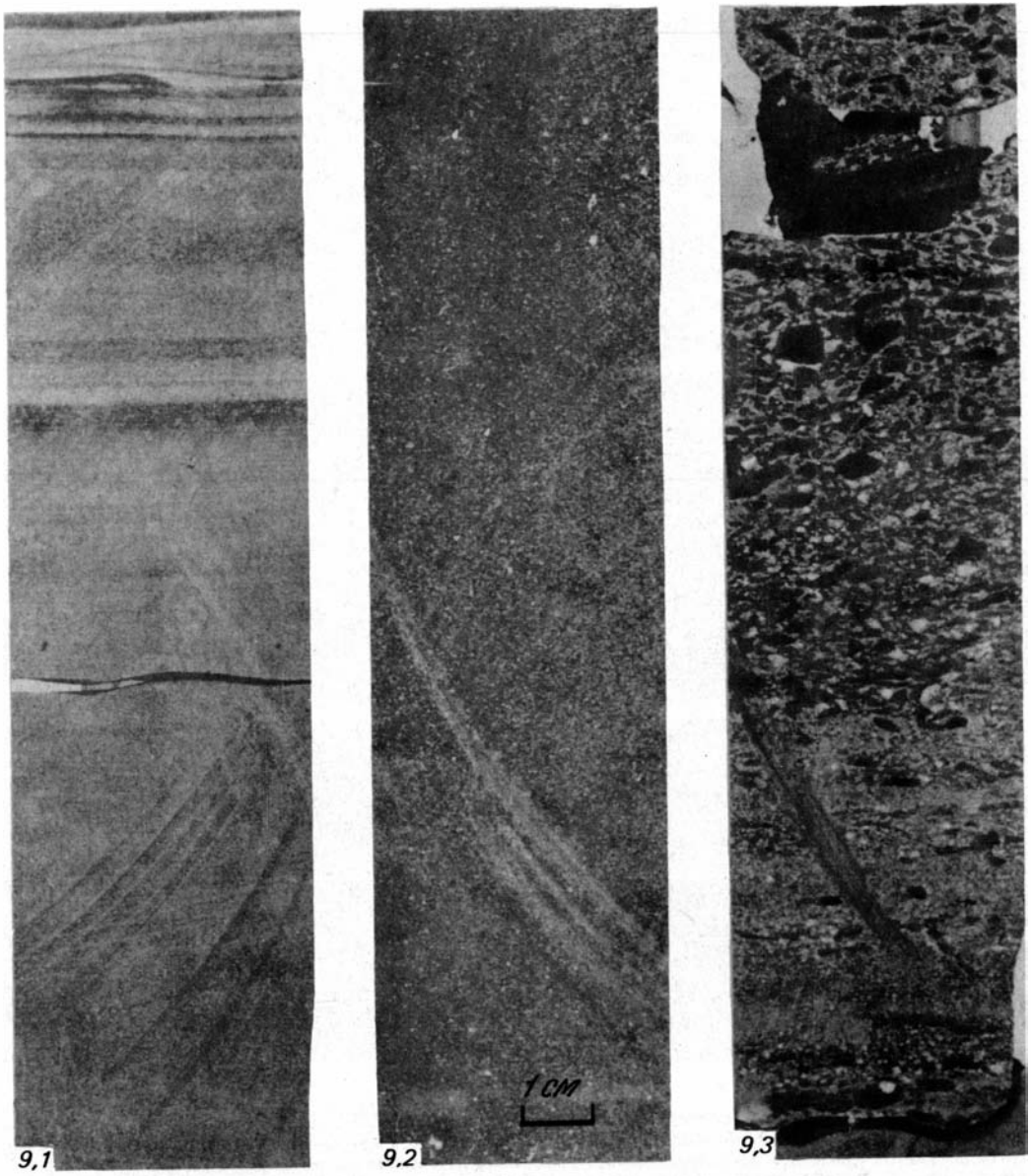


Рис. 9. Образцы керна гиалокластитов скв. 462А

1 – вулканокластический алевролит. Внизу – слабо выраженная мелкая косая слоистость, выполаживающаяся к основанию. Видны две косые серии (мощность верхней 3 см. нижней – 5 см). Вверху – отчетливая горизонтальная слоистость. Около верхней границы фотографии – тонкий прослой с косо-волнистой слоистостью (рябь течения) (обр. 80–1–19–40); *2* – вулканокластический средне-крупнозернистый песчаник с примесью обломков гравийной размерности, в нижней части фотографии – мелкозернистый гравелит. Взаимные переходы различных литологических разностей постепенные. В средней части видны слабо выраженная текстура оползания с наклоном слоев около 65°. Слойки различаются размерностью слагающего их материала; их мощность не превышает 2–3 мм (обр. 80–1–59–79); *3* – вулканомиктовый разнозернистый гравелит, переходящий вверх в вулканомиктовый мелкозернистый песчаник. Гравелит в нижней части слоя состоит в основном из обломков средне-крупногравийной размерности (больше 2,5 мм), удлиненные фрагменты здесь нередко ориентированы в одном направлении, подчеркивая неправильную горизонтальную и косую слоистость. Изменение размерности материала в пределах слоя постепенное, как и переход в нижележащую породу (обр. 80–1–39–61)

Ingle et al., 1978]. Для многих районов отмечается ассоциация с кремнистыми породами туфов и пеплов.

Конечно, в каждом районе набор пород может быть различным, не везде одинакова роль высококремнистых отложений, и речь идет лишь о самых общих чертах сходства. В этом смысле разрезы неогеновых отложений, пробуренных в ходе 63-го рейса, сходны с приведенной выше генерализированной последовательностью фаций. Например, в скв. 467, 468 и 469 на Калифорнийском континентальном бордерленде средне-верхнемиоценовые известковистые аргиллиты, содержащие опал-СТ, а также прослои и (или) конкреции порцелланитов, согласно залегают на толще грубозернистых туфов либо переслаиваются с туфами и брекчиями, а перекрываются плиоцен-четвертичными отложениями (в той или иной степени обогащенными диатомовыми), состоящими преимущественно из алевритистых аргиллитов и глин или из нанноилов и глин с редкими тонкими прослоями пеплов. Сходные отложения наблюдаются на о-ве Санта-Крус в 80 км восточнее скв. 467 [Weaver et al., 1969; Fisher, Charlton, 1976; McLean et al., 1976]. Разрезы похожего строения можно найти и на противоположной стороне океана на Дальнем Востоке СССР [Гречин, 1976] и в Японии [Ingle, 1973; Garrison, 1976], где для кайнозойских отложений очень характерна ассоциация кремнистых пород с туфами.

В разрезе скв. 471 последовательность фаций напоминает разрезы неогеновых отложений в Калифорнии (США) [Bramlette, 1946; Ingle, 1973], на п-ове Калифорния [Ingle, 1973; Minch et al., 1976; Helenes, Ingle, 1979], на побережье Перу [Cheney et al., 1979], в Японии [Garrison, 1976] и на Сахалине [Бродская, Ильинская, 1968]. Кремнистые фации в разрезе этой скважины включают верхнемиоценовые диатомовые илы и глины, залегающие выше порцелланитов. Кремнистые фации подстилаются мощной толщей среднемиоценовых песчано-глинистых турбидитов, содержащих рассеянные фосфатные микроконкреции, а перекрываются маломощной толщей плиоцен-четвертичных нанноглин (см. рис. 59). Аналогичные разрезы в Калифорнии (США; монтерейские сланцы), на п-ове Калифорния (формация Тортугас), в Перу (формация Сехара), на Сахалине (пильская и тумская свиты), в Японии (группа Нанао) также содержат фосфатные образования в некоторых кремнистых фациях (представленных кремнями, порцелланитами, кремнистыми сланцами и диатомитами) и во вмещающих отложениях. Перекрывающие плиоцен-четвертичные осадки в этих районах обычно более грубозернистые по сравнению с таковыми в скв. 471.

Разрезы скв. 470, 472 и 473 имеют много общих черт с фациальным обликом отложений, пробуренных в южной части Берингова моря, в северо-восточной [Hein et al., 1978] и в южной [Initial reports..., 1975, 1976; Brewster, 1980] частях Тихого океана. В разрезе скв. 473 верхнемиоценовые опал-СТ-порцелланиты и аргиллиты залегают ниже диатомовых осадков и глин, богатых пепловым материалом, как и в Беринговом море. В целом сходный разрез скв. 470 отличается отсутствием здесь содержащих опал-СТ кремнистых пород. Разрез скв. 472 отличается от других тем, что средне- и верхнемиоценовые отложения сменяются вверх не терригенными илами, а красновато-коричневыми пелагическими глинами. Такие необычные фациальные изменения в скв. 472, по-видимому, отражают удаленность как от источников терригенного материала, так и от районов высокой продуктивности диатомовых, начиная с позднего миоцена.

Кремни, ассоциирующие с базальтовыми породами в скв. 469 и 471, больше напоминают мезозойские кремни, встречающиеся среди изверженных пород францисканского комплекса в Калифорнии (США) [Davis, 1918; Bailey et al., 1964] или кремни и яшмы северо-восточных Кордильер [Park, 1942, 1946; Danner, 1970], чем кремни в неогеновых диатомовых отложениях тихоокеанского региона. Красновато-коричневые кремни и яшмы в разрезе скв. 469, вероятнее всего, представляют собой небольшие тела кремнистых осадков, первично отложенных на лавовых потоках и затем перекрытых новыми излияниями. Их происхождение сходно с происхождением известняков, залегающих между лавовыми потоками [Garrison, 1972, 1974]. Черные

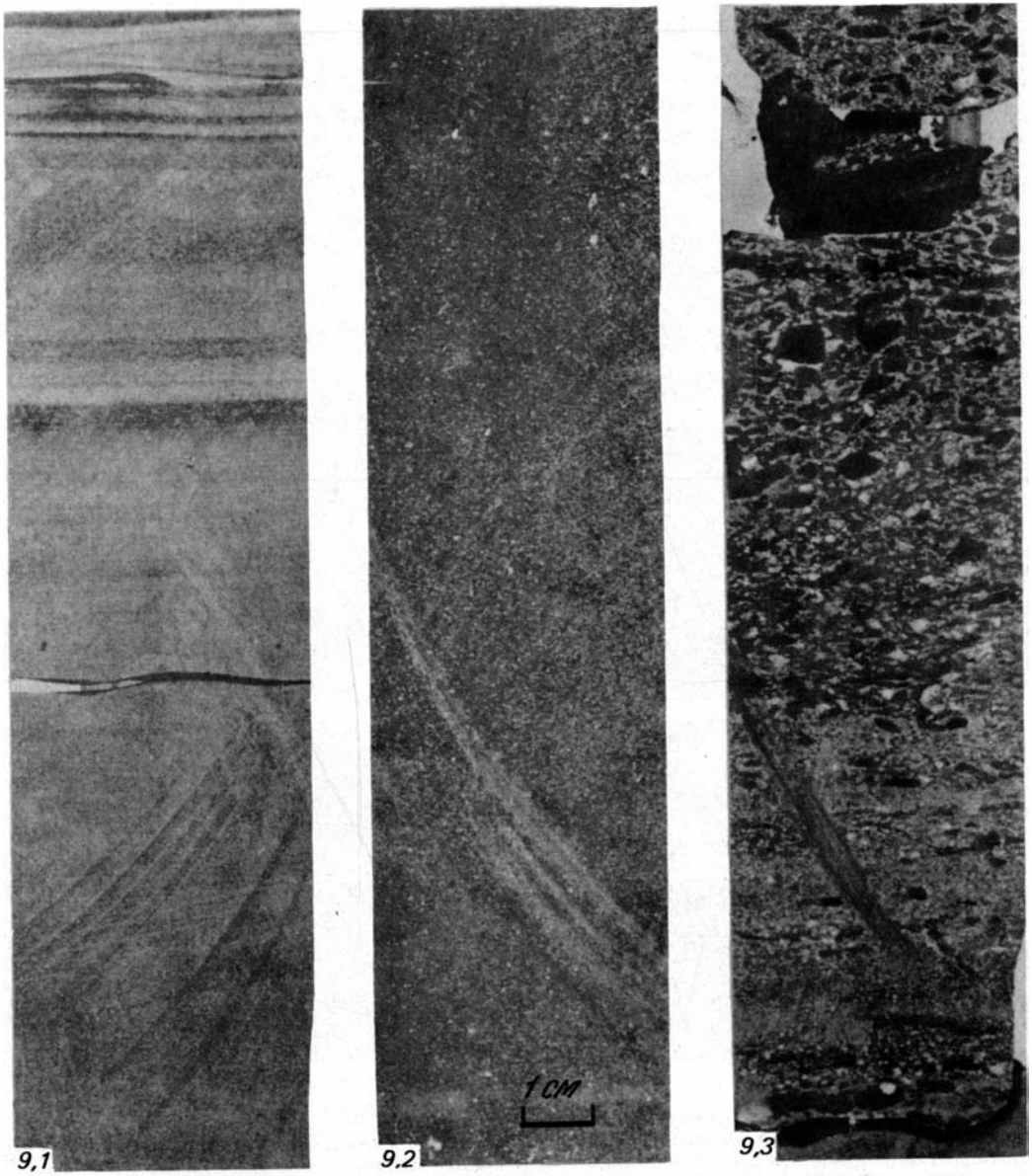


Рис. 9. Образцы керна гиалокластитов скв. 462А

1 – вулканокластический алевролит. Внизу – слабо выраженная мелкая косая слоистость, выполаживающаяся к основанию. Видны две косые серии (мощность верхней 3 см, нижней – 5 см). Вверху – отчетливая горизонтальная слоистость. Около верхней границы фотографии – тонкий прослой с косо-волнистой слоистостью (рябь течения) (обр. 80–1–19–40); *2* – вулканокластический средне-крупнозернистый песчаник с примесью обломков гравийной размерности, в нижней части фотографии – мелкозернистый гравелит. Взаимные переходы различных литологических разностей постепенные. В средней части видны слабо выраженная текстура оползания с наклоном слоев около 65°. Слойки различаются размерностью слагающего их материала; их мощность не превышает 2–3 мм (обр. 80–1–59–79); *3* – вулканомиктовый разнозернистый гравелит, переходящий вверх в вулканомиктовый мелкозернистый песчаник. Гравелит в нижней части слоя состоит в основном из обломков средне-крупногравийной размерности (больше 2,5 мм), удлиненные фрагменты здесь нередко ориентированы в одном направлении, подчеркивая неправильную горизонтальную и косую слоистость. Изменение размерности материала в пределах слоя постепенное, как и переход в нижележащую породу (обр. 80–1–39–61)

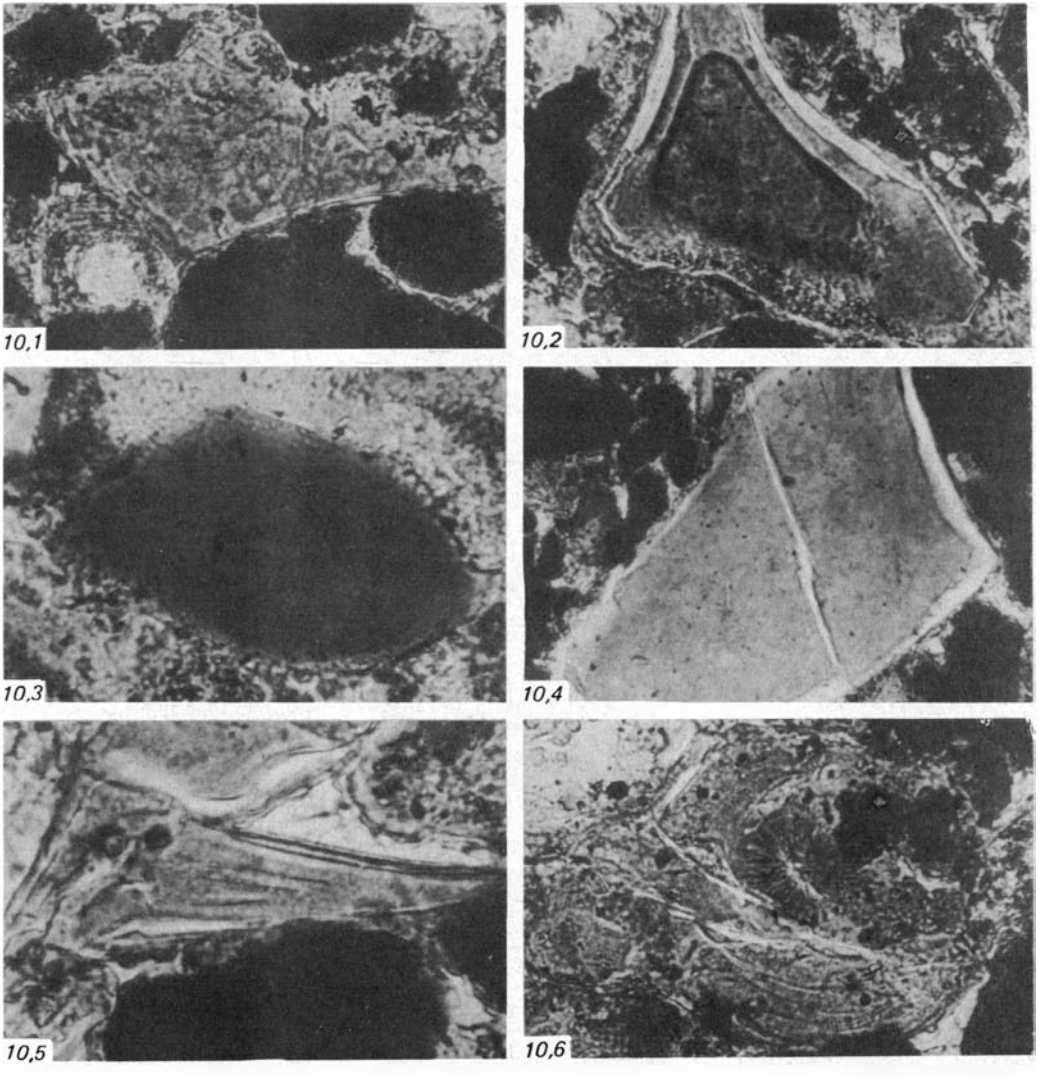


Рис. 10. Микрофотографии фрагментов в гиалокластитах скв. 462А

1 – фрагмент мало измененного базальтового стекла (обр. 80–2–85–90, николи ||); *2* – фрагмент базальтового стекла, в центре оставшегося мало измененным, по периферии заметно палагонитизированного (обр. 42–2–95–97, николи ||, × 300); *3* – светло-бурый фрагмент слабо палагонитизированного базальтового стекла (обр. 80–2–88–90, николи ||, × 250); *4* – оливково-зеленый фрагмент сильно палагонитизированного стекла (обр. 23–1–4–6, николи ||, × 850); *5* – клиновидный фрагмент базальтового стекла, замещенного однородным глинистым материалом (обр. 80–2–88–90, николи ||, × 600); *6* – изометричный фрагмент базальтового стекла, замещенного однородным глинистым материалом (обр. 80–2–88–90, николи ||, × 600). В центре – везикула, выполненная крустификационным глинистым материалом более ранней генерации

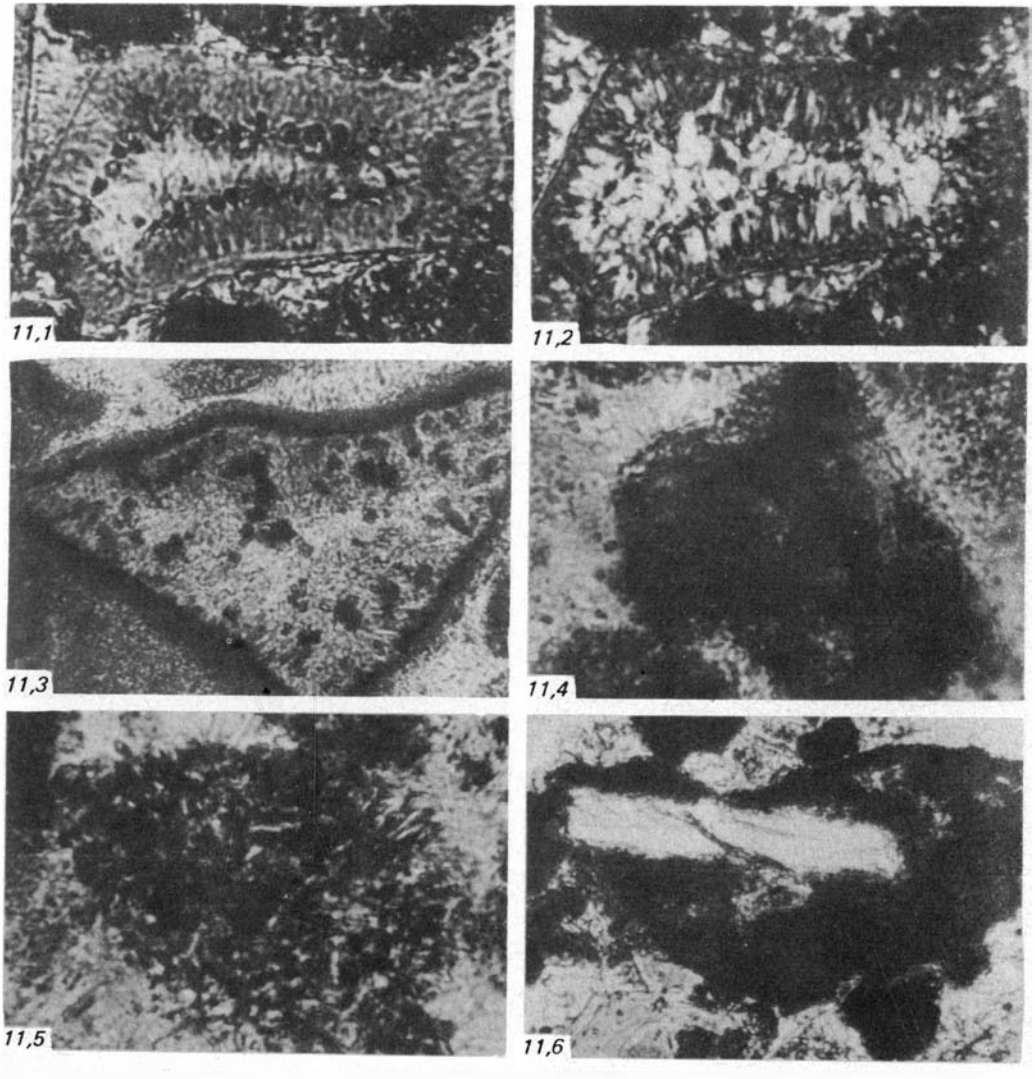


Рис. 11. Микрофотографии фрагментов в гиалокластитах скв. 462А

1–2 – фрагмент базальтового стекла, замещенного тонкодисперсным глинистым материалом (видна крустификационная каемочка по окраине зерна; обр. 23–1–0–2; *1* – николи ‖, *2* – николи +; × 1000); *3* – фрагмент базальтового стекла, замещенного глинистым материалом относительно крупноагрегатного строения (видна каемочка гидроокислов железа, облекающая фрагмент; обр. 40–1–148–15, николи ‖, × 600); *4* – фрагмент сильно измененного гиалобазальта (обр. 23–1–0–2, николи ‖, × 850); *5* – фрагмент сильно измененного гиалобазальта с микролитами плагиоклаза (обр. 23–1–0–2, николи ‖, × 840); *6* – фрагмент сильно измененного гиалобазальта с лейстой плагиоклаза (обр. 40–1–148–150, николи ‖, × 360)

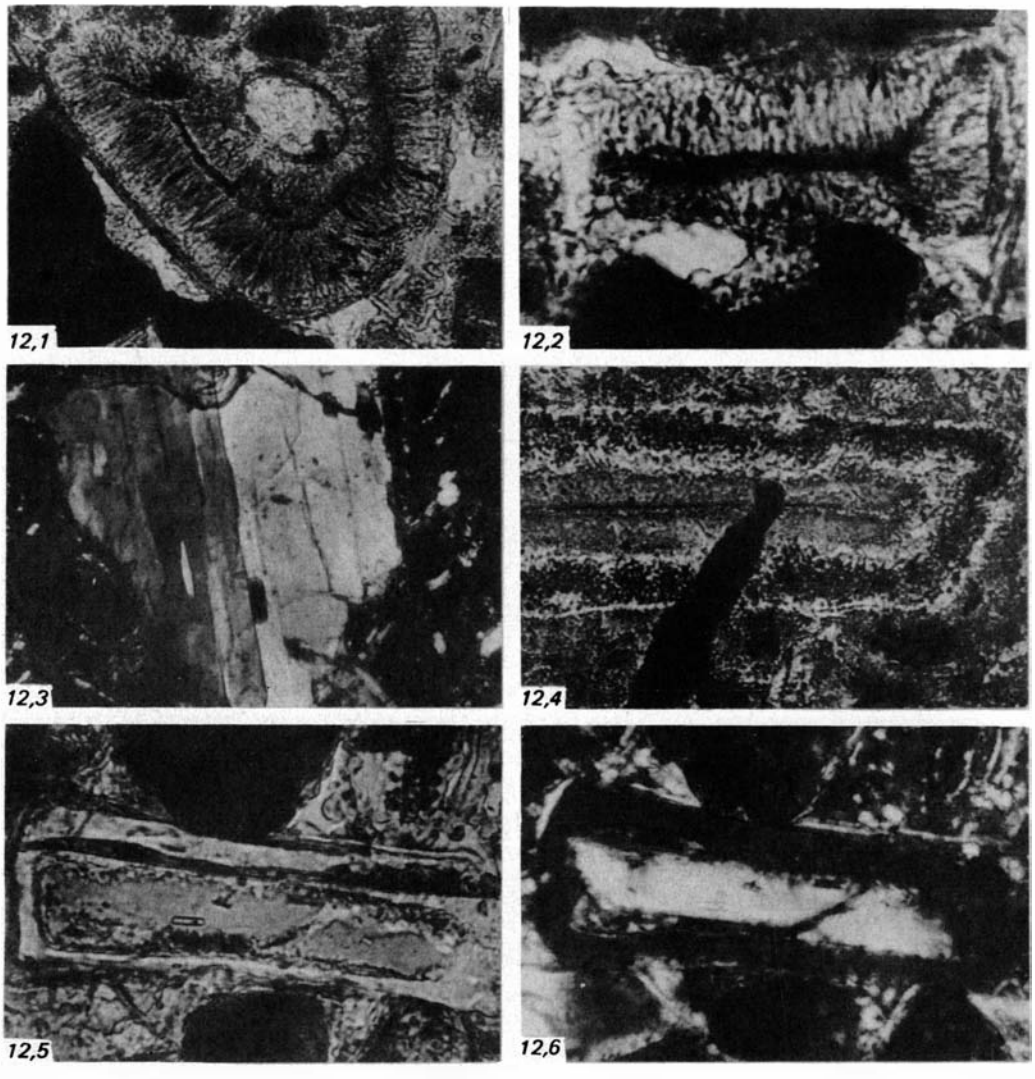


Рис. 12. Микрофотографии фрагментов в гиалокластитах скв. 462А

1 – округлый фрагмент полураскристаллизованного базальтового стекла крустификационного строения (обр. 80–2–88–90, николи ‖, × 400); *2* – прямоугольный фрагмент полураскристаллизованного базальтового стекла крустификационного строения (обр. 88–2–88–90, николи ‖, × 600); *3* – фрагмент плагиоклаза высокой сохранности (видна слабая коррозия поверхности глинистым материалом цемента; обр. 80–2–88–90, николи +; × 300); *4* – фрагмент плагиоклаза, замещенного цеолитом (томсонитом?) с гидроокислами железа в периферической части и тонкодисперсным глинистым материалом – в центральной (обр. 41–7–109–111, николи ‖, × 250); *5–6* – фрагмент плагиоклаза, замещенного анальцимом в периферической части и однородным глинистым материалом в центральной (*5* – николи ‖, *6* – николи +; × 250)

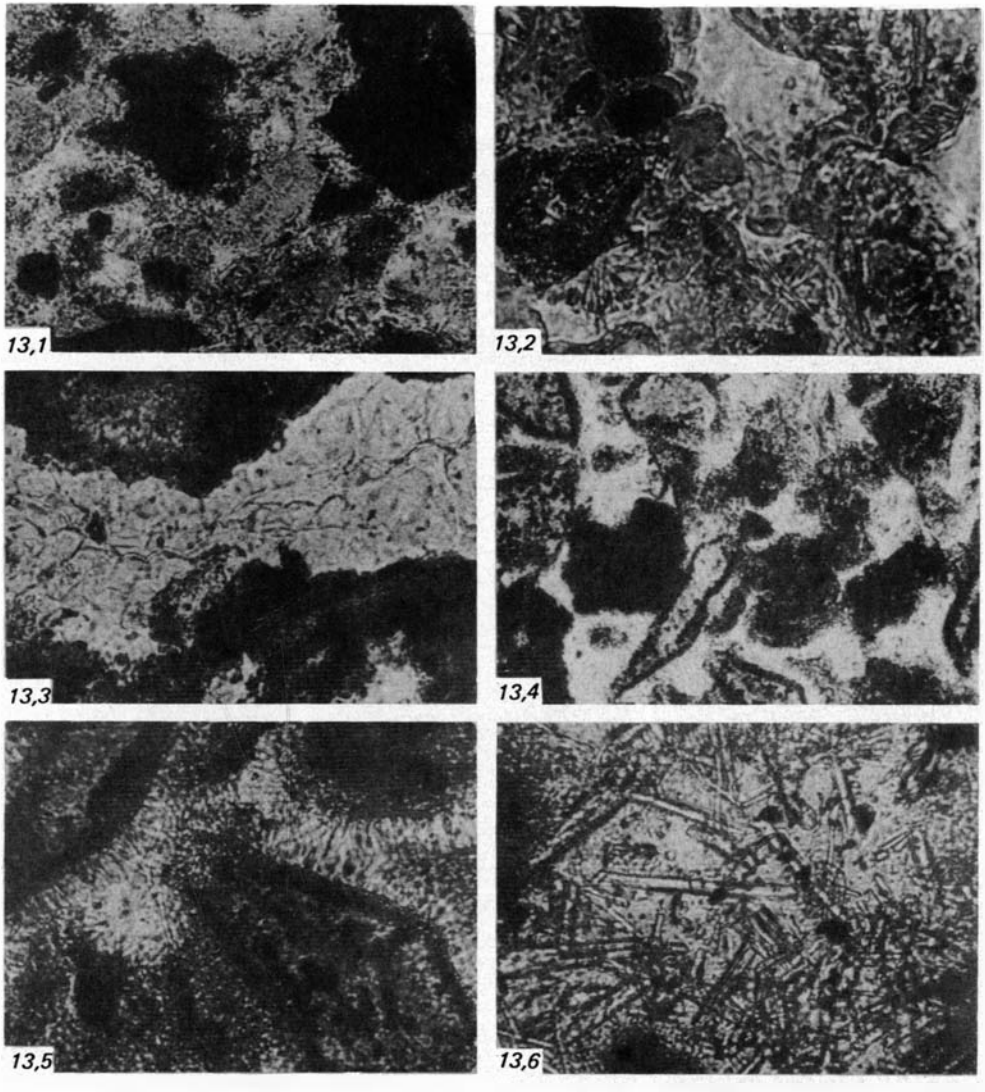


Рис. 13. Новообразованные цеолиты, амфиболы и глинистые минералы в гиалокластитах скв. 462А

1 – общий вид цеолита (анальцима) и однородного глинистого материала в цементе вулканокластического среднезернистого песчаника (обр. 42–2–95–97, николи ||, × 700); *2* – общий вид вулканокластического алевролита с тонкодисперсным глинистым материалом в цементе (обр. 23–1–0–2, николи ||, × 600); *3* – выделение анальцима в цементе крупнозернистого песчаника (обр. 80–1–10–13, николи ||, × 600); *4* – общий вид мелкозернистого вулканомиктового песчаника с цеолитом (томсонитом?) в цементе, заместившим весь глинистый материал и некоторые фрагменты стекла (обр. 40–1–143–150, николи ||, × 200); *5* – вулканокластический песчаник с цеолитом (томсонитом?) в цементе. Помимо цеолита, присутствуют игольчатые кристаллы новообразованных амфиболов, крустификационный глинистый материал по периферии пор и агрегат гидроокислов железа вдоль границ фрагментов (обр. 40–1–148–150, николи ||, × 600); *6* – новообразованные амфиболы в вулканокластическом мелкозернистом песчанике (обр. 41–7–109–111, николи ||, × 700)

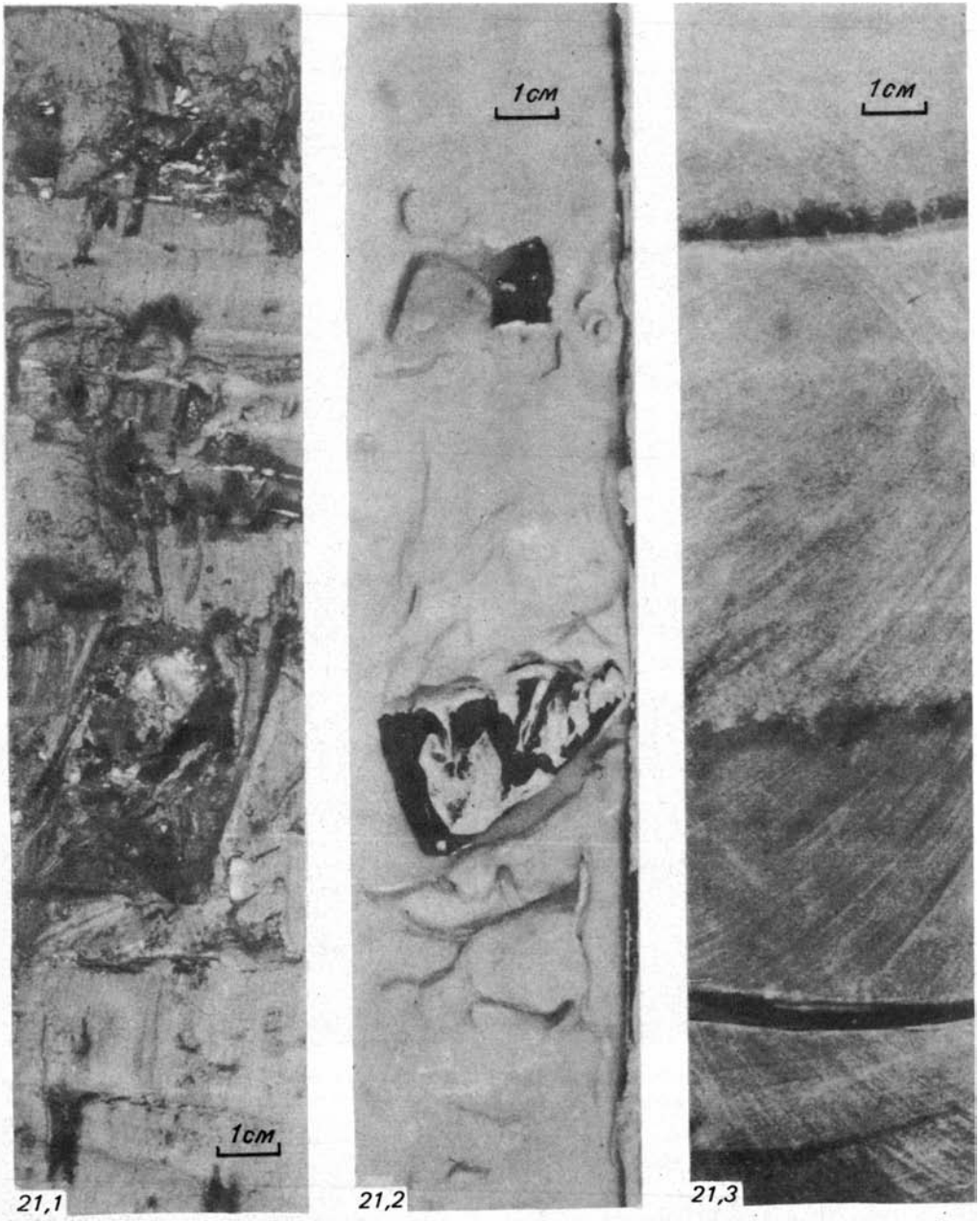


Рис. 21. Фотографии керна мезозойско-кайнозойских осадков и пород возвышенности Хесса

1 – цеолитовая глина темно-коричневая, с включением фрагментов кремня (черное) и конкреций цеолитов (белое), частью неслоистая, частью со слабо выраженной горизонтальной слоистостью (скв. 464, обр. 10–4–30–60); фация глинистых осадков глубоководной зоны океана с влиянием вулканизма; *2* – фораминиферово-наннофоссилиевый ил белый, суповидный, содержит угловатые фрагменты черного кремня и слабо округленный фрагмент иноцерама (сильно деформирован при бурении; скв. 465А, обр. 9–1–20–50); фация органогенно-карбонатных осадков глубоководной зоны океана с переотложенным тонким и грубым материалом; *3* – перекристаллизованный фораминиферово-наннофоссилиевый известняк оливково-серый или серый, частью неслоистый, частью со слабо выраженной горизонтальной слоистостью; слабо выраженная слоистость типа грэддит-беддинг; нижние части двух ритмов обладают очень неровными пилообразными очертаниями (скв. 465А, обр. 28–2–30–50); фация карбонатных осадков с преобладающими сингенными сапропелевыми микрокомпонентами органического вещества относительно глубоководной и удаленной от берега зоны морской седиментации

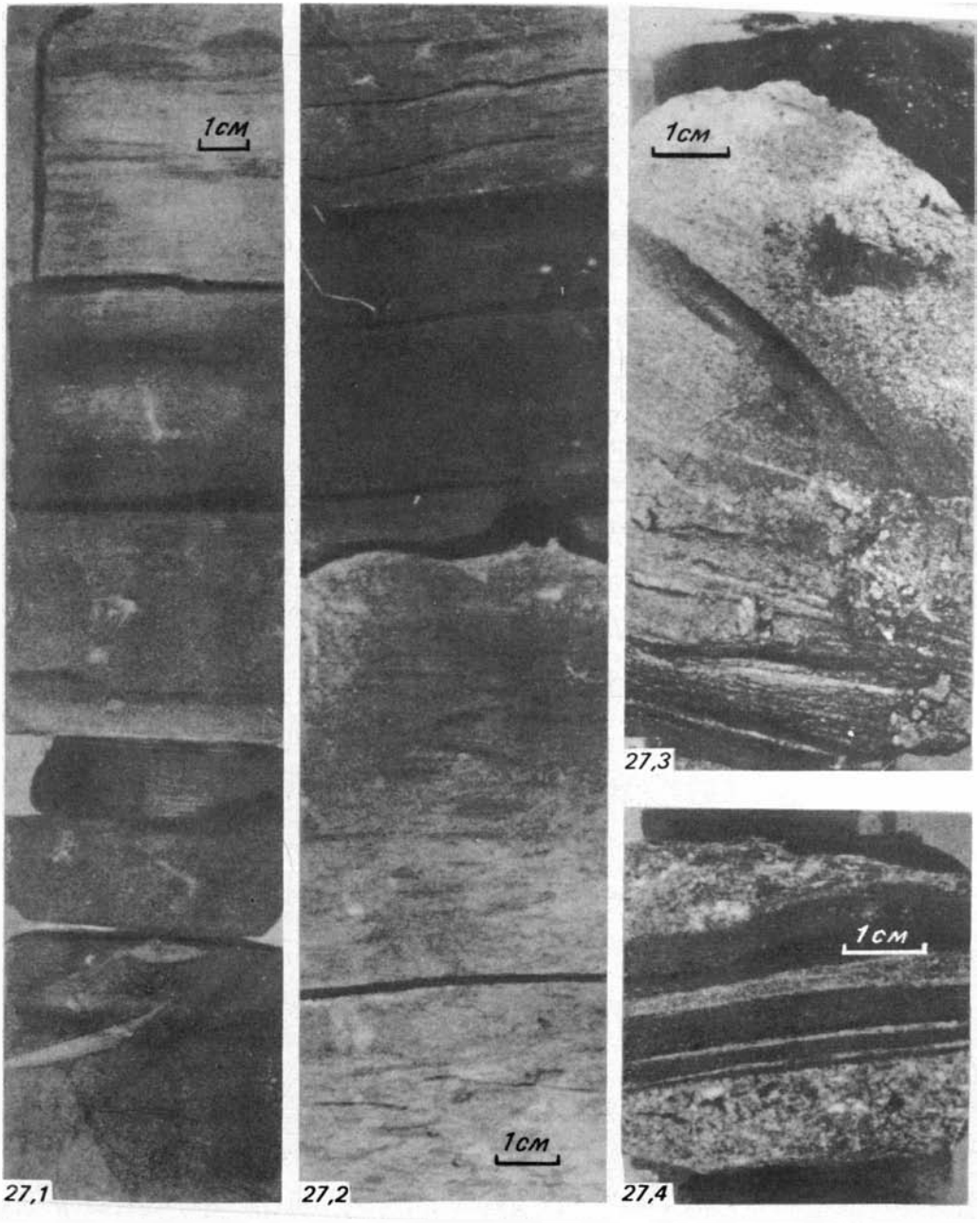


Рис. 27. Фотографии керна скв. 463 и 465А

1–2 – известково-нанновый радиолярит (тип 463.1а), серый (до темно-серого, иногда черного, с оливковым оттенком) с органическим веществом (0,1–5,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава (скв. 463): *1* – слоистость то более, то менее ясная горизонтальная, обр. 70–5–80–110, *2* – перепутанная слоистость, обр. 70–1–115–137: *3–4* – фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.2б), серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), с горизонтально-волнистой, участками горизонтальной слоистостью, повышенным содержанием терригенного материала, кристаллами и прослоями доломита, органическим веществом (0,2–3,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, обилием витринита (скв. 465А): *3* – обр. 40–1–125–140, *4* – обр. 40–1–120–123

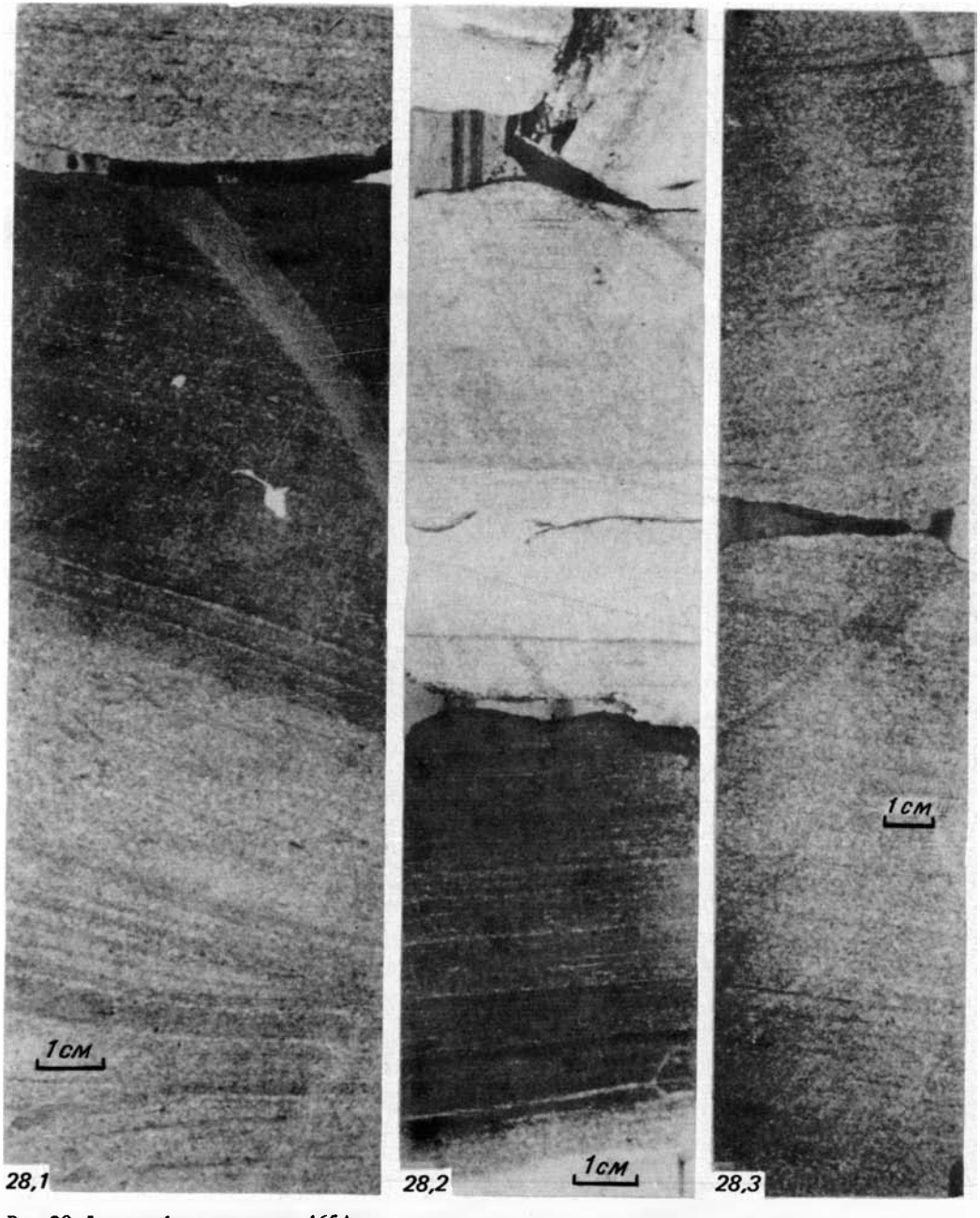


Рис. 28. Фотографии керна скв. 465А

1 — фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А.2б) серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), с однонаправленной косой выполаживающейся слоистостью, примесью терригенного материала, органическим веществом (0,2–3,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава, обилием витринита (скв. 465А, обр. 40–1–90–110); *2–3* — фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип. 465А.1в) серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), с горизонтальной, участками мелкой пологой косой слоистостью, органическим веществом (0,1–8,6%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава (скв. 465А); *2* — обр. 36–2–50–75, *3* — обр. 33–2–35–65

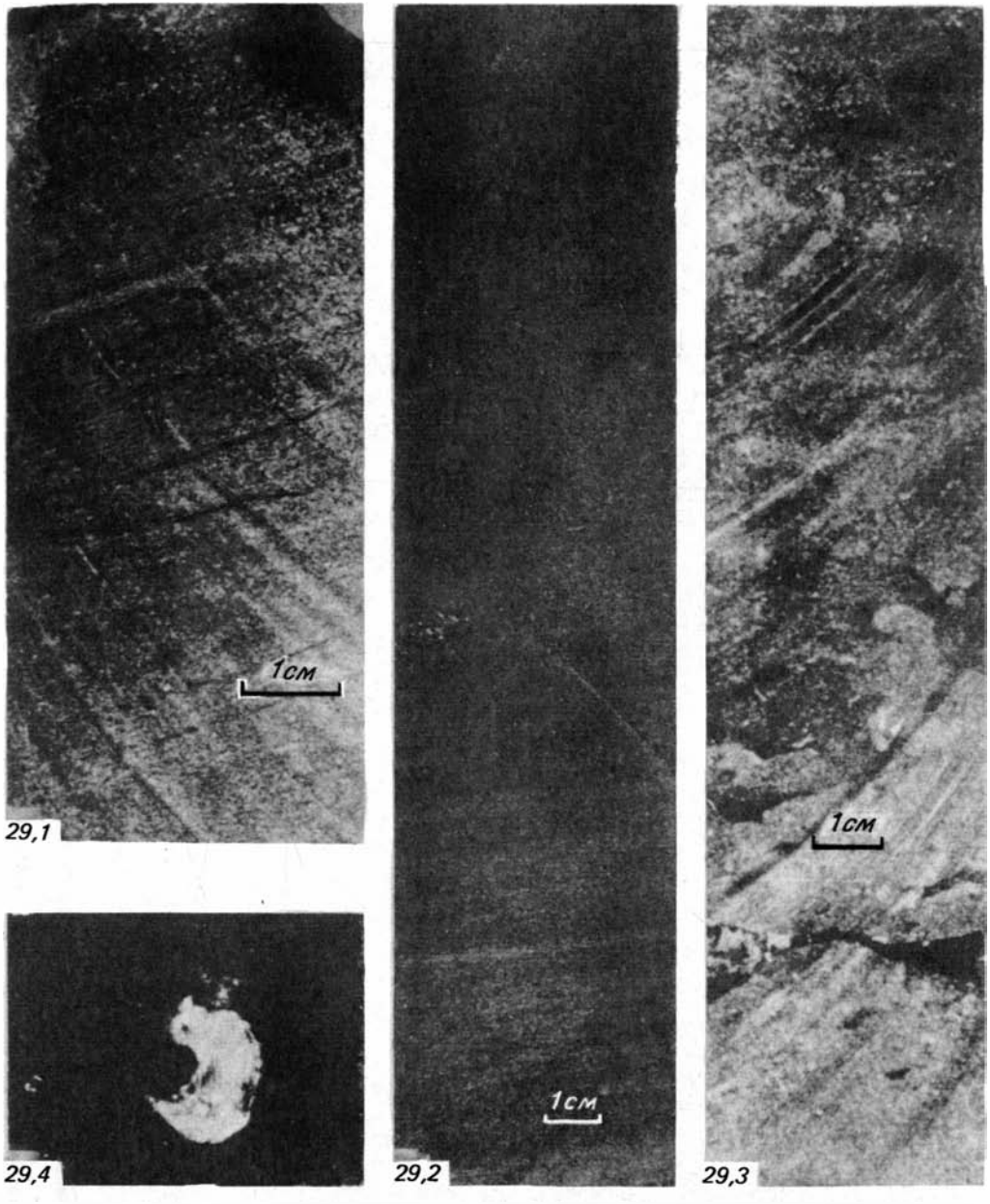


Рис. 29. Фотографии керна скв. 465А и 466

1 — фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А. 1б) серый (иногда темно-серый и черный, с оливковым оттенком), с преобладающей то более, то менее ясной горизонтальной слоистостью, органическим веществом (0,1—1,9, иногда 6,1%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава (скв. 465А, обр. 30—1—60—70); *2* — фораминиферово-нанновый перекристаллизованный известняк (тип 465А. 1а) серый (до темно-серого, с оливковым оттенком), однородный, участками слабогоризонтальнослоистый, с органическим веществом (0,1—2,5%) сапро-коллинитового и альгинито-талломитового состава (скв. 465А), обр. 27—2—80—110); *3* — фораминиферово-нанновый ил (мел, тип 466. 1а) серый (до темно-серого и черного, с оливковым оттенком), однородный, с отчетливыми текстурами взмучивания, органическим веществом (0,1—7,5%) сапро-коллонитового и альгинито-талломитового состава (скв. 466), обр. 34—2—20—40; *4* — обломок раковины моллюска в фораминиферово-нанновом известняке (тип 465А. 1а, скв. 465А), обр. 28—2—35

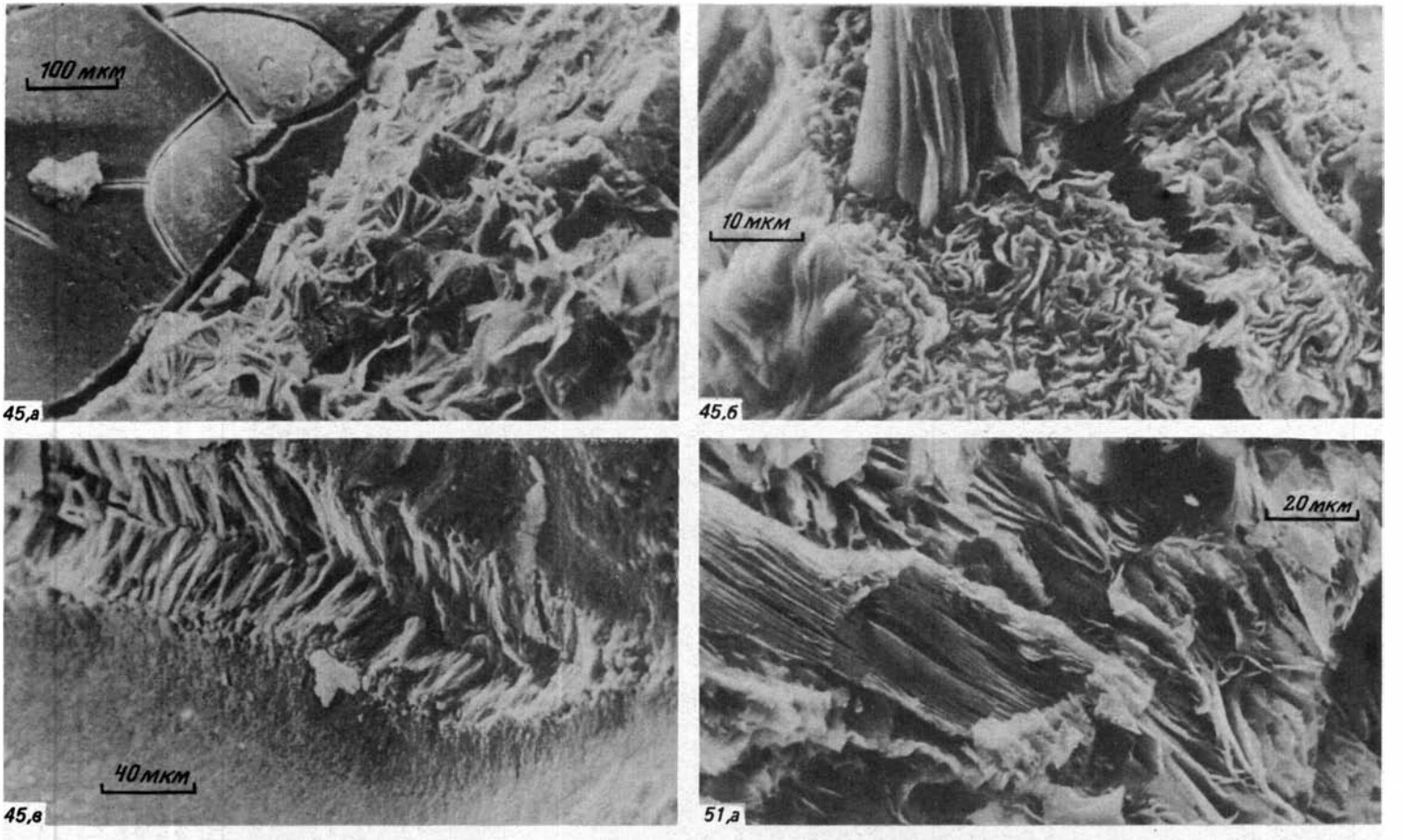
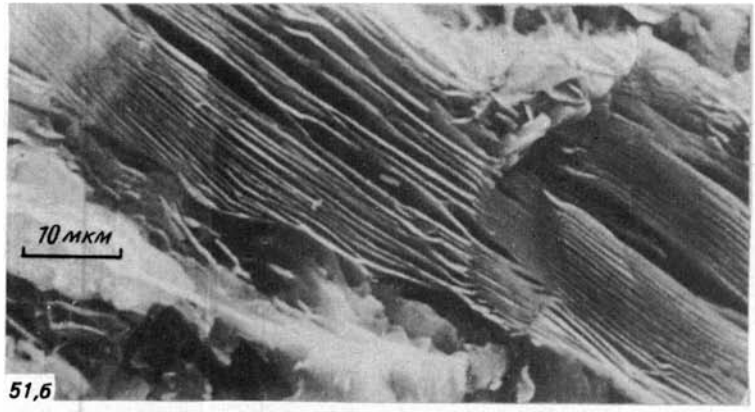
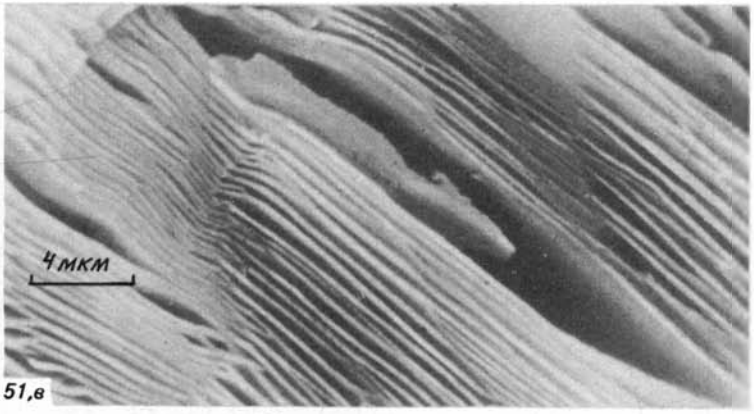
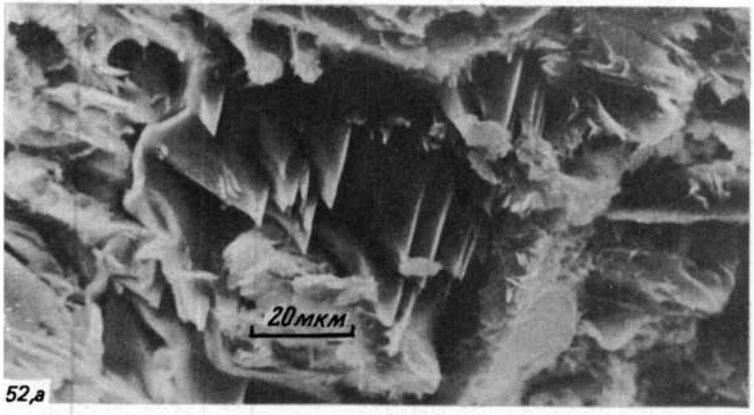


Рис. 45. Сканирующие электронно-микроскопические снимки агрегатов смектитов, развивающихся по сидеромелановому стеклу (обр. 48–1–22–28)

а – фронтальное изменение стекла; *б* – фрагмент агрегата смектита; *в* – развитие смектита по трещинам в стекле







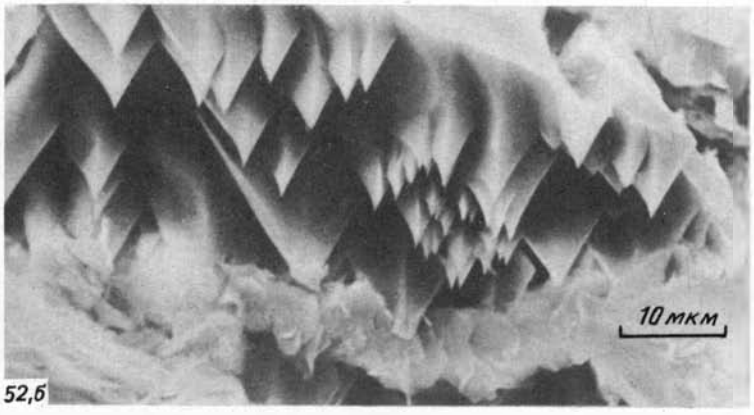


Рис. 51. Сканирующие электронно-микроскопические снимки глинистых минералов (обр. 80–2–98–102) при разных увеличениях (*а, б, в*)

Рис. 52. Сканирующие электронно-микроскопические снимки халцедоноподобного минерала (обр. 80–2–98–102) при разных увеличениях (*а, б*)

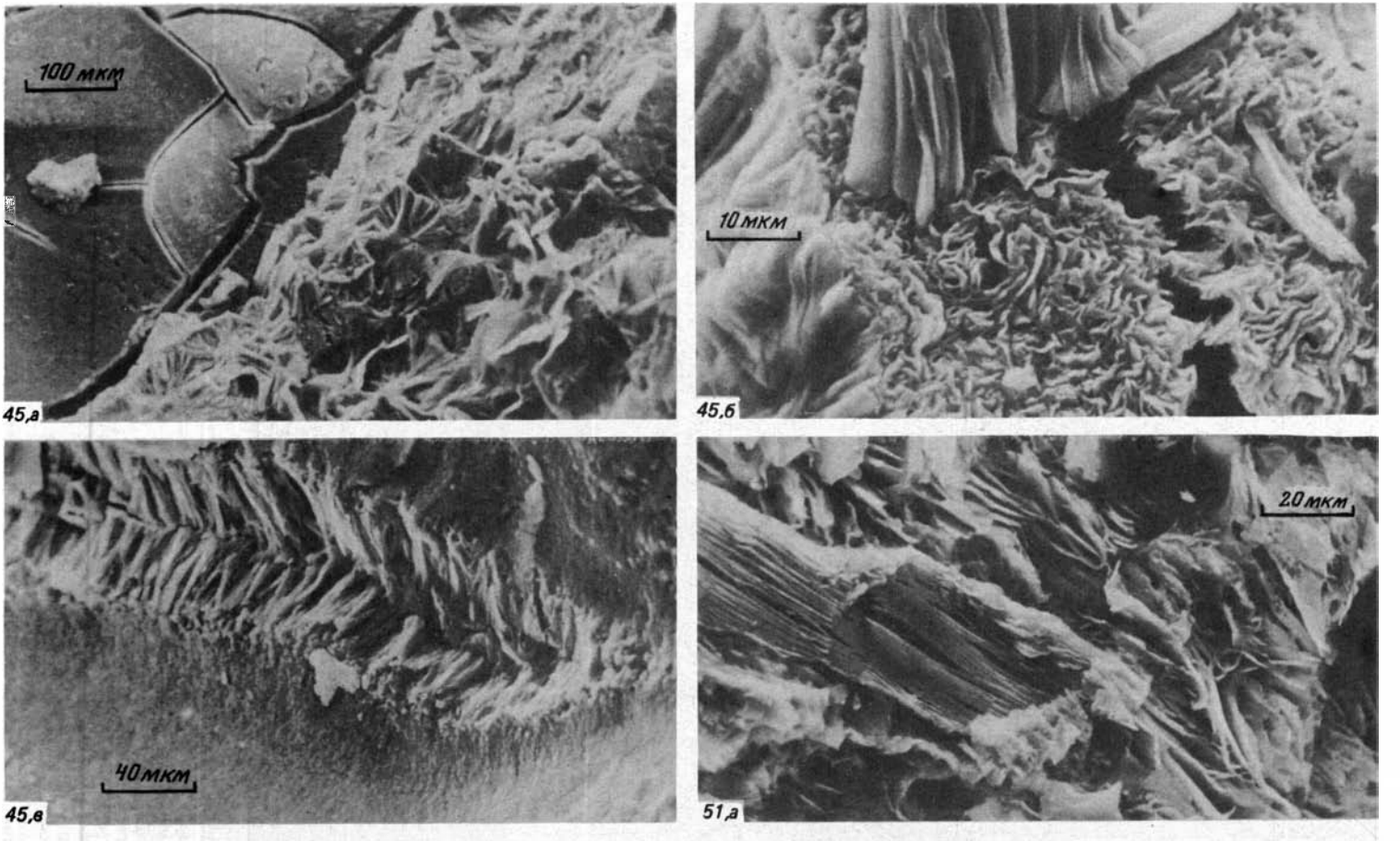
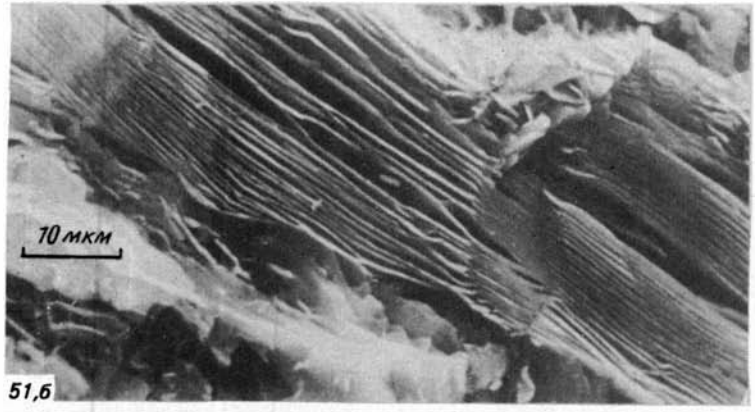
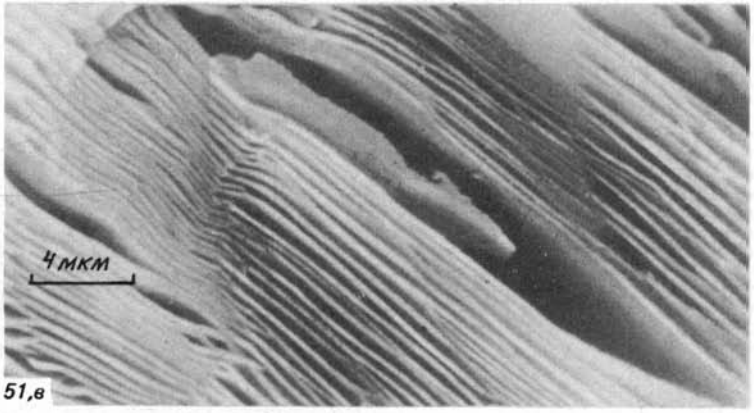
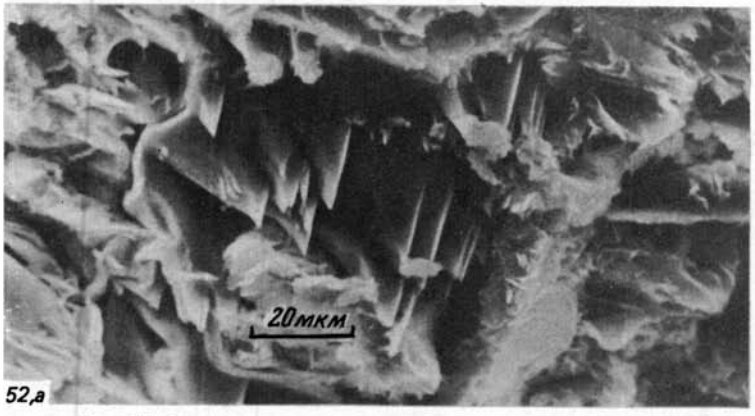


Рис. 45. Сканирующие электронно-микроскопические снимки агрегатов смектитов, развивающихся по сидеромелановому стеклу (обр. 48–1–22–28)

а – фронтальное изменение стекла; *б* – фрагмент агрегата смектита; *в* – развитие смектита по трещинам в стекле







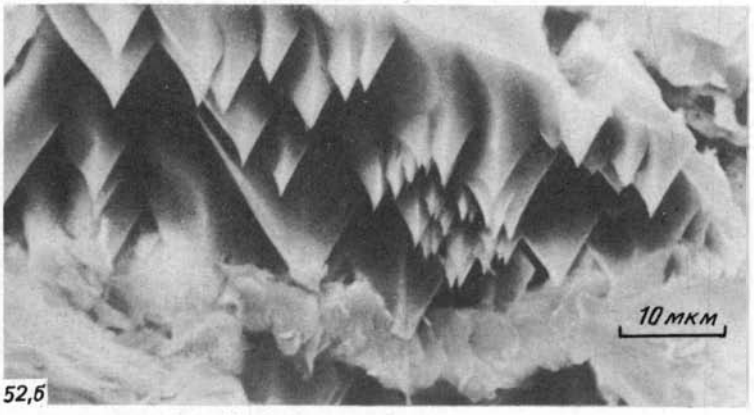
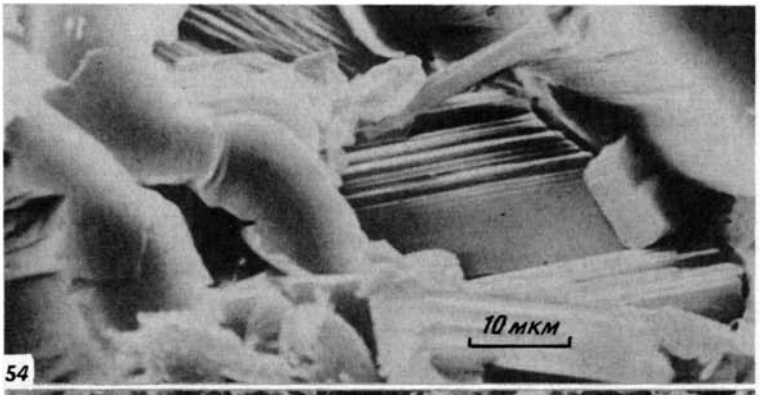
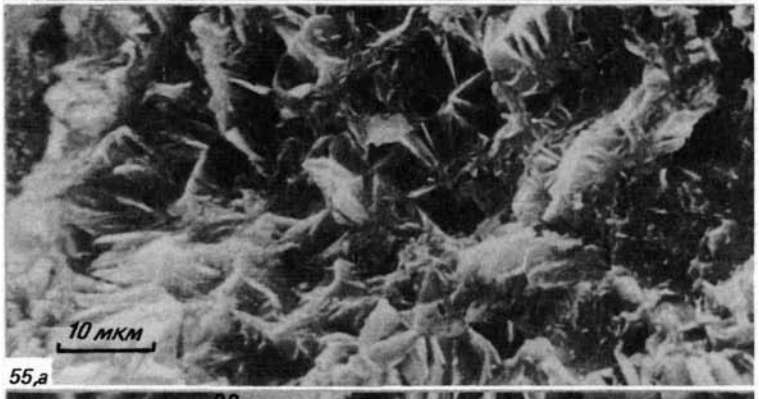


Рис. 51. Сканирующие электронно-микроскопические снимки глинистых минералов (обр. 80–2–98–102) при разных увеличениях (*а, б, в*)

Рис. 52. Сканирующие электронно-микроскопические снимки халцедоноподобного минерала (обр. 80–2–98–102) при разных увеличениях (*а, б*)

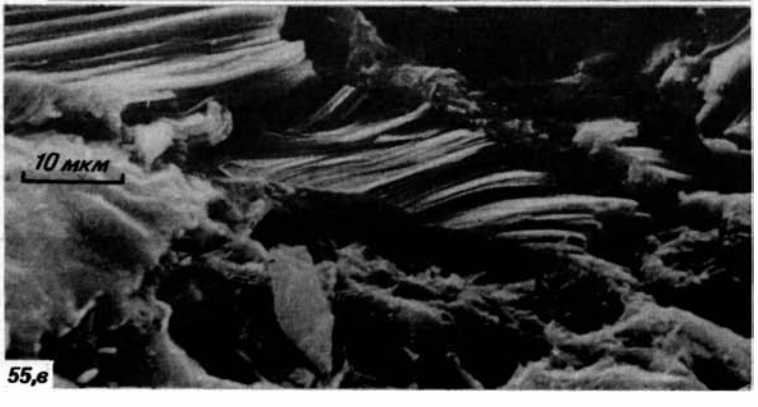


54

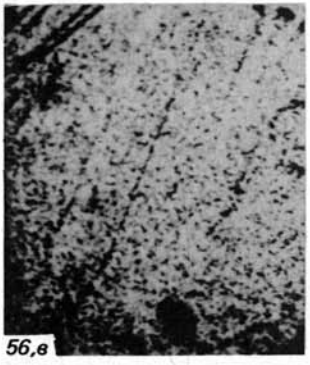


55,а

55,б



55,в



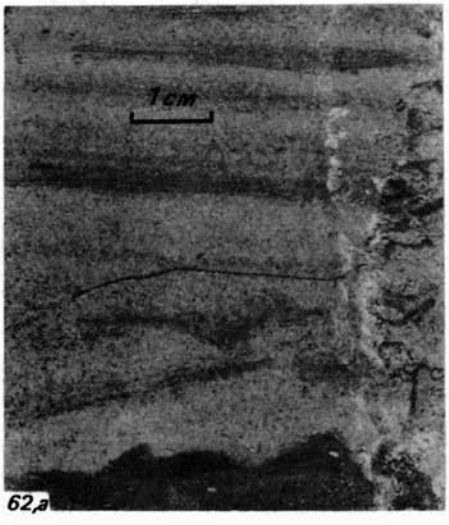
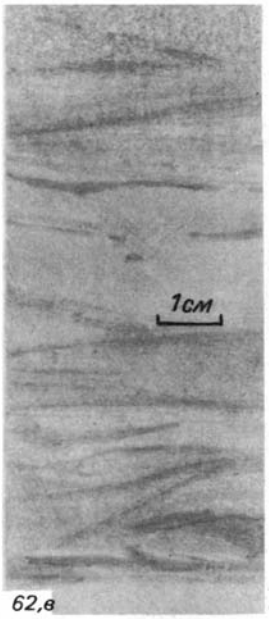
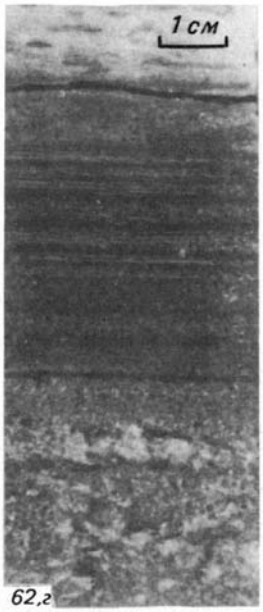


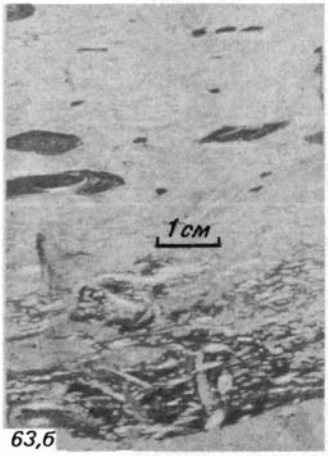
Рис. 54. Сканирующий электронно-микроскопический снимок хлорита (обр. 80–2–98–102)

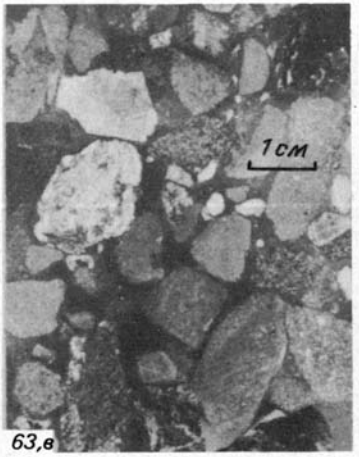
Рис. 55. Сканирующие электоронно-микроскопические снимки глинистых минералов разных форм выделения (обр. 88–2–0–6) : *а* – венцовые, *б* и *в* – выполнение пор и трещин

Рис. 56. Результаты микрозондирования отдельных агрегатов смектита (обр. 88–2–0–6)
а – сканирующий снимок агрегата; *б* – распределение калия; *в* – распределение магния









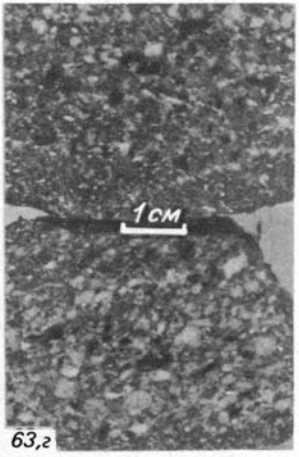


Рис. 62. Характер слоистости в туфах скв. 467 и 469

а – измененный мелкозернистый пемзовый туф, залегающий с резким неровным контактом на более темных алевритистых аргиллитах, внизу – тонкая косая слоистость, вверху – тонкая горизонтальная параллельная слоистость (последовательность Боума T_{cd}; скв. 469, обр. 37–СС–О–7); *б* – градационная слоистость в пластах псаммитовых шлаковых туфов, имеющих резкие нижние контакты с известковистыми аргиллитами и мелом (скв. 467, обр. 79–3–113–134); *в* – микрокосая слоистость в измененных шлаковых туфах (скв. 467, обр. 79–2–55–73); *г* – измененный шлаковый туф, внизу массивный, вверху – тонко параллельнослоистый (последовательность Боума $T_{ав}$), выше переходящий в светло окрашенный биотурбированный наннофоссилиевый мел, темные пятна в котором выполнены пирокластическим материалом (скв. 467, обр. 79–2–80–95)

Рис. 63. Осадочные текстуры в породах скв. 467 и 469

а – косая и конволютная (спутанно-волокнистая) слоистость в туфогенных песчаниках (скв. 469, обр. 38–2–48–58); *б* – биотурбированный наннофоссилиевый мел, залегающий между пластами шлаковых туфов (скв. 467, обр. 83–2–74–81); *в* – вулканокластическая брекчия, состоящая из неправильных обломков дацитов, андезитов, базальтов и тахилитового базальтового стекла, заключенного в алеврито-глинистом матриксе (скв. 469, обр. 33–1–100–105); *г* – лапиллиевый пемзово-литокластический туф, постепенно сменяющий вулканокластическую брекчию (см. *в*). Видно чередование слоев, обогащенных пемзовыми лапиллями, и более тонкозернистых слоев (скв. 469, обр. 33–1–15–20)

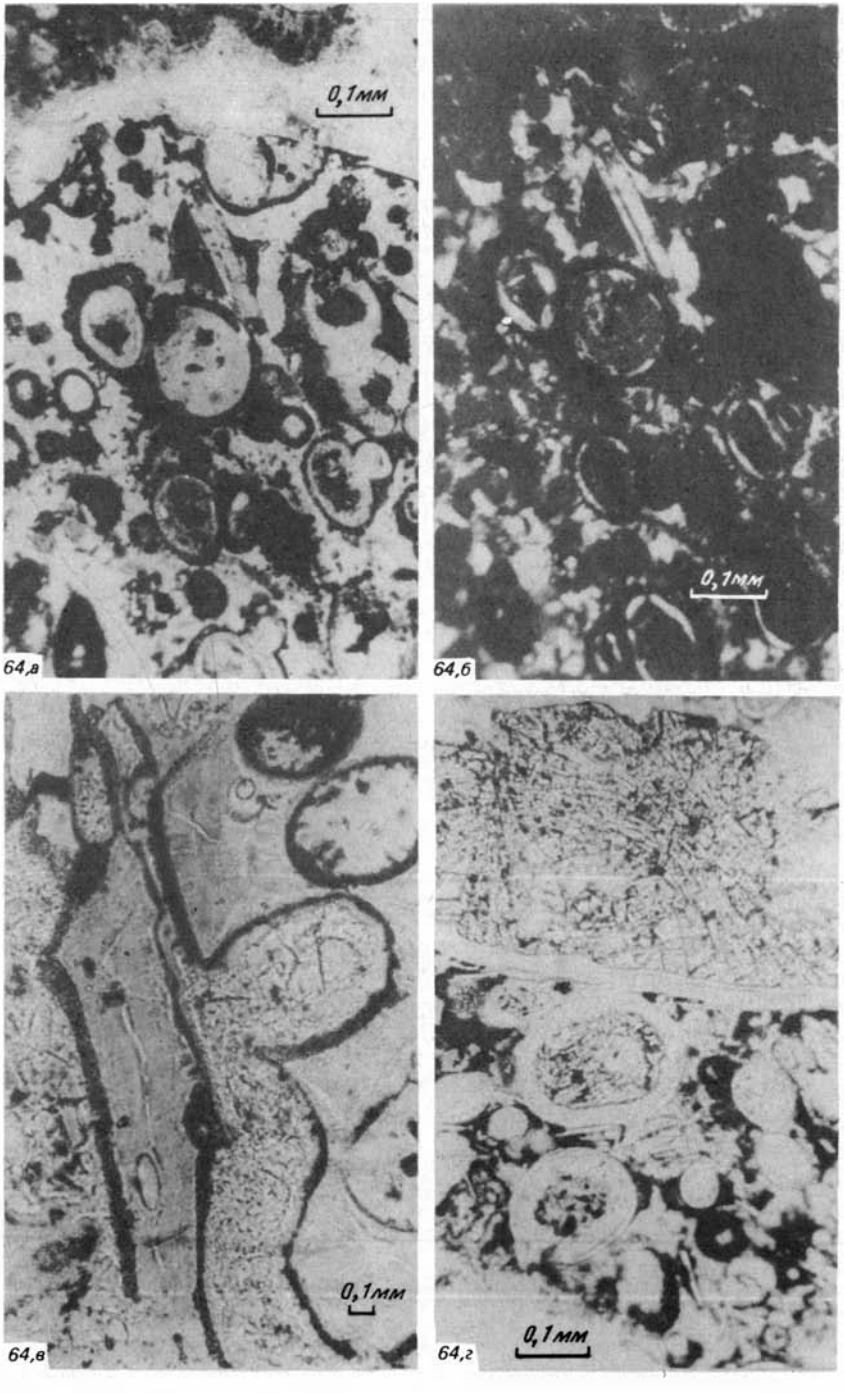


Рис. 64. Микрофотографии шлифов шлаковых туфов скв. 467

а — фрагмент пористого шлака (матрикс замещен агрегатом калиевого полевого шпата, анальцима и смектита; везикулы выполнены и оторочены смектитом; темное — смектит, пропитанный тонко распыленным пиритом; (скв. 467, обр. 80–2–16–20, николи ||); *б* — то же (николи +); *в* — анальцим в везикулах и цементе шлакового туфа (скв. 467, обр. 84–1–31–35, николи ||); *г* — барит в везикулах и порах шлакового туфа (скв. 467, обр. 81–1–90–91, николи ||)

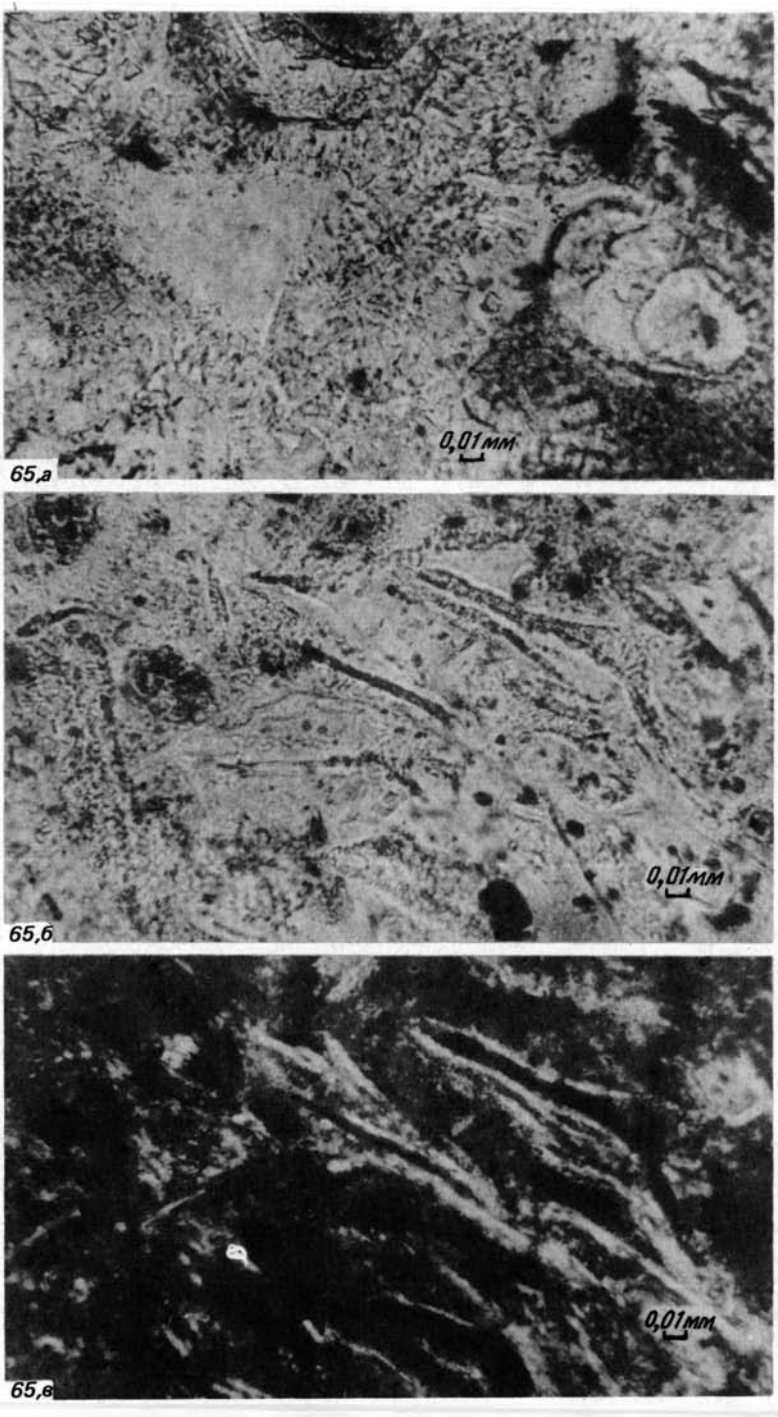


Рис. 65. Микрофотографии шлифов из пород скв. 468 и 471

а – клиноптилолит (в цементе) и анальцим (замещает вулканическое стекло) в вулкано-терригенном (туфогенном) песчанике (скв. 468В, обр. 26–1–42–46, николи ||); *б* – измененный витрокластический туф, почти целиком замещенный агрегатом смектита и клиноптилолита (скв. 471, обр. 36–1–81–85, николи ||); *в* – то же, николи +

кремни скв. 471, залегающие между измененными диабазами (и их брекчиями) и минерализованными осадками, могут представлять собой термально-измененные кремнистые осадки, отложенные вблизи активных гидротермальных выходов на морском дне.

Постседиментационные преобразования

Многие аспекты постседиментационного преобразования первично биогенных кремнистых осадков, выявленные по данным 63-го рейса, сходны с таковыми, наблюдаемыми в одновозрастных отложениях всего тихоокеанского региона. Прогрессивные изменения кремнистых минералов (опал-А → опал-СТ → кварц) и структурных особенностей кремнистых пород (диатомовые осадки → порцелланиты → кремни), связанные с изменением глубины захоронения и температуры, а также менее известная тенденция уменьшения значения d_{101} опала-СТ с увеличением степени изменения отмечены во многих местах региона: в Японии [Mitsui, Taguchi, 1977] на Камчатке и Сахалине [Гречин, 1976], в южной части Берингова моря [Hein et al., 1978], в Калифорнии (США) [Bramlette, 1946; Murata, Larson, 1975; Pisciotto, 1978; Isaacs, 1979], на п-ове Калифорния [Ingle, 1973; Minch et al., 1976; Helenes, Ingle, 1979] и в южной части Тихого океана [Kastner, 1976]. Преобразование диатомовых осадков в твердые порцелланиты довольно часто приводит к возникновению сильного сейсмического отражения, например, в скв. 471 и в южной части Берингова моря [Scholl, Greager, 1973; Hein et al., 1978], которое нередко сечет другие отражения, соответствующие стратиграфическим границам.

Сходство неогеновых отложений, пробуренных скважинами 63-го рейса, с одновозрастными отложениями других районов Тихого океана, проявляется не только в сходстве постседиментационных преобразований первично биогенного кремнезема по мере захоронения осадков, но и целого ряда других изменений, которые наблюдаются на том же глубинном уровне. Преобразование вулканического стекла в смектиты, клиноптилолит, анальцим и (в некоторых случаях) в калиевый полевой шпат наблюдается в разрезах всех скважин, за исключением скв. 470 и 472 (см. рис. 59). Граница зон неизмененного и измененного стекла довольно строго совпадает с границей зон опала-А и опала-СТ.

Похожие, связанные с глубиной захоронения преобразования наблюдаются в переслаивающихся вулканогенных и кремнистых отложениях во многих районах Тихоокеанского обрамления: в Японии [Iijima, Utada, 1966]. На Дальнем Востоке СССР [Гречин, 1976], в Калифорнии (США) [Bramlette, 1946]. Наконец, аутигенные карбонаты из скважин 63-го рейса [Pisciotto, Mahoney, 1981] по составу и изотопии сходны с конкреционными доломитами и другими аутигенными карбонатами в диатомовых и кремнистых отложениях Калифорнии (США [Murata et al., 1969, 1972; Friedman, Murata, 1979], Японии [Watanabe, 1970; Sawamura, Uemura, 1973] и южной части Берингова моря [Hein et al., 1979]. Кроме того, вблизи границы двух зон кремнезема наблюдается заметное изменение физических свойств пород, а также инверсия в содержании в иловых водах Ca^{++} и Mg^{++} (содержание Ca^{++} с глубиной увеличивается, а Mg^{++} уменьшается). Такое совпадение целого ряда постседиментационных изменений на одном уровне свидетельствует о том, что преобразование опала-А в опал-СТ отражает важнейшую стадию существования осадков, и большинство этих преобразований можно рассматривать в качестве эпигенетических (катагенетических), связанных главным образом с изменением *PT*-условий и режима иловых вод [Гречин, 1976].

* * *

В пяти из семи пробуренных в 63-м рейсе скважин у калифорнийского побережья США и Мексики ниже диатомовых осадков встречены их измененные аналоги (порцелланиты, кремнистые аргиллиты, кремни). Литологическая смена в вертикальном

направлении сопровождается частичным исчезновением первичной биогенной структуры и трансформацией биогенного опала-А в опал-СТ. В разрезе скв. 471 этот переход очень резок и совпадает с сильным сейсмическим отражением, которое прослеживается по крайней мере на 80 км к северо-западу. В пределах зоны опала-СТ (скв. 467, 469 и 471) значение рефлекса d_{101} опала-СТ с глубиной захоронения уменьшается примерно от 4,10–4,12 Å до 4,07 Å. Глубина залегания зоны опала-СТ связана обратной зависимостью с величиной современного геотермического градиента: чем выше градиент, тем меньше эта глубина. Температура перехода опала-А в опал-СТ в разрезах скважин 63-го рейса, вычисленная по данным о величине геотермического градиента, колеблется от 13 до 52°С; непосредственные замеры температуры вблизи границы перехода имеют значения около 25°С. Небольшое количество частично растворимого кварца в осадочных породах ниже зоны опала-СТ в разрезах скв. 467 и 471 свидетельствует о присутствии здесь и зоны аутигенного кварца.

Неогеновые кремнистые отложения, встреченные вблизи калифорнийского побережья, во многих отношениях сходны с одновозрастными кремнистыми отложениями других районов Тихого океана и его обрамления. В скв. 467, 468 и 469 на Калифорнийском континентальном бордерленде кремнистые породы залегают на туфах и (или) переслаиваются с туфами и вулканокластическими брекчиями. Подобные туфово-кремнистые ассоциации характерны для кайнозойских отложений Японии, Дальнего Востока СССР и частично для п-ова Калифорния. К югу от п-ова Калифорния (скв. 471) кремнистые фации подстилаются мощными турбидитными отложениями, содержащими рассеянные фосфатные микроконкреции. Аналогии подобной последовательности имеются в Японии, Калифорнии (США), на п-ове Калифорния, в Перу.

Сходство постседиментационных преобразований изученных неогеновых отложений с подобными отложениями других районов тихоокеанского обрамления заключается в приуроченности целого ряда изменений к одному и тому же глубинному уровню, зависящему прежде всего от величины современного геотермического градиента. Эти преобразования выражаются в литификации осадков, трансформации биогенного опала-А в опал-СТ и кварц (халцедон), в возникновении по вулканическому стеклу ассоциаций аутигенных смектитов и цеолитов (иногда калиевого полевого шпата), в образовании аутигенных карбонатов, в изменении состава иловых вод. Все эти изменения могут рассматриваться как эпигенетические (катагенетические).

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОСАДКИ И ПОРОДЫ: СЕДИМЕНТАЦИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Вулканогенный материал в виде незначительной примеси присутствует во многих литологических типах среднемиоцен-голоценовых отложений, пробуренных в ходе 63-го рейса у калифорнийского побережья США и Мексики. Собственно вулканогенные осадки и породы являются чаще всего подчиненным литологическим типом и в виде тонких прослоев встречаются по всему разрезу осадочного чехла. Однако в скв. 467, 468 и 469 в средне- или средне-позднемиоценовой толще вулканогенные породы служат существенной, а иногда и главной частью разреза. Этот раздел посвящен особенностям седиментации, минералогии, геохимии и постседиментационным преобразованиям обломочных вулканогенных пород, встреченных во всех семи скважинах 63-го рейса "Гломара Челленджера" [Grechin, Niem et al., 1981].

До последнего времени процессы накопления морских вулканогенных отложений изучены слабо. Во многих работах последних лет отмечается, что эти отложения могут формироваться игнимбритоподобными и пирокластическими потоками, турбидитными течениями, пеплопадами и различного рода течениями, перерабатывающими исходный обломочный пирокластический материал [Fiske, Matsuda, 1964; Mutti, 1965; Fernandez, 1969; Bond, 1973; Yamada, 1973; Niem, 1977; Tasse et al., 1978; Lajoie, 1979]. Внешние признаки образующихся разным способом осадков зачастую могут

совпадать, поэтому выводы о возможных условиях накопления миоценовых вулканогенных пород, вскрытых скважинами 63-го рейса, делались на основе детального изучения их текстур, структур, состава и парагенетических ассоциаций с другими породами разреза, а также сравнительного анализа полученных данных с имеющимися материалами по вулканогенным толщам, обнажающимся на суше и вскрытым в ряде предыдущих рейсов "Гломара Челленджера".

При изучении минералогии, петрографии и химизма миоценовых вулканогенных пород установлен преимущественно андезитовый, дацитовый или (гораздо реже) базальтовый состав продуктов эксплозивной вулканической деятельности. Интенсивное проявление известково-щелочного, преимущественно наземного или субаквального миоценового вулканизма в непосредственной близости от континентального склона и предполагаемого (согласно представлениям тектоники плит) палеожелоба противоречит реконструкциям, сделанным на основе этих представлений, и заставляет искать другие объяснения тектонической эволюции изученного района.

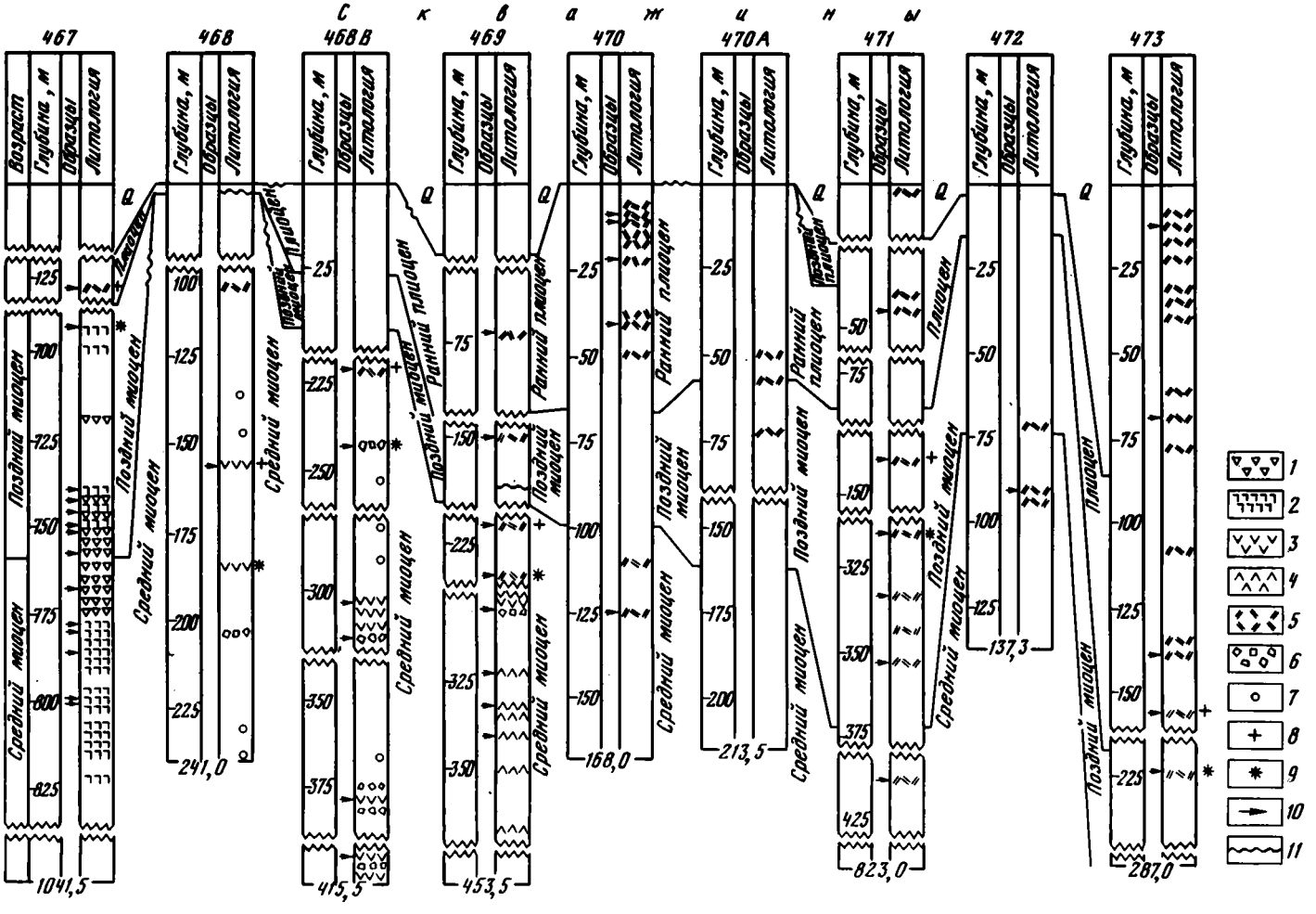
Поскольку пеплы и туфы в миоцен-голоценовых отложениях прикалифорнийской части Тихого океана распространены по всему разрезу осадочного чехла, находятся в разных термодинамических условиях и варьируют по составу, здесь имеются предпосылки для оценки роли тех или иных факторов постседиментационных преобразований (возраст, состав исходного материала, глубина захоронения, геотермический градиент и т. д.). Данные о составе ассоциаций аутигенных минералов, о ходе и интенсивности постседиментационных преобразований пирокластического материала, полученные из материалов 63-го рейса, интересны также с точки зрения сравнения этих процессов с подобными процессами, наблюдаемыми в вулканогенных толщах, обнажающихся в различных местах тихоокеанского обрамления.

ТЕРМИНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В целом номенклатура и классификация вулканогенных отложений и отдельных фрагментов, используемые в этом разделе, отвечают терминологии, рекомендованной субкомиссией по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук [Schmid, 1981]. Все же из-за некоторого отклонения от этих рекомендаций, а также разнобоя в понимании тех или иных терминов в геологической литературе и отсутствия общепринятой классификации вулканогенных пород использование ряда терминов нуждается в разъяснении.

Вулканогенные – это общий термин, используемый для отложений, состоящих из вулканического материала. Пирокластические – обломочные продукты эксплозивной вулканической деятельности. Вулкано-терригенные – продукты разрушения вулканических построек, вулканокластические – все обломочные вулканические продукты вне зависимости от механизма фрагментации. Шлак и шлаковые туфы – темноокрашенные пузыристые стекловатые фрагменты со сферическими везикулами, имеющие базальтовый или, реже, андезитовый состав, и породы, состоящие из этих фрагментов. В отличие от гиалокластитов шлаковые туфы образуются не путем растрескивания и отшелушивания подводных базальтовых лавовых потоков, а вероятно, представляют собой продукты субаквальных или субаэральных фреатических эрупций. Пемза и пемзовые туфы – светлоокрашенные пузыристые стекловатые фрагменты (обычно с трубчатыми везикулами), имеющие андезитовый, дацитовый или риолитовый состав, и породы, состоящие из этих фрагментов. Витрокласты и витрокластические туфы – светлоокрашенные стекловатые фрагменты, чаще всего имеющие характерную осколчатую форму и дацитовый или риолитовый состав, и породы, состоящие из этих фрагментов. Пепел (при литификации – туф), лапилли, брекчии – используются как термины, характеризующие размерность продуктов эксплозивного вулканизма.

При исследовании вулканогенных осадков и пород был использован ряд методов: изучение осадочных текстур в кернах скважин, петрографическое и минералогическое


С к в а ж и н ы
467
468
468В
469
470
470А
471
472
473
Возраст
Глубина, м
Образцы
Литология
Q
Плиоцен
Позднее плиоцен
Позднее миоцен
Средний миоцен
Ранний плиоцен
1041,5
241,0
415,5
453,5
168,0
213,5
823,0
137,3
287,0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

изучение в шлифах и иммерсионных препаратах, классический химический анализ, рентгенодифрактометрия глинистой фракции и монофракций отдельных минералов.

Глинистые минералы изучались стандартным рентгенографическим способом во фракции < 0,001 мм. Дифрактограммы получены на дифрактометре "ДРОН-1" с использованием CuK_{α}-излучения при напряжении 34 кВ и силе тока 20 мА при скорости сканирования 2°/мин. Снимались высаженные на стекла препараты в трех состояниях: природные (воздушно-сухие), насыщенные глицерином и прокаленные при 550°С и частично при 400 и 300°С, а также порошкограммы в области углов 2 θ от 59,0 до 62,5° для изучения рефлексов 060. Всего дифрактометрически проанализировано 18 образцов из скв. 467, 468, 469, 471 и 473. Для некоторых образцов проведено электронографическое исследование методом косых текстур.

Для изучения цеолитов и калиевых полевых шпатов после отмывки фракций < 0,001 и < 0,01 мм брались фракции 0,01–0,05; 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм. Они разделялись по удельному весу в жидкостях, приготовленных на основе бромоформа и диметилформамида, в интервале 2,1–2,7 г/см^3 с разницей в удельном весе между соседними жидкостями 0,05 г/см^3. Такое разделение проведено для 11 образцов. В части из них предварительно удалялась электромагнитная фракция. Получены дифрактограммы для наиболее представительных плотностных фракций, наиболее мономинеральных, почти или совсем не содержащих посторонних примесей. Съемка велась на том же приборе и при тех же условиях, что для глинистых минералов. Препараты готовились высушиванием водной суспензии на стекле.

Силикатные анализы выполнены традиционным методом мокрой химии в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками К.С. Степановой и Г.Ф. Галковской. Как установлено по международным стандартам базальта BR и диорита DR-N, точность выполняемых этой лабораторией анализов для большинства элементов лежит в пределах допустимых отклонений. Некоторые отклонения имеются при определении Fe_2O_3, Na_2O, K_2O, H_2O и CO_2 [Zolotarev et al., 1979].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ

Местонахождение станций показано на рис. 1 и описано в предыдущих разделах. Литология и стратиграфическое расчленение отложений показаны на рис. 57, а положение в разрезах пеплов и туфов, кроме того, на рис. 61.

Скв. 467 вскрыла 1041,5 м голоцен-среднемиоценовых отложений. Вулканогенная толща залегает на глубине 699,5–832,5 м и имеет средне-позднемоценовый возраст. Она состоит из шлаковых туфов и лапиллиевых шлаковых туфов мощностью от 2 см до 2 м, не расслаивающихся, с биотурбированными глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами. В нижней части толщи, кроме того, встречаются тонкие прослои сцементированных карбонатом вулкано-терригенных песчаников, а также выполненные кальцитом и кремнеземом трещины и брекчированные фрагменты. Вулканогенная толща подстилается среднемиоценовой слоистой толщей переслаивающихся известковистых аргиллитов с подчиненными тонкими прослоями песчаников. Перекрывается она позднемиоценовыми–голоценовыми мягкими алевритистыми глинами, диатомовыми и наннoглинами, а ниже 530 м – их литифицированными разновидностями. В этой толще встречены редкие тонкие прослои и пятна неизмененных витрокластических пеплов.

В других скважинах на Калифорнийском континентальном бордерленде толща, в которой вулканогенные породы играют существенную роль, имеет среднемиоцено-

Рис. 61. Распространение пеплов, туфов и вулканокластических брекчий в скважинах 63-го рейса

Туфы: *1* – лапиллиевые шлаковые, *2* – тонкообломочные шлаковые, *3* – лапиллиевые пемзовые и пемзово-литокластические, *4* – тонкообломочные пемзовые, *5* – витрокластические пеплы и туфы; *6* – вулканокластические брекчии; *7* – фрагменты андезитов; *8* – последний неизмененный пепел; *9* – первый измененный туф; *10* – положение отобранных образцов; *11* – несогласия

вый возраст и залегает в нижней части вскрытого разреза: 108–241 м (скв. 468), 159–415,5 м (скв. 468 В), 225–368,5 м (скв. 469). Эта толща сложена преимущественно алевритистыми аргиллитами, встречаются также порцелланиты, наннoаргиллиты и кремнистые аргиллиты, доломитистые аргиллиты. Вулканогенные породы образуют прослои мощностью 0,3–1,2 м и представлены вулканокластическими брекчиями, пемзово-витрокластическими туфами, переотложенными пемзовыми, пемзово-литокластическими туфами и лапиллиевыми туфами, связанными постепенными переходами с вулкано-терригенными песчаниками и туфопесчаниками. Вулканогенная толща в разрезах этих скважин перекрывается нелитифицированными мягкими осадками среднемиоценового–четвертичного возраста. Они представлены преимущественно глинами и алевритистыми глинами, наннофораминиферовыми и диатомовыми илами. В разрезах встречаются редкие тонкие прослои (от 2 мм до 23 см) и пятна витрокластических и пемзово-витрокластических пеплов.

В разрезах скв. 470–472 над породами фундамента залегают осадки от среднемиоценовых до четвертичных, а в скв. 473 – от верхнемиоценовых до четвертичных. Весь разрез скв. 470 и 472 мощностью 167 и 112 м соответственно и верхняя часть разрезов скв. 471 и 473 мощностью 155 и 143 м соответственно состоят из нелитифицированных глин, наннoилов и диатомовых илов с редкими тонкими прослоями неизмененных витрокластических пеплов. Пеплы имеют белую и серую окраску, их мощность не превышает нескольких сантиметров. Нижняя часть разрезов скв. 471 и 473 (161–741 и 143–248 м соответственно) сложена песчано-глинистыми турбидитами, порцелланитами, глинистыми и известковистыми порцелланитами. Встречено несколько прослоев измененных витрокластических пеплов зеленовато-серого цвета, мощность которых также не превышает нескольких сантиметров.

Таким образом, тонкие прослои пеплов в разрезах скважин 63-го рейса присутствуют в различных по составу осадках, начиная со среднемиоценовых и кончая четвертичными, и свидетельствуют о непрекращающемся в течение позднего кайнозоя наземном андезитовом вулканизме, более или менее удаленном от мест осадконакопления. Вулканогенные же толщи, свидетельствующие о проявлении вулканической активности в пределах Калифорнийского континентального бордерленда, имеют более строгую стратиграфическую приуроченность. Позднемиоценовый (10–12,5 млн. лет) возраст вулканической активности в районе скв. 467 является более молодым, чем где бы то ни было на территории бердерленда. В разрезах скв. 468 и 469 на позднемиоценовое время приходится перерыв в осадконакоплении, а среднемиоценовый возраст (14–16 млн. лет) наиболее активного вулканизма хорошо согласуется с возрастом вулканической активности в других местах бордерленда.

СТРУКТУРЫ, ТЕКСТУРЫ, ХАРАКТЕР НАПЛАСТОВАНИЯ, ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Структуры вулканогенных пород на станциях Калифорнийского бордерленда варьируют от брекчиевой и лапиллиевой до тонкопепловой. Более грубые разности обычно сложены плохо сортированным материалом, а туфы пепловой размерности сортированы лучше. В относительно грубообломочных шлаковых туфах скв. 467 фрагменты имеют неправильную, угловатую или слабо окатанную форму и только иногда хорошо окатаны. В переотложенных пемзовых, пемзово-литокластических туфах и вулканокластических брекчиях скв. 468 и 469, содержащих, кроме пемзы, еще и обломки перлитового вулканического стекла, лав и раковин беспозвоночных, доля окатанного материала часто значительно больше. Пирокластический материал пепловой размерности обычно не несет следов обработки, и стекловатые фрагменты характеризуются типичной для них оскольчатой формой. Однако в сильно измененных туфах интенсивно развитая смектитизация вулканического стекла затушевывает первичную форму и приводит к формированию вторичного глинистого матрикса. В некоторых вулканокластических брекчиях

цемент первично-осадочный, кремнистый или алеврито-глинистый, с примесью диатомовых водорослей (например, секция 469–33–1).

Отдельные слойки пирокластического материала имеют толщину < 2 мм, обычно же мощность туфовых пластов колеблется от нескольких сантиметров до 122 см. Пласты имеют резкий, обычно неровный нижний контакт (рис. 62,*а*, см. вкл). Верхний контакт также иногда резкий (в маломощных пластах) или (в пластах мощностью > 30 см) обычно постепенный и биотурбированный с перекрывающими глинистыми или известковистыми осадками, в которых выше туфовых пластов наблюдаются тонкие ходы илоедов, выполненные переработанным ими пирокластическим материалом (рис. 62,*б*).

Туфовые пласты неравномерно распределены по разрезу и имеют разное строение. Так, в разрезе скв. 467 количество туфовых пластов и их мощность невелики в средней части вулканической толщи (керны 79–82; 737,5–777,5 м); туфы здесь более грубозернистые, а пласты обычно имеют сложное строение, т. е. состоят из двух и более массивных (неслоистых) или градационных слоев, залегающих друг на друге. В разрезах скв. 468 и 469 количество туфовых пластов в целом больше в нижней части вулканогенной толщи. Здесь также встречаются относительно маломощные туфовые пласты простого градационного строения, переслаивающиеся с аргиллитами (секции 469–37–1 и 469–37–2), а также пласты, не имеющие четко выраженной слоистости или нацело биотурбированные.

Более мощные пласты тоже обычно имеют сложное строение. Они, например, могут быть образованы двумя и более градационными слоями пепловых туфов или последовательно сменяющими друг друга (в составе одного пласта) вулканокластической брекчией, лапиллиевым пемзовым туфом и вулкано-терригенным песчаником. В таких неоднородных пластах сортировка материала по размерности и плотности часто приводит к разделению пирокластического и вулкано-терригенного материала. Характер этого разделения различен. В одних случаях очень плохо сортированные вулканокластические брекчии перекрываются относительно хорошо сортированными среднезернистыми вулкано-терригенными песчаниками. В других – вулканокластические брекчии переходят вверх по разрезу в лапиллиевые пемзовые туфы, состоящие из тонкого чередования слоев, обогащенных более тонкозернистым вулканокластическим материалом и содержащих обломки раковин моллюсков, криноидей, мшанок (рис. 63,*в*, *г*, см. вкл.). Длинные оси пемзовых фрагментов и обломков раковин ориентированы параллельно напластованию. В третьих – неслоистые хорошо сортированные среднезернистые вулкано-терригенные песчаники перекрываются слоем лапиллиевых пемзовых туфов. В четвертых – наблюдается чередование слоев тонкослоистых или тонкополосчатых туфопесчаников с тоже тонкослоистыми слоями, обогащенными пемзой.

Наиболее характерными осадочными текстурами в миоценовых туфах скв. 467, 468 и 469 являются нормальная или, реже, обратная градационная слоистость, тонкая горизонтально параллельная, полосчатая, микрокосая слоистость; встречаются также массивные неслоистые разности пород.

Разные типы слоистости обычно встречаются в различной последовательности, которую принято называть последовательностью Боума, характерной для турбидитных отложений. Чаще всего это последовательности T_{abc}, T_{cd} и реже T_{cde} (см. рис. 62). В основании некоторых пластов наблюдаются следы нагрузки, проникновение крупных обломков в нижележащий осадок, признаки размыва (см. рис. 62,*а*). Иногда в тонкослоистых туфах наблюдаются нарушения первичной горизонтальной слоистости, текстуры срыва, постседиментационные оползневые складки. В некоторых туфогенных песчаниках отмечается конволютная (спутанно-волокнистая) слоистость (рис. 63, *а*).

Породы, вмещающие туфы, характеризуются линзовидной или тонкой горизонтальной слоистостью; они интенсивно биотурбированы (рис. 63, *б*), в них также иногда наблюдаются оползневые складки, седиментационные брекчии.

Неизмененные витрокластические пеплы и витрокластические туфы в разрезах скв. 470, 471, 472 и 473, а также некоторые пепловые и туфовые прослои в скважинах

на Калифорнийском бордерленде сложены тонко- и среднезернистым пепловым материалом, состоящим преимущественно из вулканического стекла характерной оскольчатой формы с небольшой примесью кристаллокластов и обломков волокнистой пемзы. Мощность прослоев обычно 1–2 см, редко достигает 20 см. Они относительно хорошо сортированы, имеют резкие контакты с вмещающими породами. В относительно толстых прослоях иногда наблюдается слабо выраженное постепенное уменьшение зернистости снизу вверх, некоторое обогащение нижней части кристаллокластами, а иногда и тяжелыми минералами, а также слабо выраженная нечеткость верхнего контакта из-за примеси перекрывающего осадка в очень тонкой переходной зоне.

Текстурный анализ вместе с контролем за структурой и составом осадков и наблюдениями за характером напластования позволяет предполагать, что большинство пластов вулканогенных пород в разрезах скважин на Калифорнийском континентальном бордерленде сформировано различного рода течениями и главным образом – турбидитными потоками [Grechin, Niem et al., 1981]. Признаки размыва, текстуры срыва, последовательности Боума T_{abc}, T_{cde} и T_{de}, характер сортированности материала и само строение пластов позволяют считать, что они образованы турбидитными потоками как низкой, так и высокой плотности, вплоть до пастообразных потоков [Middleton, Hampton, 1973; Walker, Mutti, 1973; Walker, 1975], которыми, вероятно, сформированы наиболее мощные, грубозернистые, почти неслоистые и очень плохо сортированные пласты, состоящие из брекчий и лапиллиевых туфов. Некоторые туфы с микрокосой слоистостью могли быть отложены придонными течениями.

Сортировка по зернистости и плотности, часто приводящая к отделению пемзовых лапиллей от лавовых фрагментов и обломков кристаллов песчаной размерности, как это наблюдается в миоценовых вулканогенных породах скв. 468 и 469, это обычный признак подводных пирокластических турбидитных отложений [Lajoie, 1979], отражающий гидродинамическую сепарацию материала турбулентными течениями [Fiske, Matsuda, 1964; Niem, 1977]. Следы нагрузки, оползневые складки и нарушенность первичной горизонтальной слоистости в туфах и подстилающих аргиллитах и глинистых известняках свидетельствуют о быстрой аккумуляции осадков.

Степень обработки (окатанности) тефры и примесь непирокластического (главным образом вулкано-терригенного) материала варьирует от скважины к скважине. В шлаковых базальтовых туфах скв. 467 окатанного и вулкано-терригенного материала мало. Это свидетельствует о быстром захоронении тефры после извержения и об относительной изолированности области осадконакопления от иных, чем базальтовый вулканизм, источников обломочного материала.

Морфология шлаковых фрагментов сходна с морфологией продуктов современного эруптивного (особенно фреатомагматического) базальтового вулканизма на Гавайских островах, в Гватемале, на о-ве Сюрсей вблизи Исландии [Heiken, 1972]. Фреатомагматические эрупции могли осуществляться как в субаэральных, так и в субаквальных условиях, но и последнем случае, как свидетельствует высокая пористость шлаков, происходили в относительно мелководных условиях [McBirney, 1963; Bonatti, 1970]. При повторяющихся фреатомагматических эрупциях больших объемов газонасыщенной магмы в подводных условиях на склонах вулкана могли образовываться базисные волны ("base surges") или насыщенные паром пастообразные потоки [Fisher, Waters, 1970; Fiske, Matsuda, 1964; Niem, 1977, Yamada, 1973], которые при смешении с морской водой могли формировать турбидитные или пирокластические потоки, доставлявшие частично остывший шлаковый материал со склонов вулкана к месту осадконакопления. Другой возможный путь накопления туфов вулканогенной толщи из скв. 467 – это непосредственное отложение остывших шлаковых фрагментов из эруптивных колонн субаквальных или субаэральных извержений на неустойчивых подводных склонах вулкана, откуда она затем сносились турбидитными потоками.

В среднемиоценовых вулканогенных породах из разрезов скв. 468 и 469 присутствует как окатанный, так и неокатанный пирокластический материал, а примесь вулкано-терригенного материала, часто хорошо окатанного, варьирует в широких пределах,

достигая 50% и даже больше в породах, которые уже могут быть отнесены к вулкано-терригенным песчаникам. Присутствие во многих пластах остатков мелководной фауны, представленных обломками морских рачков, криноидей, морских ежей, мшанок, пелециподов, свидетельствует о том, что тефра после извержения попадала в мелководные условия. Хорошая сортировка и окатанность вулканокластического материала в некоторых пластах позволяет предполагать, что до вовлечения в турбидитонакопление он проходил обработку в зоне волнового воздействия вокруг небольших вулканических островов. Грубость неокатанного вулканокластического материала в других пластах указывает на относительную близость вулканических источников.

В отличие от скв. 467 в формировании вулканогенной толщи в разрезах скв. 468 и 469 участвовали продукты преимущественно андезитового и более кислого вулканизма, а извержения, по-видимому, были субаэральными. Вулканогенная толща в разрезах этих скважин во многих отношениях (возраст, строение толщи, состав вулканических продуктов, характер слоистости) напоминает среднюю часть среднемиоценовой формации Бланка, обнажающейся на островах Санта-Роза и Санта-Крус, расположенных в прилежащей части Калифорнийского континентального бордерленда. Формирование этой формации связывают [Howell, McLean, 1976; McLean et al., 1976] с непрерывным поступлением в воду больших масс вулканокластического материала и его разносом и аккумуляцией турбидитными потоками в виде подводных конусов выноса или по подводным долинам. Возможно, в сходной обстановке формировались туфы и брекчии скв. 468 и 469, но они накапливались на относительно большем удалении от источников вулканизма и в более глубоководной обстановке, поскольку залегают среди гемипелагических осадков.

Как уже говорилось, большинство туфов в вулканогенных толщах разрезов скважин на Калифорнийском континентальном бордерленде были отложены турбидитными и некоторыми другими течениями или потоками. Однако некоторые маломощные пласты туфов, в которых не наблюдается следов обработки пирокластического материала и которые не содержат мелководной фауны и примеси вулкано-терригенного материала и не имеют четко выраженной слоистости, могут быть продуктами пеплопадов, прошедшими дифференциацию в процессе переноса по воздуху и осаждения через толщу морской воды и захороненными на месте осаждения без последующего переотложения.

Такой механизм транспортировки и осаждения обычен для тонких прослоев дацит-риолитовых витрокластических пеплов и туфов, встречающихся по всему разрезу осадочного чехла и во всех других скважинах 63-го рейса.

Не только перечисленные выше признаки, но и хорошая сортировка и тонкозернистость пеплов, их малая мощность и нахождение среди пелагических и гемипелагических осадков, перекрывающих океаническую базальтовую кору, вдали от возможных источников средне–кислого эруптивного вулканизма – все это также, скорее всего, указывает на дальний воздушный перенос пепла и формирование прослоев витрокластических пеплов и туфов в результате пеплопадов. Ближайшие от района бурения возможные источники среднего–кислого пирокластического материала могли располагаться на п-ове Калифорния и в материковой части Мексики, где в среднем миоцене–голоцене был широко проявлен интенсивный известково-щелочной вулканизм, продукты которого варьируют по составу от базальтов до риолитов [Gastil et al., 1979]. Однако точная реконструкция местоположения этих источников вряд ли возможна.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Как и по ряду других признаков на основе изучения минералогического и петрографического состава выделяются три основные группы вулканогенных пород: 1) шлаковые туфы (скв. 467); 2) пемзовые и пемзово-литокластические туфы (скв. 468, 469); 3) витрокластические пеплы и туфы (во всех скважинах).

Вместе с пемзовыми и пемзово-литокластическими туфами рассматриваются генети-

чески с ними связанные вулканокластические брекчии, а иногда и вулкано-терригенные песчаники, тем более что все эти породы объединяет принципиальная общность источников обломочного материала, а также сходство механизма накопления и то обстоятельство, что по соотношению тех или иных породообразующих компонентов между ними наблюдается широкая гамма переходных разностей.

Шлаковые туфы

Измененные шлаковые туфы встречены только в средне-верхнемиоценовой вулканогенной толще скв. 467. Они состоят преимущественно из пузыристых стекловатых шлаковых фрагментов пепловой и (или) лапиллиевой размерности. В виде незначительной примеси присутствуют обломки непузыристых базальтов с интерсертальной структурой и обломки коричневатого тахилитового вулканического стекла с глинизированной палагонитовой оторочкой. Единичны обломки измененной пемзы, крупные кристаллы плагиоклаза, кварца, зерна глауконита. Тяжелые минералы представлены аутигенным пиритом и редким баритом. В некоторых туфах присутствуют обломки фораминифер, диатомовых, радиолярий.

Шлаковые фрагменты обычно угловатые, неправильной или удлиненной формы, в мелких фракциях иногда оскольчатые. Везикулы имеют круглую или овальную форму, но иногда встречаются и сильно удлиненные; они занимают от 10 до 90% объема обломков. Одни везикулы открыты и окружены оторочкой глинистых минералов, замещающих стекловатые стенки поры, другие частично или полностью выполнены зеленоватым смектитом, образующим миндалины, некоторые – выполнены кальцитом или реже анальцимом. Многие шлаковые фрагменты содержат микролиты сдвойникованных по альбитовому закону плагиоклазов, а в нижней части толщи – иногда крупные фенокристы плагиоклаза (от An_{47} до An_{64}) и очень редкие пироксены (?), замещенные глинистыми минералами.

Шлаковые туфы сильно изменены, девитрифицированы. Первичная стекловатая масса замещена смектитом, анальцимом и более редким калиевым полевым шпатом (рис. 64,*а, б*, см. вкл.). По одним обломкам развиваются все эти аутигенные минералы, по другим – только смектит, в третьих смектит присутствует в ассоциации либо с анальцимом, либо с калиевым полевым шпатом. Кроме того, калиевый полевой шпат (редко анальцим) иногда частично замещает плагиоклазы, а анальцим встречается внутри везикул и в цементирующем матриксе (рис. 64,*в*).

В туфах присутствует (иногда в большом количестве) аутигенный пирит, который встречается в виде кубических кристаллов в порах или чаще оторочек вокруг везикул или с поверхности шлаковых обломков. Кроме того, пирит вместе со смектитом, полностью замещая стекло в некоторых обломках, делает их совершенно непрозрачными в проходящем свете. В матриксе и пустотах иногда отмечаются гипс и крупные кристаллы барита (рис. 64,*г*).

Матрикс в туфах зеленовато-коричневый, сформированный за счет разложения вулканического стекла; иногда в нем много аутигенного анальцима. Некоторые пласты туфов в своих нижних частях сцементированы вторичным крупнокристаллическим карбонатом, замещающим и часть обломков. Кальцит встречается и в миндалинах некоторых шлаковых фрагментов.

Пемзовые туфы

Пемзовые и пемзово-литокластические туфы пепловой и лапиллиевой размерности развиты в среднемиоценовой вулканогенной толще скв. 468, где они переслаиваются с вулкано-терригенными песчаниками и туфопесчаниками, и в разрезе скв. 469, где они чаще всего составляют верхнюю часть пластов, состоящих из вулканокластических брекчий и туфов.

Туфы состоят главным образом из пемзы, перлитового и слабопористого вулка-

нического стекла, обломков пород и кристаллокластов. Соотношение компонентов сильно варьирует, но содержание пемзы обычно составляет 60–80%. Обломки пемзы имеют угловатую или полуугловатую форму. Она бесцветная или зеленоватая в проходящем свете, чаще всего длинноволокнистая или короткотрубчатая, реже с округлыми или овальными везикулами; иногда содержит фенокристы сдвойникованных по альбитовому закону плагиоклазов и кварца. Показатель преломления пемзы около 1,502 (обр. 468В–23–СС–23–25). Стекло с таким показателем преломления содержит 71% SiO_2 и отвечает риолито-дацитовому составу [Williams et al., 1954; Taylor, 1978]. Однако начальные стадии растворения и гидратации даже в самых свежих обломках снижают точность определения первичного состава стекла по его показателю преломления. Перлитовое вулканическое стекло – более свежее, светло- или темно-коричневого цвета, с микролитами плагиоклаза. Показатель преломления светлых разностей около 1,514, что отвечает 65% SiO_2 и дацитовому составу (обр. 468В–34–1–90–94). Обломки перлитового стекла имеют полуугловатую или полуокатанную форму.

Прозрачное, бесцветное или слабо-зеленоватое слабопористое вулканическое стекло имеет пепловую размерность и обычно замещено клиноптилолитом. Кристаллокласты представлены свежим плагиоклазом и кварцем, встречается авгит, изредка – роговая обманка и биотит.

Обломки пород, как угловатые, так и окатанные, представлены преимущественно пироксеновыми андезитами с гиалопилитовой, пилотакситовой и гломеропорфировой структурой, реже встречаются везикулярные базальты с интерсертальной структурой и стекловатые дациты с фенокристами кварца и полевого шпата.

Небольшая примесь невулканокластического материала представлена известковистыми аргиллитами, вулкано-терригенными песчаниками, слюдистыми аркозовыми песчаниками, кремнями; обычны фрагменты мелководной фауны (брахиопод, морских ежей, пелеципод) и фораминиферы.

Главными продуктами преобразования вулканического материала являются смектиты, клиноптилолит и анальцим, которые развиваются по всем стекловатым фрагментам, а также составляют основную массу цемента (рис. 65,*а*, на вкл.). Иногда, особенно в нижних частях пластов, отмечается вторичная карбонатная цементация. В некоторых пластах довольно много крупных выделений зеленого глауконитоподобного минерала, доломитовых ромбов, пирита.

Соотношение породообразующих компонентов и степень их обработки в вулканогенных породах скв. 468 и 469 колеблется в широких пределах и отвечает непрерывным рядам (туфы – брекчии) и (туфы – вулкано-терригенные песчаники).

Вулканокластические брекчии характеризуются преобладанием угловатых и слабо окатанных лавовых фрагментов, представленных преимущественно пироксеновыми андезитами и базальтами с порфировой, гломеропорфировой, витрофировой, гиалопилитовой, интерсертальной структурами. Показатель преломления светло-коричневого вулканического стекла из основной массы некоторых эффузивов (около 1,544) отвечает содержанию SiO_2 около 55% и андезито-базальтовому составу, а темно-бурого тахилитового стекла (около 1,596) – содержанию 47% SiO_2 и базальтовому составу [Williams et al., 1953; Taylor, 1978]. Более кислый, чем андезитовый, материал присутствует в подчиненном количестве. Матрикс в брекчиях – глинистый, с остатками диатомовых, спикул губок, радиолярий, кокколитов, иногда сложен опалом-СТ [Grechin, Pisciotto et al., 1981].

В туфопесчаниках и вулкано-терригенных песчаниках содержание пирокластического материала меньше 50%. В них преобладают обломки кристаллов (кварц, полевые шпаты, более редкие пироксены, роговая обманка) и обломки вулканогенных пород (преимущественно андезитов и базальтов, реже дацитов); встречаются осадочные породы; иногда много зерен зеленого глауконитоподобного минерала. Тяжелая фракция представлена магнетитом, цирконом, эпидотом, более редкими апатитом, сфеном, рутилом. Цемент в песчаниках – глинисто-цеолитовый. Они характеризуются хорошей сортировкой и нередко хорошей окатанностью обломочного материала.

Таблица 30

Химический состав туфов и пеплов скв. 467, 468, 468В, 469, 470, 471 и 473 (в вес. %)

Компонент	467					468	468В
	74		80	82	84	18	27
	2		2	1	1	1	1
	96–100	119–123	16–20	118–121	31–35	4–6	17–20
SiO_2	40,95	41,76	41,58	42,76	45,61	58,44	52,72
TiO_2	2,47	2,48	2,21	2,13	2,12	0,53	1,83
Al_2O_3	16,75	17,40	15,15	15,82	16,89	14,11	22,18
Fe_2O_3	10,56	10,69	2,53	2,82	3,56	2,73	2,37
FeO	0,50	0,43	4,83	4,54	3,86	1,85	0,64
MnO	0,10	0,07	0,10	0,10	0,04	0,06	0,02
MgO	1,59	2,62	10,52	10,43	6,44	1,69	1,63
CaO	3,60	2,35	4,58	4,01	1,79	4,91	8,65
Na_2O	1,84	1,84	1,84	2,34	7,39	4,57	5,07
K_2O	0,31	0,24	2,10	1,66	0,72	2,87	1,13
H_2O^+	4,34	4,11	5,67	4,46	6,71	4,37	0,99
H_2O^-	9,26	9,11	6,23	6,87	3,95	1,39	1,57
P_2O_5	0,05	0,04	0,90	0,51	0,11	0,12	0,83
CO_2	0,0	0,0	0,95	0,85	0,0	1,00	0,0
C	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SO_3	3,93	2,90	0,47	0,20	0,34	0,33	–
Cl	0,14	0,14	–	0,07	0,35	0,89	–
S	6,36	6,72	–	0,10	0,76	0,79	–
Сумма	102,75	102,90	99,66	99,67	100,63	100,65	99,63
O=S	3,18	3,36	–	0,05	0,38	0,40	–
$O=Cl_2$	0,03	0,03	–	0,01	0,08	0,20	–
Сумма	99,54	99,51	99,66	99,61	100,17	100,05	99,63

Примечание. Обр. 467–74–2–96–100 и 467–74–2–119–123 – сильно измененные шлаковые туфы (?); 467–80–2–16–20, 467–82–1–118–121 и 467–84–1–31–35 – измененные шлаковые туфы; 468–18–1–4–6 – неизмененный лапиллиевый пемзовый пепел; 468В–27–1–17–20 – обломок пироксенового андезито-базальта из брекчии; 469–8–5–40–44 – неизмененный пемзово-витрокластический пепел; 469–36–1–77–78 – измененный пемзовый туф;

Витрокластические пеплы и туфы

Неизмененные витрокластические пеплы встречены во всех скважинах. Они состоят преимущественно из неизмененного прозрачного вулканического стекла характерной оскольчатой формы. В некоторых пеплах присутствует примесь волокнистой и короткотрубчатой пемзы и небольшого количества кристаллов плагиоклаза и кварца. Цветные минералы редки и представлены биотитом или биотитом и роговой обманкой; иногда встречается турмалин. В некоторых пеплах довольно много тонко распыленного аутигенного пирита, присутствуют кокколиты, спикулы губок, комочки глинистых минералов; скорее всего, эта примесь возникла в процессе бурения из-за смешения рыхлых пеплов с вмещающими осадками.

Показатель преломления неизмененного вулканического стекла в отдельных прослоях колеблется от 1,496 до 1,540, что отвечает содержанию SiO_2 в стекле от 56 до 73% и указывает на риолит-дацитовый, дацитовый и андезитовый состав пеплов.

Принципиально тот же первичный состав, по-видимому, имеют измененные витрокластические туфы из нижних частей разрезов скв. 468, 469, 471 и 473, но в них часто сохраняются лишь реликты пепловой структуры, а вулканическое стекло замещено агрегатом смектитов и цеолитов (см. рис. 65, *б, в*). Так же, как в неизмененных пеп-

469		470	471				473	
8	36	3	5		36	44	16	26
5	1	3	2	4	1	3	3	7
40–44	77–78	21–23	97–98	114–116	91–93	40–42	40–42	32–36
55,70	53,75	57,39	63,29	57,11	53,00	53,69	58,86	57,12
0,34	0,46	0,46	0,45	0,70	0,40	0,27	0,23	0,47
10,20	12,98	14,54	12,53	14,86	15,44	17,83	13,34	13,56
13,90	5,29	3,98	4,18	4,06	3,17	3,32	4,62	3,96
0,57	0,97	1,20	1,24	1,97	0,70	0,74	1,04	1,36
0,03	0,15	0,17	0,06	0,09	0,01	0,01	0,03	0,13
0,61	4,78	1,36	0,95	1,64	5,24	3,59	0,73	3,99
1,51	1,59	1,13	1,82	3,64	0,83	1,11	0,84	1,68
3,53	2,70	7,61	5,30	5,18	3,06	2,70	4,60	3,83
3,29	0,89	4,58	3,72	2,87	0,43	0,31	3,72	2,44
2,36	5,73	4,63	4,32	3,41	5,48	6,60	4,93	3,93
0,83	8,12	1,04	0,64	0,80	10,91	9,16	1,94	5,35
0,02	0,04	0,04	0,07	0,20	0,03	0,02	0,02	0,14
0,0	0,50	0,0	0,0	0,20	0,12	0,13	0,0	0,0
0,52	0,59	0,33	0,11	0,08	0,18	0,0	0,29	0,20
2,84	0,24	0,22	0,10	1,31	0,0	0,0	4,05	0,52
0,29	0,90	1,55	1,12	1,83	0,75	0,56	0,23	1,34
6,90	0,27	0,03	0,25	0,57	0,12	0,15	0,64	0,31
103,44	99,95	100,26	100,15	100,52	99,87	100,19	100,11	100,33
3,45	0,13	0,01	0,13	0,28	0,06	0,08	0,32	0,16
0,06	0,20	0,35	0,25	0,41	0,17	0,13	0,05	0,30
99,92	99,62	99,90	99,77	99,83	99,64	99,98	99,74	99,87

470–3–3–21–23 – фрагмент пемзы; 470–5–2–97–98 – неизмененный витрокластический пепел; 471–5–4–114–116 – неизмененный пемзово-витрокластический пепел; 471–36–1–91–93 и 471–44–3–40–42 – измененные витрокластические туфы; 473–16–3–40–42 – неизмененный пемзово-витрокластический пепел; 473–26–2–32–36 – измененный витрокластический туф.

лах, в туфах присутствует небольшая примесь плагиоклазов и кварца; присутствуют роговая обманка и биотит, в тяжелой фракции преобладает аутигенный пирит, иногда встречается магнетит. Кроме того, отмечаются единичные кристаллы пироксена, апатита, циркона, мусковита, рутила, сфена.

ДАННЫЕ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

При интерпретации данных химических анализов (табл. 30) следует иметь в виду, что содержание окисного железа вычисляется по разности общего и закисного. При определении последней формы пирит не разлагается, и поэтому двухвалентное пиритное железо в конечной записи попадает в состав Fe_2O_3. В тех случаях, когда определялось содержание серы, нетрудно рассчитать содержание FeS_2.

Шлаковые туфы

Химические анализы показывают, что вулканогенные породы скв. 467 по составу отличаются от пород других скважин. Для всех шлаковых туфов прежде всего характерно низкое содержание SiO_2, даже при пересчете на полную безводность, не превышающее 47–50%, и низкое содержание суммы щелочей (2–4%). Экстраординарное

содержание Na_2O, равное 7,39%, в обр. 467–84–1–31–35 связано с обилием анальцима в цементе этого туфа. Высокое содержание TiO_2 (более 2%) и малые значения отношения SiO_2/Al_2O_3 (2,4–2,8) также отличают шлаковые туфы от пемзовых и витрокластических туфов.

Конечно, по химическим анализам таких сильно измененных пород, какими являются шлаковые туфы, трудно судить о составе исходного материала из-за невозможности учесть привнос и вынос компонентов. И все же приведенные данные, контролируемые микроскопическим изучением, позволяют считать шлаковые туфы производными базальтовой магмы. Особенно показательно в этом отношении высокое содержание TiO_2, поскольку титан обычно считается наименее подвижным при вторичных изменениях, а его высокие содержания характерны для современных базальтовых туфов [Heiken, 1972]. О принадлежности шлаковых туфов к базальтоидам может свидетельствовать также высокое содержание MgO и отчасти $Fe_2O_3 + FeO$ в образцах из кернов 80, 82 и 84. Сильно измененные туфы из керна 74 по содержанию одних компонентов близки к остальным шлаковым туфам, а по содержанию других – к андезитовым пемзовым туфам.

Пемзовые и витрокластические пеплы и туфы

Неизмененные пемзовые, пемзово-витрокластические и витрокластические туфы (пеплы) по составу являются андезитовыми, андезито-дацитовыми или дацитовыми. Содержание SiO_2 в них колеблется от 55 до 63%, отношение SiO_2/Al_2O_3 составляет около 4–5, содержание TiO_2 обычно меньше 0,5%. Для них характерна низкая концентрация MgO и высокая щелочность. Даже за вычетом щелочей, связанных в солях, по-видимому, выпавших при испарении поровой воды, $Na_2O + K_2O$ достигает 7%, а иногда составляет более 10%. В целом содержание основных породообразующих окислов сходно с таковым в современных пеплах соответствующего состава [Heiken, 1972].

В измененных пемзово-витрокластических и витрокластических туфах по сравнению с неизмененными наблюдается увеличение относительного содержания воды, уменьшение содержания SiO_2, некоторое уменьшение отношения SiO_2/Al_2O_3. Заметных изменений в содержании TiO_2 не отмечается. Содержание железа обычно чуть ниже, чем в неизмененных пеплах. Очень характерно увеличение содержания MgO, который, очевидно, фиксируется в структуре смектитов (см. ниже), и уменьшение суммы щелочей (особенно сильно уменьшается содержание K_2O).

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

В туфах присутствуют различные аутигенные образования. Это глинистые минералы и глауконитоподобные образования, цеолиты, калиевый полевой шпат, пирит, карбонаты, иногда барит и гипс. Не все они связаны общностью генезиса и образуют устойчивые ассоциации, и не все изучались достаточно детально. Так, в данном разделе не обсуждаются вопросы формирования в туфах пирита, который присутствует как в измененных, так и в неизмененных разностях и образование которого непосредственно не связано с разложением вулканического стекла. Происхождение глауконитоподобных минералов в переотложенных пемзово-литокластических туфах и вулкано-терригенных песчаниках скв. 468 также представляет собой большую специальную проблему, и их детального изучения не проводилось. Можно только отметить, что они лишь в незначительной степени являются продуктами замещения пемзовых фрагментов. Форма их выделения и распространенность по всему разрезу скв. 468, начиная с самых верхов, в осадках разного состава говорит о том, что они являются весьма ранними аутигенными минералами и их образование в основном, видимо, не связано с преобразованием пирокластики. В туфах иногда довольно широко проявлена карбонатизация, которая выражается как в замещении отдельных обломочных фрагментов, так

и в интенсивной вторичной цементации некоторых пластов, особенно их нижних частей. Вопросы генезиса и геохимии вторичных карбонатов, в том числе доломита, обсуждаются в работе К.А. Писциотто и Д.Д. Махони [Pisciotto, Mahoney, 1981].

Наиболее устойчивые минеральные ассоциации образованы более детально изученными аутигенными глинистыми минералами и цеолитами (иногда – калиевым полевым шпатом), развивающимися преимущественно за счет преобразования вулканического стекла. В трех группах вулканогенных пород (шлаковые туфы, пемзовые туфы, витрокластические туфы) присутствуют разные ассоциации этих минералов.

Глинистые минералы

В составе фракции < 0,001 мм всех проанализированных образцов смектиты являются резко преобладающим или единственным компонентом. Кроме них, в ряде образцов в подчиненном количестве присутствуют хлорит, гидрослюда и смешаннослойные фазы различного состава. Идентификация смешаннослойных минералов проводилась на основе работы В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976].

Из шлаковых туфов скв. 467 проанализировано семь образцов. Для пяти из них приведены полные силикатные анализы исходных пород (см. табл. 30), а для двух – и химические анализы фракции < 0,001 мм (табл. 31).

Дифрактограммы неориентированных препаратов содержат два отражения (060) с *d* в области 1,49 и 1,53 Å, что вместе с устанавливаемым химическим анализом высоким содержанием MgO во фракции < 0,001 мм (табл. 31, обр. 467–80–2–16–20) позволяет отнести одну разновидность к типичному Al-диоктаэдрическому смектиту, а другую – к высокомагнезиальному триоктаэдрическому смектиту. С помощью электронографического метода косых текстур были определены параметры *a* и *b* ди- и триок-

Таблица 31

Химический состав фракции < 0,001 мм из туфов* скв. 467, 469, 471 и 473 (вес. %)

Компонент	467		469	471	473
	74	80	36	44	26
	2	2	1	3	2
	96–100	16–20	77–78	40–42	32–36
SiO_2	48,72	39,53	51,97	55,60	54,98
TiO_2	2,58	1,78	0,56	0,23	0,30
Al_2O_3	19,29	14,82	13,24	18,19	15,08
Fe_2O_3	5,85	5,64	5,26	3,39	5,23
FeO	0,24	3,81	1,01	0,80	1,44
MnO	0,02	0,11	0,13	0,0	0,08
CaO	1,66	2,77	1,68	1,60	1,12
MgO	3,35	13,05	5,81	3,40	5,64
Na_2O	0,08	0,79	0,67	0,51	0,95
K_2O	0,22	0,52	0,80	0,22	2,16
CO_2	0,0	–	–	0,26	0,0
P_2O_5	0,05	–	–	0,01	–
SO_3	1,21	–	–	0,0	0,0
S	0,42	–	–	0,04	–
П.п.п.	16,04	16,68	18,98	15,92	13,01
Сумма	99,73	99,50	100,11	100,17	99,99
O=S	0,21	–	–	0,02	–
Сумма	99,52	99,50	100,11	100,15	99,99

*Литологическую характеристику и полные силикатные анализы исходных образцов см. в табл. 30.

Таблица 32

Параметры *a* и *b* элементарных ячеек и соотношение интенсивностей *I* отражений (060) ди- и триоктаэдрических смектитов скв. 467

Параметр*	Образцы			
	82–1–118–120	82–1–114–118	83–3–83–85	84–1–31–35
$a_д$	5,20	5,19	5,19	5,19
$b_д$	9,00	8,99	8,99	8,99
$a_т$	5,31	5,30	5,31	5,32
$b_т$	9,19	9,18	9,19	9,20
д:т	1:1	3:1	1:1	4:1

*Индексы "д" и "т" указывают соответственно на ди- и триоктаэдрические разновидности смектита.

таэдрического смектитов (табл. 32). Кроме того, по соотношению интенсивностей отражений (060) можно приблизительно оценить относительное содержание ди- и триоктаэдрической фаз, которое в различных образцах изменяется от 1 : 1 до 4 : 1.

Анализ дифрактограмм естественных и прокаленных при 550°С препаратов позволяет разделить смектиты на две группы. Одна из них характеризуется значением $d_{001} = 12{,}7 \div 12{,}8$ Å в природном состоянии, а после прокаливания происходит сжатие до появления $d = 9{,}9$ Å (обр. 467–82–1–114–118, 467–83–3–83–85 и 467–84–1–31–35). Следовательно, межслоевые промежутки смектитов в этих образцах преимущественно заполнены обменными катионами Na, а их поведение при обезвоживании характерно для обычных смектитов.

В другой группе, судя по значению $d_{001} = 14{,}2 \div 14{,}8$ Å, межслоевые промежутки смектитов в основном заполнены катионами Mg (обр. 467–80–2–16–20, 467–82–1–118–120). На дифрактограммах этих образцов, прокаленных при 550°С, регистрируется отражение в области *d* от 10 до 14 Å. По-видимому, в межслоевых промежутках смектитов, относящихся к этой группе, располагаются катионы Mg, Al, Fe и другие, которые препятствуют сжатию минерала при нагревании. В этом случае такие минералы еще могут разбухать с глицерином подобно смектитам, но существенно затруднено их сжатие при дегидратации. Вероятно, это свидетельствует о начальной стадии хлоритизации смектитов. Небольшое отклонение от целочисленности серии базальных отражений на дифрактограммах препаратов, насыщенных глицерином и обезвоженных, с завышенными значениями *d* малоугловых рефлексов, свидетельствует, по-видимому, о высокой тонкодисперсности смектитов.

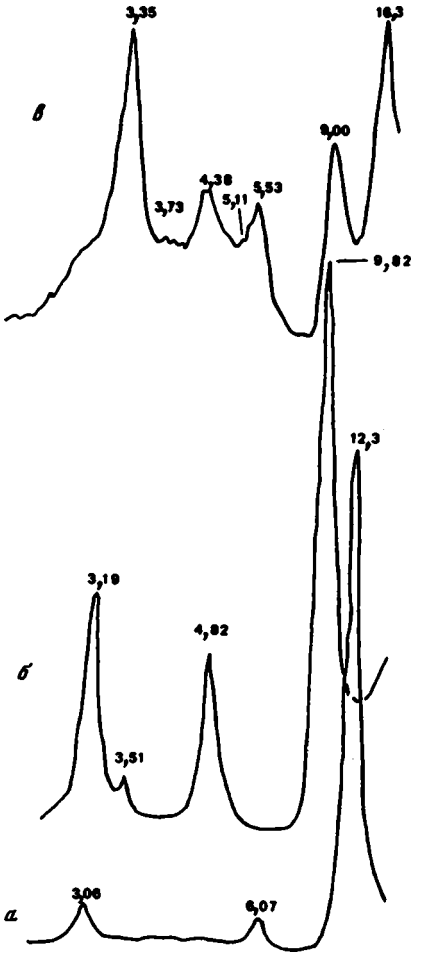
Наряду со смектитами в исследованных образцах присутствует примесь смешанно-слойной фазы хлорит–смектит, которая диагностируется на дифрактограммах прокаленных образцов по наличию отражений с *d* в области 12,9–13,5 Å и на дифрактограммах насыщенных глицерином препаратов по рефлексам с $d = 7{,}3$–$7{,}7$ Å. Лишь в одном из образцов (467–83–3–83–85) можно предполагать присутствие в структуре смектита очень небольшого содержания (~ 10%) межслоевых промежутков слюдистого типа. На дифракционной картине насыщенного глицерином препарата это проявляется в нецелочисленной серии базальных отражений с характерным значением *d* второго рефлекса, равным 9,01 Å, в то время как у мономинеральных смектитов это значение равно 8,9 Å.

Таким образом, для описываемой серии образцов из базальтовых шлаковых туфов характерна смесь Al-ди- и Mg-триоктаэдрического смектитов, некоторые из которых затронуты процессом хлоритизации.

Иной состав глинистой фракции имеют туфы одного пласта в керне 74. Из этого пласта было отобрано два образца: вблизи кровли –обр. 467–74–2–96–100 и в нижней части – обр. 467–74–2–119–123. Химический состав обоих образцов очень близок, но сильно от-

Рис. 66. Дифрактограммы фракции < 0,001 мм из обр. 74–2–119–123 (скв. 467), обработанной по методу Грин-Келли [Greene-Kelly, 1953]

Состояние образца: *а* – насыщенный LiCl, *б* – насыщенный LiCl и прокаленный при 300° С, *в* – насыщенный LiCl, прокаленный при 300° С и насыщенный этилен-гликолем



личается от состава других шлаковых туфов скв. 467 (см. табл. 30). Смектиты в них оказались идентичными и, как показывает анализ дифрактограмм, мономинеральными (обр. 467–74–2–119–123).

Значение d_{060} = 1,493 указывает на принадлежность смектита к диоктаэдрическому типу. Рентгеновское изучение приготовленных по методу Грин-Келли препаратов [Green-Kelly, 1953] показало, что при насыщении в 3N растворе LiCl значение d_{001} = 12,2 Å. Прокаливание при 250° С в течение 3 ч приводит к уменьшению d_{001} до 11,3 Å, лишь при t = 300° С значение d_{001} = 9,8 Å. При последующем насыщении этиленгликолем образцов, предварительно прогретых при 300° С, на дифрактограммах регистрируется нецелочисленная серия отражений с d, равным 16,3, 9,00, 5,53 и 3,35 Å (рис. 66). Анализ межплоскостных расстояний указывает, что изученный минерал представляет собой смешанослойную фазу бейделлит–монтмориллонит с содержанием монтмориллонитовых слоев ~40%.

Мономинеральность образца позволяет рассчитать приближенную кристаллохимическую формулу по данным химического анализа (обр. 467–74–2–96–100; см табл. 31). Расчет проводился на основе равенства валентностей катионов анионному составу 2 : 1 слоя $O_{10}(OH)_2$. Принималось, что CO_2 связан в $CaCO_3$, SO_3 – в $CaSO_4$, P_2O_5 – в $Ca_3(PO_4)_2$, S – в FeS_2. При допущении, что Ti входит в структуру смектита, формула имеет вид:

$$K_{0,02}Na_{0,02}Ca_{0,06}Mg_{0,16}(Si_{3,63}Al_{0,37})(Al_{1,33}Fe^{3+}_{0,30}Fe^{2+}_{0,01}Ti_{0,14}Mg_{0,22})O_{10}(OH)_2.$$

Если предположить, что Ti находится в породе в виде свободных окислов, кристаллохимическая формула принимает вид:

$$K_{0,02}Na_{0,02}Ca_{0,06}Mg_{0,17}(Si_{3,73}Al_{0,27})(Al_{1,47}Fe^{3+}_{0,30}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,22})O_{10}(OH)_2$$

и отличается от предыдущей. Из первой формулы видно, что общий отрицательный заряд 2 : 1 слоя в основном обусловлен замещением Si на Al в тетраэдрах. Во второй он почти поровну поделен между тетраэдрической и октаэдрической сетками. Следовательно, вторая формула лучше соответствует структуре исследуемого смешанослойного минерала бейделлита–монтмориллонита. Основным обменным катионом, компенсирующим заряд 2 : 1 слоя, является Mg. Разумеется, как эти, так и приводимые ниже кристаллохимические формулы следует рассматривать только как ориентировочные, идеализированные.

Из *пемзовых, пемзово-литокластических туфов* и их разновидностей, переходных к вулкано-терригенным песчаникам, в скв. 468 и 469 изучено семь образцов. Анализ дифрактограмм фракции < 0,001 мм обр. 469–36–1–77–78 и 469–38–1–32–36, в которых нет или почти нет примеси терригенного материала, показывает, что в них содержится почти мономинеральный смектит. Слабое отклонение от целочисленности в значениях d регистрируемых рефлексов свидетельствует о тонкодисперсности частиц смектита. Значение d_{060} равно 1,501–1,503 Å.

Для одного из этих образцов сделаны полные силикатные анализы исходного образца и фракции < 0,001 мм (см. табл. 30 и 31, обр. 469–36–1–77–78). Малое количество вещества во фракции не позволило определить содержание CO_2, P_2O_5, SO_3 и S. С использованием данных о содержании этих компонентов в исходном образце для оценки относительного количества катионов, связанных в солях и сульфидах, была сделана попытка рассчитать приближенную кристаллохимическую формулу:

$$Ca_{0,07}K_{0,08}Na_{0,10}Mg_{0,15}(Si_{3,93}Al_{0,07})(Al_{1,10}Fe^{3+}_{0,29}Fe^{2+}_{0,06}Ti_{0,03}Mg_{0,52})O_{10}(OH)_2.$$

Из нее следует, что в тетраэдрах практически отсутствует замещение Si на Al и весь отрицательный заряд локализован в октаэдрах. Следует отметить весьма высокий заряд 2 : 1 слоев, равный –0,62. Следовательно, рассматриваемый смектит относится к диоктаэдрическому монтмориллониту. Значения d_{060}, бо́льшие 1,5, видимо, связаны с относительно высоким содержанием Mg и Fe. Обработка образца по методу Грин-Келли привела к полной его дезагрегации и превращению в гель.

На дифрактограммах образцов туфов (469–29–СС–0–6, 469–35–1–49–52), содержащих примесь терригенного материала, кроме смектита, фиксируется незначительное количество хлорита и гидрослюды. Хлорит регистрируется по отражениям с d = =7,08, 4,72, 3,54 Å на дифрактограммах природного и насыщенного глицерином препаратов, а также по рефлексам с d = 13,9 Å на дифрактограмме препарата, прокаленного при 550°С. Присутствие гидрослюды также хорошо фиксируется по отражениям в области d = 9,8–10,0 Å и d = 3,33 на дифрактограммах препаратов для всех трех состояний.

Общий характер распределения интенсивностей базальных отражений на дифрактограммах четырех образцов вулкано-терригенных песчаников и переотложенных пемзово-литокластических туфов из скв. 468В близок к дифрактограммам, полученным для обр. 469–36–1–77–78. Основным компонентом является чрезвычайно тонкодисперсный смектит, но в отличие от образцов скв. 469, возможно, содержащий незначительное количество (до 20%) неразбухающих слюдистых слоев. Кроме того, базальное отражение с d = 15,2–15,5 Å на дифрактограмме природных препаратов, по-видимому, указывает на присутствие обменных катионов Ca в межслоевых позициях смектита. Сравнительно низкая интенсивность отражения с d = 4,82 по сравнению с рефлексами с d = 9,98 и 3,21 Å на дифрактограмме прокаленного препарата, по-видимому, обусловлена относительно бо́льшим содержанием катионов Fe в октаэдрах, чем в обр. 469–36–1–77–78.

В обр. 468В–26–1–72–76 и 468В–26–1–42–46 из вулкано-терригенного песчаника фиксируется заметное количество хлорита, а в обр. 468В–37–2–19–26 и 468В–34–1–60–63 из переотложенных пемзово-литокластических туфов отмечаются лишь его следы.

Детального изучения зеленых глауконитоподобных образований, встречающихся в переотложенных пемзово-литокластических туфах и особенно широко развитых в вулкано-терригенных песчаниках, не проводилось. Предварительное рентгеновское изучение сепарированных темно-зеленых и светло-зеленых образований из обр. 469–35–1–49–52 показывает, что они представляют собой смесь двух фаз: смектита (нонтронита) и глауконит-селадонита, содержащего до 20% разбухающих межслоев.

Из измененных *витрокластических туфов* проанализированы обр. 471–36–1–91–93, 471–44–3–40–42, 473–26–2–32–36 и 473–16–3–40–42. Основным компонентом

фракции < 0,001 мм в них является тонкодисперсный смектитовый минерал. Значение d_{060} изменяется от 1,498 до 1,501. Химический анализ фракции < 0,001 (см. табл. 31, обр. 471–44–3–40–42), которая, по данным дифрактометрии, представлена практически мономинеральным смектитом, позволил рассчитать структурную формулу минерала:

$$K_{0,02}Na_{0,07}Ca_{0,10}Mg_{0,06}(Si_{3,94}Al_{0,06})(Al_{1,46}Fe^{3+}_{0,18}Fe^{2+}_{0,05}Ti_{0,01}Mg_{0,30})O_{10}(OH)_2.$$

Из нее видно, что в тетраэдрических позициях практически отсутствует замещение Si на Al и весь отрицательный заряд 2 : 1 слоя обусловлен присутствием двухвалентных катионов Mg в октаэдрах. Из этой формулы видно также, что изученный минерал является типичным диоктаэдрическим монтмориллонитом. Сравнительно высокая интенсивность d_{002} =4,81–4,9 Å на дифрактограммах всех прокаленных образцов также подтверждает принадлежность этих минералов к диоктаэдрическому Al-монтмориллониту. Кроме смектита, в обр. 473–26–2–32–36 присутствует незначительное количество иллита и хлорита, а в обр. 471–36–1–91–93 – следы хлорита. В обоих из них отмечается примесь вмещающих туфы осадков – вероятно, результат деятельности илоедов.

Таким образом, как для пемзовых и пемзово-литокластических туфов, так и для витрокластических туфов андезитового, андезито-дацитового состава характерны то более, то менее железистые диоктаэдрические смектиты монтмориллонитового типа, иногда с незначительным содержанием иллитовых межслоев. Примесь хлорита и иллита наблюдается только в породах, содержащих примесь терригенного (не пирокластического) материала.

Цеолиты и калиевый полевой шпат

Аутигенные цеолиты обычны во всех измененных вулканогенных породах, встреченных в скв. 467, 468, 469, 471 и 473. Изучение пород в шлифах и рентгеновское изучение различных гранулометрических фракций, разделенных по удельному весу, позволили установить присутствие двух цеолитовых минералов. Один из них принадлежит к гейландитовой группе и представлен, скорее всего, клиноптилолитом, другой – анальцимом. Калиевый полевой шпат присутствует только в шлаковых туфах скв. 467. Примеры характерных дифрактограмм цеолитов и калиевого полевого шпата приведены на рис. 67.

Исследованные минералы и их сростки встречаются во всех проанализированных гранулометрических фракциях (0,01–0,25 мм). Клиноптилолит, кроме того, фиксируется на дифрактограммах фракции < 0,001 мм в препаратах, приготовленных для изучения глинистых минералов по небольшому рефлексу 8,9 Å. Наиболее мономинеральный состав имеют фракции с удельным весом 2,1–2,2 г/см^3 (клиноптилолит), 2,2–2,3 г/см^3 (анальцим) и 2,5–2,6 г/см^3 (калиевый полевой шпат).

Дифрактограммы выделенных калиевых полевых шпатов имеют санидиновый характер (см. рис. 67, *в*). Расшифровка дифрактограмм с использованием индексации и номенклатуры по Т. Барту [Barth, 1969] показывает, что в обр. 467–80–2–16–20 калиевый полевой шпат представлен высоким санидином почти чисто калиевого состава (Δ_p =0, Δ_z =0,06, Al_{T_1} =26, Al_{T_2} =24). В обр. 467–82–1–114–118 присутствует низкий санидин существенно калиевого состава (Δ_p =0, Δ_z =0,16, Al_{T_1} =29, Al_{T_2} =21).

Рентгеновские данные и изучение шлифов под микроскопом показывают, что в трех охарактеризованных выше группах вулканогенных пород наблюдаются различные ассоциации аутигенных цеолитов, калиевого полевого шпата и смектитов.

В *шлаковых туфах* скв. 467 присутствуют анальцим и калиевый полевой шпат. Оба они замещают вулканическое стекло или являются продуктами его девитрификации, а также присутствуют в порах. Калиевый полевой шпат, кроме того, иногда развивается по плагиоклазам, а анальцим в большом количестве присутствует в цементе

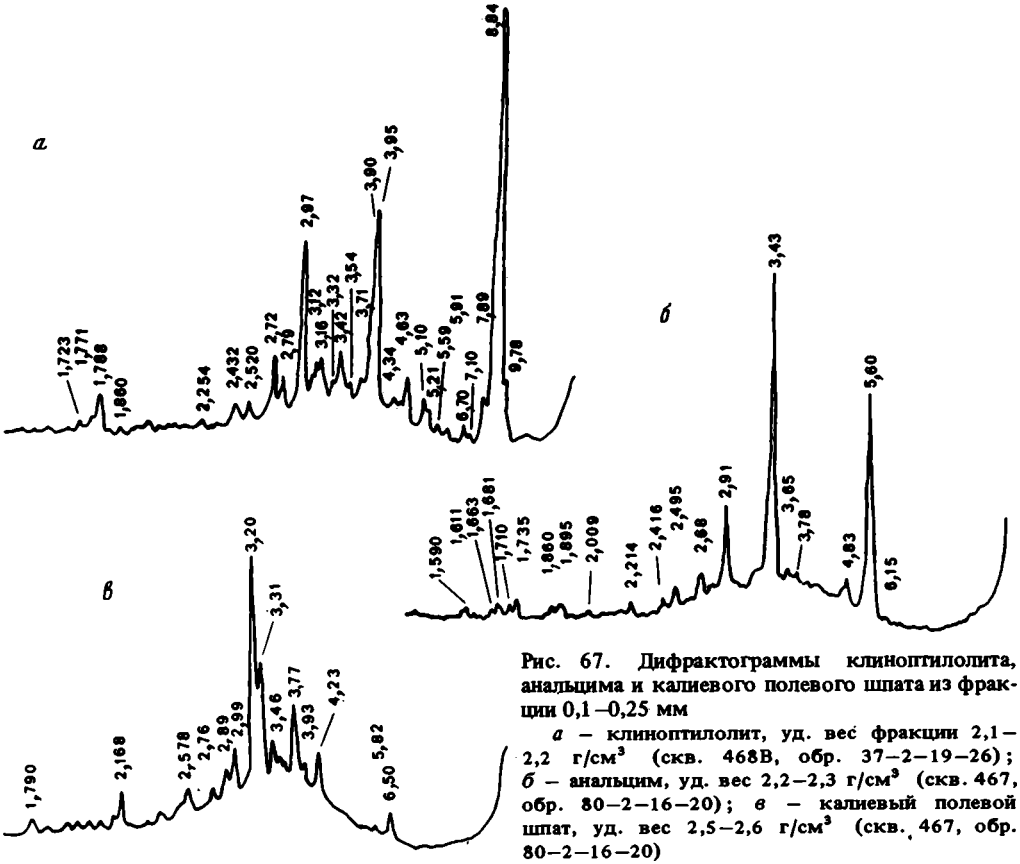


Рис. 67. Дифрактограммы клиноптилолита, анальцима и калиевого полевого шпата из фракции 0,1–0,25 мм

а – клиноптилолит, уд. вес фракции 2,1–2,2 г/см³ (скв. 468В, обр. 37–2–19–26); *б* – анальцим, уд. вес 2,2–2,3 г/см³ (скв. 467, обр. 80–2–16–20); *в* – калиевый полевой шпат, уд. вес 2,5–2,6 г/см³ (скв. 467, обр. 80–2–16–20)

(например, в обр. 467–84–1–31–35). Ассоциирующими глинистыми минералами являются ди- и триоктаэдрические смектиты, часть из которых затронута процессом хлоритизации.

В *пемзовых и пемзово-литокластических туфах* присутствуют клиноптилолит и анальцим, которые развиваются по вулканическому стеклу как в оскольчатых непузыристых фрагментах, так и в пемзе и в основной массе обломков эффузивов. Встречаются также в цементе, а анальцим, кроме того, – в виде прерывистых оторочек вокруг кристаллов плагиоклазов или выполняет трещинки в этих кристаллах). Клиноптилолит часто составляет существенную часть цемента вулкано-терригенных песчаников. С клиноптололитом и анальцимом ассоциирует более или менее железистый диоктаэдрический смектит.

Измененные *витрокластические туфы* содержат ассоциацию аутигенных минералов, сходную с развитой в пемзовых туфах. Однако клиноптилолит в них является преобладающим цеолитом, а анальцим присутствует в небольшом количестве и устанавливается только при микроскопическом изучении. Ассоциирующим глинистым минералом служит смектит, близкий к смектиту в пемзовых туфах.

ФАКТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Смектитам и цеолитам – главным продуктам преобразования вулканического стекла – посвящена обширная литература, но в проблеме их генезиса все еще много нерешенных вопросов. Эти минералы могут формироваться в широком диапазоне геологических обстановок, причем в разных обстановках могут формироваться сход-

Таблица 33

Глубина (в м) залегания последнего неизмененного (I) и первого измененного (II) пеплов, возможная мощность (в м) зоны неизмененного вулканического стекла (III) и современный геотермический градиент (в °С/км) (IV) в скважинах 63-го рейса

Скважина	I	II	III	IV
467	128,5	692,5	~535	~63
468	155,5	184,5	~184	Не опр.
468В	222	244,5	~235	"
469	218,5	245,0	~235	"
471	142	315	~161	70–151
473	154	221	~203	64–160

ные минеральные ассоциации [Дриц, Коссовская, 1980; Hay, 1978; Iijima, 1978].

На возникновение тех или иных минеральных ассоциаций аутигенных минералов влияет целый ряд факторов: глубина захоронения, температура, время, состав исходного материала, состав и pH поровых вод, открытость или закрытость системы для миграции иловых вод [Hay, 1966; Höller, Wirsching, 1978; Surdam, Boles, 1979].

Глубина захоронения

Изменение вулканического стекла, связанное с захоронением морских осадков, – только один из путей образования цеолитов и смектитов. Преобразования вулканического материала в принципе могут осуществляться при подходящих условиях и вскоре после захоронения [Hay, 1978]. Но для морских кайнозойских отложений, обнажающихся на суше по окраинам северной части Тихого океана, характерно существование зоны неизмененного вулканического стекла, в которой распространены неизмененные вторичными процессами андезитовые и дацитовые пеплы и мощность которой в различных районах колеблется от 0,8 до 2 км. Глубина, до которой в скважинах, пробуренных по программе DSDP, встречаются неизмененные пеплы, обычно гораздо меньше, но все же, например, в 19-м рейсе в заливе Аляска [Pratt et al., 1973] неизмененные риолито-дацитовые пеплы встречены в среднемиоценовых отложениях на достаточно большой глубине (около 400 м).

Из скважин 63-го рейса только в скв. 470 и 472 весь разрез осадочного чехла мощностью соответственно 167 и 112 м принадлежит к зоне неизмененного стекла. В других (табл. 33) максимальная глубина, на которой встречены неизмененные пеплы, варьирует от 128,5 м (скв. 467) до 222 м (скв. 468В), глубина до первого измененного пепла – от 184,5 м (скв. 468) до 692,5 м (скв. 467), а мощность интервала между последним неизмененным и первым измененным пеплом – от 22,5 м (скв. 468В) до 564 м (скв. 467).

Как известно, для морских кайнозойских отложений, обнажающихся на побережье Америки, в Японии и в дальневосточной части СССР, отмечается довольно строгое совпадение зоны неизмененного вулканического стекла с неизмененными биогенными кремнистыми осадками, сложенными опалом. Измененные пеплы появляются ниже по разрезу в ассоциации с кремнистыми породами, сложенными кристобалитом (опал-СТ), а еще ниже – кварцем или халцедоном [Bramlette, 1946; Mizutani, 1967; Гречин, 1976]. Данные 63-го рейса также свидетельствуют о совпадении появления в разрезе измененных пеплов с преобразованием биогенного опала в опал-СТ в кремнистых породах. Наблюдаются и другие вторичные изменения на том же глубинном уровне: литификация осадков, изменение состава иловых вод, иногда появление доломита [Grechin, Pisciotto et al., 1981]. Эти данные о довольно строгой приуроченности целого ряда постседиментационных преобразований к одному и то-

му же глубинному уровню позволяют оценить наиболее вероятную мощность зоны неизмененного стекла в каждой из пробуренных скважин в том случае, когда на значительном интервале разреза отсутствуют пепловые прослои (см. табл. 33). При такой оценке наименьшая мощность зоны неизмененного стекла наблюдается в скв. 471 (около 160 м), наибольшая – в скв. 467 (около 535 м). Все перечисленные выше преобразования осадков могут рассматриваться уже в качестве катагенетических (или эпигенетических), а не диагенетических [Гречин, 1976].

Геотермический градиент и геологический возраст

В целом наименьшая мощность зоны неизмененного стекла отмечается в скважинах, где выше геотермический градиент (см. табл. 33). По-видимому, повышение температуры по мере захоронения осадков, зависящее от величины геотермического градиента, является более значимым (чем сама по себе глубина захоронения осадков) фактором, способствующим началу трансформации вулканического стекла в комплекс аутигенных глинистых и цеолитовых минералов.

Температура в основании зоны неизмененного стекла при оценке по данным о современном геотермическом градиенте составляет 30 ± 7,5°С [Mizutani, 1967] или 41–49°С [Utada, 1971; Iijima, Utada, 1971] для третичных формаций Японии и 30–40°С – для кайнозойских отложений Западной Камчатки [Гречин, 1976]. Сложности определения геотермического градиента в скважинах 63-го рейса [Yeats, Haq, 1981] не позволяют однозначно оценить температуру в основании зоны неизмененного стекла. Однако непосредственные измерения температуры вблизи этого уровня имеют значение около 25°С, что не сильно отличается от приведенных выше оценок.

В скважинах 63-го рейса измененные туфы не встречаются в отложениях моложе позднемиоценовых. Однако в масштабах коротких отрезков позднекайнозойского времени геологический возраст в преобразовании осадков, по-видимому, не играет решающей роли. Действительно, в зависимости от мощности перекрывающих осадков (и геотермического градиента) в одних скважинах измененные туфы появляются в верхнемиоценовых отложениях, в других – неизмененные разности присутствуют еще и в среднемиоценовых. Начало смектитизации и цеолитизации вулканического стекла, таким образом, контролируется повышением температуры, глубиной захоронения и в меньшей степени геологическим возрастом. Состав ассоциаций аутигенных минералов, возникающих в результате преобразования пеплов, видимо, более тесно связан с составом исходных осадков и составом иловых вод.

Состав исходного материала осадков

Состав исходных осадков, несомненно, влияет на характер постседиментационных преобразований. Это отчетливо видно при сравнении измененных базальтовых шлаковых туфов и более кислых разностей. Отличия проявляются уже в более сильной степени изменения шлаковых туфов. Однако трудно однозначно решить вопрос, связано ли это с более быстрым разложением базальтового стекла или с захоронением шлаковых туфов на глубину, более чем на 300 м, превышающую ту, на которой залегают самые глубоко захороненные средние–кислые туфы. Более определенно связаны с составом исходных осадков ассоциации вторичных минералов. В шлаковых туфах они представлены смектитами, анальцимом и калиевым полевым шпатом, а в пемзовых и витрокластических туфах – смектитами, клиноптилолитом и анальцимом. Для шлаковых туфов характерны как диоктаэдрические, так и высокомагнезиальные триоктаэдрические смектиты (часть из которых имеет тенденцию к хлоритизации), для остальных туфов – только диоктаэдрические Al-смектиты. Большие содержания MgO и суммарного железа в глинистой фракции шлаковых туфов (см. табл. 31; обр. 467–80–2–16–20 см), видимо, отражают унаследованность вторичными глинистыми минералами высокой магнезиальности и железистости исходно-

го базальтового стекла и только в гораздо меньшей степени могут быть связаны с фиксацией этих элементов из иловых вод. Образование в шлаковых туфах нескольких разновидностей аутигенных смектитов может объясняться как некоторой неоднородностью базальтовой пирокластики, так и возможной примесью разложенных пемзовых фрагментов, а кроме того, и возможным гидротермальным воздействием (см. ниже).

Развитие клиноптилолита в пемзовых и витрокластических туфах (и отсутствие в шлаковых туфах) хорошо согласуется с многочисленными данными о его предпочтительном образовании по кислому–среднему вулканическому стеклу, при разложении которого легче всего создаются условия с высокой активностью кремнезема и низкой активностью алюминия, что благоприятно для образования клиноптилолита [Hay, 1978; Hawkins et al., 1978; Iijima, 1978; Kastner, 1979].

Существуют представления, что анальцим в глубоководных осадках присутствует только там, где есть основной тефровый материал [Hay, 1978]. Однако в скважинах 63-го рейса он одинаково обычен как в базальтовых, так и в андезито-дацитовых туфах, и только в тонкозернистых витрокластических (кислых) разностях его мало. Частично присутствие анальцима в пемзовых туфах может связываться с примесью в них основного стекла и фенокристов плагиоклаза, но, по-видимому, справедливее считать его характерным как для основных, так и для средних туфов. Тем более что и в кайнозойских отложениях обрамления Тихого океана, например на Камчатке, анальцим (наравне с клиноптилолитом) является характерным аутигенным минералом в андезито-дацитовых туфах [Гречин, 1976].

Состав иловых вод

Смектиты и цеолиты образуются при взаимодействии иловых вод главным образом с вулканическим стеклом. Другие компоненты туфов, например полевые шпаты, гораздо в меньшей степени подверглись изменениям. Тип образующихся вторичных минералов зависит от ряда физико-химических параметров иловых вод: pH, активности щелочных и щелочноземельных ионов, H_4SiO_4, $Al(OH)_4$, активности (или парциального давления) $H_2O(P_{H_2O})$ [Hay, 1978]. Только часть параметров состава поровых вод замерялась в скважинах 63-го рейса [Pisciotto, Machoney, 1981]. Эти измерения показывают, что соленость иловых вод мало меняется с глубиной и близка к таковой морской воды, значения pH колеблются в пределах 7–8. Сильно изменяются концентрации Ca^{++} и Mg^{++}. Содержание Ca^{++} с глубиной увеличивается (например, в скв. 471 от 10 до 80 мг/л), а Mg^{++} уменьшается (в скв. 471 от 50 до 10 мг/л). Это отражает не только фиксацию Mg^{++} в доломите, образующемся в карбонатных осадках, но и в составе смектитов в туфах. Причем Mg^{++} фиксируется не только в структуре высокомагнезиальных триоктаэдрических смектитов из шлаковых туфов скв. 467, но и в структуре диоктаэдрических смектитов из кислых–средних туфов других скважин, о чем свидетельствует относительное увеличение содержание Mg в измененных туфах по сравнению с неизмененными пеплами (см. табл. 30 и 31).

Очевидно, параметры поровых вод в скважинах 63-го рейса в целом были приемлемы для образования как смектитов, так и цеолитов (и клиноптилолита, и анальцима), и они формируются практически одновременно. По крайней мере, все эти минералы присутствуют в первом же сверху пласте туфов, в котором проявлены вторичные изменения. Наблюдаемый в шлифах "идиоморфизм" цеолитов по отношению к смектитам может объясняться их большей кристаллизационной силой.

Заметим, что в микроучастках осадка из-за неравномерности распределения компонентов и хода растворения физико-химические условия среды могут в ту или иную сторону отличаться от тех усредненных значений, которые дают анализы. Это, возможно, и приводит к сонахождению в одном осадке аутигенных минералов, которые требуют несколько различных условий для своего образования.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Вертикальной зональности в распределении аутигенных цеолитов и смектитов ниже зоны неизмененного стекла в скважинах 63-го рейса не обнаружено, возможно, из-за небольшой мощности части разреза, содержащей измененные туфы. Вместе с тем клиноптилолит и анальцим в средних–кислых туфах присутствуют совместно, что отличает глубоководные осадки от морских отложений, обнажающихся на суше, где анальцимовая зона в ряде мест подстилает клиноптилолитовую [Mizutani, 1967; Iijima, 1978; Hay, 1978].

Считается, что при такой зональности клиноптилолит переходит в анальцим согласно реакции: клиноптилолит + Na^+ → анальцим + K^+ + кварц [Kastner, 1979]. Она осуществляется при концентрации Na^+ в иловых водах от 1,0 до 1,5 × 10^4 ppm, при глубине захоронения не менее 1,1 км и температуре 84–91°C [Iijima, Utada, 1971; Iijima, 1974, 1978]. Согласно измерениям, произведенным в скважинах 63-го рейса, содержание Na^+ в иловых водах не достигало таких высоких значений, которые необходимы для трансформации клиноптилолита в анальцим [Pisciotto, Machoney, 1981], а давление и температура в скважинах намного меньше приведенных выше параметров. При микроскопическом изучении не обнаружено следов замещения анальцимом клиноптилолита. Очевидно, оба эти минерала могут формироваться одновременно как продукты девитрификации вулканического стекла (в целом при сходных условиях). Отсутствие самостоятельной анальцимовой зоны ниже клиноптилолитовой было ранее установлено для ряда разрезов миоцен-олигоценовых отложений Камчатки [Гречин, 1976], где аутигенные клиноптилолит и анальцим в туфах также присутствуют совместно.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЭФФЕКТ

В базальтовых шлаковых туфах скв. 467 обнаружена необычная для миоценовых вулканогенных пород ассоциация аутигенных минералов: смектиты + анальцим + + калиевый полевой шпат. Присутствие калиевого полевого шпата в скважинах, пробуренных по программе DSDP, обычно отмечалось в вулканогенных отложениях позднемелового возраста [Kelts, McKenzie, 1976]. Чаще всего он замещает плагиоклазы, но описано замещение санидином и вулканического стекла в осадках Атлантического океана, непосредственно перекрывающих базальты [Lancelot et al., 1972]. Анальцим в ассоциации с калиевым полевым шпатом отмечался редко.

Условия образования аутигенных калиевых полевых шпатов в океанических осадках пока что недостаточно выяснены. Некоторые авторы не исключают возможности влияния гидротермальной деятельности на их образование [Kelts, McKenzie, 1976]. Существуют также представления, что такие цеолиты, как филлипсит и клиноптилолит, в ходе диагенеза служат промежуточными фазами при образовании калиевого полевого шпата и анальцима, а этот последний также может замещаться калиевым полевым шпатом. Получены и экспериментальные подтверждения замещения клиноптилолита анальцимом при низкотемпературном гидротермальном воздействии [Boles, 1971]. Если это так, то при современном геотермическом градиенте температурные условия в толще шлаковых туфов скв. 467 (около 48–55°C), по-видимому, недостаточны для осуществления этих реакций [Hay, 1978; Iijima, 1978]. Однако повышенная щелочность и соленость иловых вод могут понижать температуру реакций. Так, в отложениях засоленных щелочных озер западной части США эти реакции протекают при нормальных температуре и давлении [Hay, 1966; Sheppard, Gude, 1968].

Конечно, трудно предположить существование засоленного водоема во время формирования отложений скв. 467, а современный состав иловых вод не отвечает таковому в засоленных озерах. Таким образом, и температурные условия, и условия среды в скв. 467 не отвечают известным до сих пор оптимальным условиям для формирования ассоциации смектит + анальцим + калиевый полевой шпат. Влияние низко-

температурной гидротермальной деятельности могло изменить эту ситуацию как в направлении повышения температуры, так и в направлении увеличения значений pH или концентрации тех или иных ионов в иловых водах.

Косвенным, хотя и неоднозначным, свидетельством проявлений низкотемпературной гидротермальной активности может быть присутствие в шлаковых туфах гипса и барита, форма выделения которых свидетельствует об их постседиментационном происхождении. Гидротермальное происхождение барита из образцов среднемиоценовых отложений, драгированных с континентального склона всего в 61 км юго-восточнее скв. 467, доказывается на основе анализа изотопов серы и кислорода [Church, 1970; Cortecci, Longinelli, 1972]. Далее, присутствие в туфах и подстилающих отложениях карбонатных, а иногда и кремнистых жилок говорит, по крайней мере, о довольно значительной подвижности циркулирующих растворов. В вулканогенной толще в разных пластах присутствуют смектиты монтмориллонитового и бейделлитового ряда, для образования которых нужны, видимо, разные значения pH среды при разной активности алюминия, что легче всего создается при гидротермальной деятельности.

Конечно, и состав ассоциаций аутигенных минералов, и приведенные данные не являются прямым и однозначным доказательством низкотемпературной гидротермальной деятельности, но взятые вместе они позволяют считать ее весьма вероятной.

* * *

Тонкие прослои вулканических пеплов андезито-дацитового состава, встречающиеся в миоцен-четвертичных осадках всех скважин 63-го рейса, являются продуктами достаточно удаленных средних–кислых наземных вулканических извержений, располагавшихся, скорее всего, в пределах п-ова Калифорния и континентальной части Мексики. Дифференциация пирокластического материала осуществлялась в процессе переноса по воздуху и осаждения через толщу морской воды. Среднемиоценовая и средне-верхнемиоценовая толщи вулканогенных отложений в пределах Калифорнийского континентального бордерленда формировалась из материала местных, близко расположенных вулканических источников. Кластический материал первоначально поступал на мелководье, а недалекий перенос к месту накопления осуществлялся течениями и потоками, вероятно, главным образом типа турбидитных. Только некоторые туфы из этих толщ могут быть продуктами пеплопадов. Проявление интенсивности преимущественно андезитового вулканизма в миоценовое время непосредственно у края континентального склона заставляет предполагать более сложную тектоническую эволюцию Калифорнийского континентального бордерленда, чем это следует из реконструкций, сделанных на основе представлений тектоники плит.

Во всех скважинах 63-го рейса в верхней части осадочного чехла (до глубин обычно около 200 м) встречаются только неизмененные вторичными процессами прослои вулканогенных пород, ниже – только измененные. Изменения приводят к формированию (главным образом за счет вулканического стекла) аутигенных смектитов и цеолитов, а иногда и калиевого полевого шпата. Вертикальной зональности в распределении этих минералов не установлено.

Состав исходных осадков отражается на характере возникающих ассоциаций аутигенных минералов и их химизме. В базальтовых шлаковых туфах распространены высокомагнезиальные триоктаэдрические и диоктаэдрические смектиты, анальцим и калиевый полевой шпат; в средних–кислых пемзовых и витрокластических туфах – диоктаэдрические смектиты, клиноптилолит и анальцим. Другими важными факторами постседиментационных преобразований являются повышение температуры по мере захоронения осадков, изменение режима иловых вод, открытость или закрытость системы. В образовании измененных базальтовых шлаковых туфов скв. 467, кроме того, можно предполагать участие низкотемпературной гидротермальной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П.Л. Перерывы в глубоководных океанических осадках и их геологическое значение. – В кн.: Палеонтология: Морская геология. М.: Наука, 1976.

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.

Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 2. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 196).

Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицина Н.А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках во впадине Атлантис II Красного моря. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 5.

Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.

Гептнер А.Р. Палагонит и процессы палагонитизации. – Литология и полез. ископаемые, 1978, т. 12, № 5.

Градусов Б.П. Минералы смешаннослойной структуры в почвах. М.: Наука, 1976.

Гречин В.И. О методах изучения катагенетических преобразований кремнезема (на примере миоцена Камчатки и Сахалина). – Литология и полез. ископаемые, 1972, № 4.

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки: (Седиментация и катагенез). М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 282).

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 295).

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1.

Залманзон Э.С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин. – В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2.

Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. – Геотектоника, 1979, № 1.

Коссовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломара Челленджера". – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и метаморфизма. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.

Крашенинников В.А. Значение океанических осадков для создания стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). – Вопр. микропалеонтологии, 1977, т. 19.

Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов. – Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5.

Лисицина Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глауконит как диагенетическое образование восстановительной зоны океанических осадков. – Литология и полез. ископаемые, 1977, № 6.

Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянская ССР). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.

Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1.

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 198).

Успенский В.А., Радченко О.А. Методы битуминологических исследований. Л.: Недра, 1975.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинкли-

нальных областях прошлого. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 195).
Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in sediments core from northeastern Pacific. – Deep-Sea Res., 1974, vol. 21, N 10.
Bailey E.H., Irwin W.P., Jones D.L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. – Bull. Calif. Div. Mines and Geol., 1964, vol. 183.
Bailey J.C., Noe-Nygaard A. Chemistry of Miocene plume tholeiites from northwest Island. – Lithos, 1976, vol. 9.
Barth T.F.W. Feldspars. N.Y.: John Wiley and Sons, Inc., 1969.
Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. – In: Geochem. Techn. Rep. Vol. 8. Yale Univ., Dep. Geol., 1964.
Bischoff J.L. A ferronontronite from the Red Sea geothermal system. – Clays and Clay Miner., 1972, vol. 20.
Boles J.R. Synthesis of analcime from natural heulandite and clinoptilolite. – Amer. Mineral., 1971, vol. 56.
Bonatti E. Palagonite, hyaloclastite and alteration of volcanic glass in the ocean. – Bull. vulcanol., 1965, vol. 28.
Bonatti E. Deep-sea volcanism. – Naturwissenschaften, 1970, Bd. 57.
Bond G.G. A Late Pleozoic volcanic arc in the eastern Alaska Range, Alaska. – J. Geol., 1973, vol. 81.
Bouma A.H. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam: Elsevier Publ. Co, 1962.
Bouma A.H. Notes on X-ray interpretation of marine sediments. – Mar. Geol., 1965, vol. 3, N 4.
Bowles T.A., Jack R.N., Carmichael I.S.E. Investigation of deep-sea volcanic ash layers from equatorial Pacific cores. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 7.
Bramlette M.N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1946, vol. 212.
Brewster N.A. Cenozoic biogenic silica sedimentation in the Antarctic ocean. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, pt I.
Campsie E.J., Bailey J.C., Rasmussen M. Chemistry of tholeiites from the Galapagos islands and adjacent ridges. – Nature. Phys. Sci., 1973, vol. 245.
Cheney T.M., McClellan G.H., Montgomery E.S. Sechura phosphate deposits, their stratigraphy, origin and composition. – Econ. Geol., 1979, vol. 74.
Church T.M. Marine barite: Ph. D. diss./Univ. of California. San Diego, 1970.
Cook H.E., Zemmels I. X-ray mineralogy studies in book. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 9.
Cortecci G., Longinelli A. Oxigen isotope variations in a barite slab from the sea bottom of California. – Chem. Geol., 1972, vol. 9.
Danner W.R. Cherts and jaspers of the western Cordilleran eugeosyncline of southwestern British Columbia and northwestern Washington. – Trans. Mining. Geol. and Met. Inst. India, 1970, West Commemoration Vol.
Davis E.F. The radiolarian cherts of the Franciscan group. – Publ. Geol. Sci. Univ. Calif., 1918, vol. 11.
Davis J.C. Statistics and data analysis in geology. N.Y. etc.: John Wiley and Sons, Inc., 1973.
Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming minerals. L.: Longmans, 1963, vol. 4.
Douglas R.G., Roth P.H., Moore T.C. Biostratigraphic synthesis: hiatuses and unconformities. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1973, vol. 17.
Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analisis of planctonic foraminifera from the Cenozoic of the Northwestern Pacific Leg. 6. – Bull. Soc. franc. céram., 1971, vol. 6.
Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analisis Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Central North Pacific. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1974, vol. 17.
Ernst W.G., Calvert S.E. An experimental study of the recrystallization of porcellanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. – Amer. J. Sci., 1969, vol. 267-A.
Fernandez H.E. Notes on the submarine ash flow tuff in Siargao island, Suriagao del Norte. – Philipp. Geol., 1969, vol. 23.
Fischer A.G., Arthur M.A. Secular variation of the pelagic realm. – Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1977, N 25.
Fisher R.V., Charlton D.W. Mid-Miocene Blanca formation, Santa Crus island, California. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ. Pac. Sec., 1976, vol. 24.
Fisher R.V., Waters A.C. Base surge bed forms in maar volcanoes. – Amer. J. Sci., 1970, vol. 268.
Fiske R.S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation. – Amer. J. Sci., 1964, vol. 262.
Fournier R.O. Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations. – In: Proc. Intern. Symp. on Hydrogeochem. and Biochem. Tokyo, 1970. Wash.: Clarke Co, 1973, vol. 1.
Friedman I., Murata K.J. Origin of dolomite in Miocene Monterey Shale and related formations in the Temblor Range, California. – Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43.
Garrison R.E. Inter- and intrapillow limestones of the Olympic Peninsula, Washington. – J. Geol., 1972, vol. 80.
Garrison R.E. Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. – Spec. Publ. Intern. Assoc. Sediment., 1974, vol. 1.
Garrison R.E. Neogene diatomaceous sedimentation in east Asia: A review with recommendations for further study. – UN ESCAP, CCOP Techn. Bull., 1976, vol. 9.

Garrison R.E., Rowland S.M., Horan L.J. et al. Petrology of siliceous rocks recovered from marginal seas of the western Pacific, Leg 31, Deep-Sea Drilling Project. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1975, vol. 31.

Gastil G., Krummenacher D., Minch J. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, vol. 90.

Grechin V.I., Niem A.R., Mahood R.O. et al. Neogene tuffs, ashes and volcanic breccias from offshore California and Baja California, Deep-Sea Drilling Project Leg 63: Sedimentation and diagenesis. – In: Initial Reports of the DSDP. Wach.: US gov. print. off., 1981, vol. 63.

Grechin V.I., Pisciotto K.A., Mahoney I.I., Gordeeva S.N. Neogene siliceous sediments and rocks off Southern California and Baja California, Deep-Sea Drilling Project Leg 63. – In: Initial Reports of the: DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1981, vol. 63.

Greene-Kelly R. Identification of montmorillonite. – J. Soil Sci., 1953, vol. 4.

Hashimoto H., Jackson M.L. Rapid dissolutuin of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. – Clay Miner. Bull., 1960, vol. 5.

Hawkins D.B., Sheppard R.A., Gude A.J., III. Hydrothermal synthesis of clinoptilolite-mordenite. – In: Natural Zeolites – occurence, properties, use/Ed. F.A. Mumpton. N.Y.: Pergamon press, 1978.

Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1966, vol. 85.

Hay R.L. Geologic occurence of zeolites. – In: Natural Zeolites – occurence, properties, use. N.Y.: Pergamon press, 1978.

Hay R.L., Iijima A. Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group of Oahu, Hawaii. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116.

Heath G.R., Moore T.C., Roberts G.L. Mineralogy of surface sediments from the Panama basin, eastern equatorial Pacific. – J. Geol., 1974, vol. 82, N 2.

Heiken G. Morphology and petrography of volcanic ashes. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83.

Hein J.R., O'Neil J.R., Jones M.G. Origin of authigenic carbonates in sediment from the deep Bering sea. – Sedimentology, 1979, vol. 26.

Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A. et al. Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering sea. – Sedimentology, 1978, vol. 25.

Hein J.R., Vanek E., Allen M.A. X-ray mineralogy and diagenesis. – Geol. Stud. of the point conception Deep Stratigraphic Test Well OCS-Cal., 1979, vol. 78 (164), N 1.

Hekinian R., Thompson G. Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys, transform faultsand seismic ridges. – Contribs Miner. and Petrol., 1976, Bd. 57.

Helenes J., Ingle J.C., jun. Stratigraphy, foraminifera and depositional environments of the Miocene Tortugas Formation, Baja California, Mexico: A preliminary report and guide. – In: Baja California geology-field guide and papers/ Eds. P.L. Abbot, R.G. Gastil. San-Diego: San Diego State Univ., Dep. of Geol. Sci., 1979.

Howell D.G., McLean H. Middle Miocene paleogeography, Santa Cruz and Santa Rosa islands. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ. Pac. Sec., 1976, vol. 24.

Iijima A. Clay and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko Deposits in the Hokoroku District, nothern Akita, as submarine hydrothermal-diagenetic alteration products. – Mining Geol., 1974, spec. iss., vol. 6.

Iijima A. Geological occurence of zeolite in marine environments. – In: Natural Zeolites – occurence properties, use. N.Y.: Pergamon press, 1978.

Iijima A., Utada M. Zeolites in sedimentary rocks, with the reference to the depositional environments and zonal distribution. – Sedimentology, 1966, vol. 7.

Iijima A., Utada M. Present-day zeolitic diagenesis of the Neogene geosynclinal deposits in the Niigata oil field, Japan. Molecular Sieve Zeolites. I. – Adv. Chem. Ser., 1971, vol. 101.

Ingle J.C., jun. Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleogeography in the marginal northeastern Pacific ocean. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1973, vol. 18.

Ingle J.C., jun., Garrison R.E., Pisciotto K.A. Origin, distribution and diagenetic modification of Neogene diatomaceous sediments in the circum-Pacific region. – In: Second circum-Pacific Energy Conf. Abstr. Honolulu, 1978.

Initial Reports of the DSDP. Wash.; US Gov. print. off., 1972, vol. 9: 1973, vol. 16; 1975, vol. 28; 1976, vol. 35; 1980, vol. 54; 1981, vol. 63.

Inoue A., Minato H. Ca-K exchange reaction and interstratification in montmorillonite. – Clays and clay minerals, 1979, vol. 27, N 6.

Isaacs C.M. Lateral diagenesis in Monterey Shale, Santa Barbara Coast, California. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63.

Jones J.B., Segnit E.R. The nature of opal. I. Nomenclature and costituent phases. – J. Geol. Soc. Austral., 1971, vol. 18.

Kastner M. Diagenesis of basalt sediments and basalts of Sites 322 and 323, Leg 35. Bellingshausen abyssal Plain. – In: Initial Report of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1976, vol. 35.

Kastner M. Zeolites. – Soc. Amer. Short Course Notes, 1979, vol. 6.

Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A diagenesisan experimental study. – Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41.

Keene J.B. Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP Leg 32. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1975, vol. 32.

Kelts K., McKenzie J.A. Cretaceous volcanogenic sediments from the Line Island Chain: diagenesis and formation of K-feldspar, DSDP Leg 33, Hole 315A and Site 316. – In: Initial Reports

of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1976, vol. 33.

Kennett J.P., Burns R.E., Andrews J.E. et al. Australian-Antarctic drift, paleocirculation changes and oligocene deep-sea erosion. – Nature, 1972, vol. 239.

Kowsman R.O. Coarse components in surface sediments of the Panama basin (Eastern equatorial Pacific). – J. Geol., vol. 81, N 4.

Kuenen Ph.H. Significant features of graded bedding. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, N 5.

La Claire L. Late Cretaceous and Cenozoic pelagic deposits–paleoenvironment and paleooceanography of the central western Indian ocean. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1974, vol. 25.

Lajoie J. Volcanoclastic rocks. – Geosci. Canada, Repr. ser., 1979, vol. 1.

Lancelot Y., Hathway J.C., Hollister C.D. Lithology of the sediments from the Western North Atlantic – Leg 11, Deep-Sea Drilling Project. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 11.

La Roche H. de, Govindaraju K. Rapport (1972) sur quatre standards géochimiques de l'Association Nationale de la Recherche Technique: Diorete DR-N, serpentine UB-N, bauxite BX-N et disthene DT-N. – Bull. Soc. franc. céram., 1973, N 100.

Larson R.L., Moberly R. Site reports: Site 313. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1975, vol. 32.

Mac Ewan D.M. A study of interstratified illit-montmorillonite clay. – Clays and Clay minerals, 1955, vol. 4.

McBirney A.R. Factors governing the nature of submarine volcanism. – Bull. volcanol., 1963, vol. 26.

McColloh T.H., Beyer L.A. Geothermal gradients. – US Geol. Surv., 1979, Open-File Rep.

McLean H., Crowe B.M., Howell D.G. Source of Blanca formation volcanoclastic rocks and strike-slip faulting on Santa Cruz island, California. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ. Pac. Sec., 1976, vol. 24.

McLean H., Howell D.G., Vedder J.G. Miocene strata on Santa Cruz and Santa Rosa islands – a reflection of tectonic events in the Southern California Borderland. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ. Pac. Sec., 1976, vol. 24.

Melson W.G., Thompson G. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. – Roy. Soc. London Phil. Trans. 1971, vol. 268.

Middleton G.V., Hampton M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. – In: Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pac. Sec., Short-Course Lecture Notes, 1973.

Minch J.C., Gastil G., Finc W. et al. Geology of the Vizciano Peninsula. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Misc. Publ. Pac. Sec., 1976, vol. 24.

Mitsui K., Taguchi K. Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoky district, Hokkaido, Japan. – J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47.

Mizutani S. Transformation of silica under hydrothermal conditions. – J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1966, vol. 14.

Mizutani S. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments. – J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1967, vol. 15.

Mizutani S. Silica minerals in the early stage of diagenesis. – Sedimentology, 1970, vol. 15.

Mizutani S. Progressive ordering of cristobalitic silica in the early stage of diagenesis. – Contribs Miner. and Petrol., 1977, vol. 61.

Murata K.J., Friedman I., Cremer M. Geochemistry of diagenetic dolomites in Miocene marine formations of California and Oregon. – Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, vol. 724-C.

Murata K.J., Friedman I., Madsen B.M. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marin Miocene formations of California and Oregon. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1969, vol. 614-B.

Murata K.J., Larson R.R. Diagenesis of Miocene siliceous shales, Temblor Range, California. – J. Res. US Geol. Surv., 1975, vol. 3.

Murata K.J., Nakata J.K. Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale. – Science, 1974, vol. 184.

Murata K.J., Randall R.G. Silica mineralogy and structure of the Monterey Shale, Temblor Range, California. – J. Res. US Geol. Surv., 1975, vol. 3.

Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes island (Greece). – Sedimentology, 1965, vol. 5.

Müller G. Diagenesis in sediments. – In: Developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier Publ. Co, 1967.

Niem A.R. Missisippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marin Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 1.

Orr W.N. Pacific northwest siliceous phytoplankton. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1972, vol. 12.

Park C.F., jun. Manganese resources of the Olympic Peninsula, Washington: A preliminary report. – Bull. US Geol. Surv., 1942, vol. 931-R.

Park C.F. The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington. – Amer. J. Sci., 1946, vol. 244.

Perry E.A., Hower J. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. – Clays and Clay Miner., 1970, vol. 18.

Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelagic sediments. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 10.

Pimm A.C. Sedimentology and history of the northeastern Indian ocean from Late Cretaceous to Recent. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1974, vol. 22.

Pimm A.C., Hayes D.E. General synthesis. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 14.

Pisciotto K.A. Basinal sedimentary facies and diagenetic aspeots of the Monterey Shale, California: Ph. D. Thesis/Univ. of California. Santa Cruz, 1978.

Pisciotto K.A. Deduction of past geothermal gradi-

ents in Neogene siliceous rocks in the circum-Pacific region: Abstract. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63.

Pisciotto K.A., Mahoney J.J. Isotopic survey of diagenetic carbonates, Deep-Sea Drilling Project Leg 63. – In: Initial Reports of the DSDP. Wach.: US Gov. print. off., 1981, vol. 63.

Pratt R.M., Scheidegger K.F., Kulm L.D. Volcanic ash from DSDP Site 178, Gulf of Alaska. – In: Initial Reports of the DSDP, Wash.: US Gov. print. off., 1973, vol. 18.

Rateev M.A., Timofeev P.P., Grechin V.I. Distribution of clay fraction minerals in miocene through pleistocene terrigenous deposits off Southern California and Baja California, Deep-Sea Drilling Project Leg 63. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1981, vol. 63.

Rateev M.A., Timofeev P.P., Rengarten N.V. Minerals of the clay fraction in pliocene-quaternary sediments of the east equatorial Pacific. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1980, vol. 54.

Reynolds R.G. The effect of particle size on apparent lattice spacing. – Acta crystallogr., 1968, vol. 24.

Rona P.A. World unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. – Nature. Phys. Sci., 1973, vol. 244, N 6.

Sawamura K., Uemura F. Notes on diatomaceous carbonate nodules in the Neogene Tertiary system of Ajjigasawa area, Aomori Prefecture. – Bull. Geol. Surv. Jap., 1973, vol. 24.

Schmid R. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the sistematics of Igneous Rocks. – Geology, 1981, vol. 9.

Sheppard R.A., Gude A.J. Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo Country, California. – US Geol. Surv. Prof. Pap., 1968, vol. 597.

Stokes R.R. Futher investigations into the materials chlorophaeite and palagonite. – Miner. Mag., 1971, vol. 38, N 294.

Surdam R.C., Boles J.R. Diagenesis of volcanic sandstones. – Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, vol. 26.

Takahashi J. The marine kerogen shales from the oil fields of Japan, a contribution to the study of the origin of petroleum. – Sci. Repts Tohoku Imp. Univ. Ser. 3, 1922, vol. 1.

Taliaferro N.L. Contraction phenomena in cherts. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1934, vol. 45.

Tasse N., Lajoie J., Dimroth E. The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. – Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15.

Taylor E.M. Field geology of S.W. Broken Top quadrangle, Oregon. – Ore. Dep. Geol. Miner. Ind. Spec., 1978, Pap. 2.

Thompson G., Shido F., Miyashiro A. Trace elements distribution in fractioned oceanic basalts.– Chem. Geol., 1972, vol. 9.

Timofeev P.P., Bogolubova L.I. Black shales of the bay of Biscay and conditions of their formation, Deep-Sea Drilling Project Leg 48, Holes 400A, 402A. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48.

Timofeev P.P., 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.

Timofeev P.P., Rengarten N.V., Eremeev V.V. Peculiarities of Meso-Cenozoic sedimentation in the bay of Biscay and Rockall Plateau Regions, Leg 48. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 48.

Tröger W.E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbilden Minerale. Stuttgart, 1952.

Utada M. Zeolitic zoning in the Neogene pyroclastic rocks of Japan. – Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 1971, vol. 21.

Van-Krevelen D.W. De chemie van de steenkohlen en net in kollingsporoces. – Natuurkundige Voordrachten Wiemws Keeks, 1951/1952, Abb. 15, N 30.

Vedder J.G., Crouch J.K., Lee-Wong F. Comparative study of rocks from Deep-Sea Drilling Poject Holes 467, 468, and 469 and the Southern California Borderland. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1981, vol. 63.

Walker R.G. Genralized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86.

Walker R.G., Mutti E. Turbidite facies and facies association. – In: Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pac. Sec. Short-Course' Lecture Notes, 1973.

Watanabe M. Carbonate concretions in the Neogene Tertiary System, northeast Japan. – Sci. Repts Tohoku Univ. Ser. 3, 1970, vol. 11.

Weaver D.W., Doerner D.P., Nolf B. Geology of the northern Channel islands, California. – In: Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pac. Sec. Spec. Publ., 1969.

Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M. Petrography. San Francisco: W.H. Freeman and Co, 1954.

Winterer E.L., Ewing J.I. Site Reports: Site 171. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1973, vol. 17.

X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London, 1951.

Yamada E. Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. – J. Geol. Soc. Jap., 1973, vol. 79.

Zemmels I., Cook H.E., Hathaway C. X-ray mineralogy studies in Leg XI. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1972, vol. 11.

Zolotarev B.P., Choporov D.Ya. Petrogeochemistry of basalts D/V Glomar Challenger, Leg 45, Holes 395, 395A and 396. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1978, vol. 48.

Zolotarev B.P., Choporov D.Ya., Voitov G.I. Petrochemistry of Basalts and distribution of organic gases: Holes 407, 408, 409, 410A, 411, 412 and 413. DSDP Leg 49. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. off., 1979, vol. 49.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (*П.П. Тимофеев*) 3

Глава I

Литология и минералогия плиоцен-плейстоценовых отложений западной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (рейс 54-й) 5

Литолого-фациальное изучение плиоцен-плейстоценовых отложений (*П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен* 5

Минералы глинистой фракции плиоцен-плейстоценовых отложений (*М.А. Ратеев, П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен*) 15

Глава II

Литология, минералогия и геохимия меловых гиалокластитов (рейс 61-й) (*П.П. Тимофеев, В.И. Копорулин, И.М. Варенцов, В.В. Еремеев*) 35

Глава III

Литология, минералогия и органическое вещество мезозойско-кайнозойских отложений районов возвышенности Хесса и северо-западной части гор Маркус-Неккер (рейс 62-й) 55

Литолого-генетическая характеристика кайнозойско-мезозойских отложений района северо-запада гор Маркус-Неккер (*П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен, В.В. Еремеев*) 55

Литолого-фациальная характеристика мезозойских и кайнозойских отложений возвышенности Хесса (*П.П. Тимофеев, В.И. Копорулин*) 66

Меловые сапропелевые отложения гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса (*П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова*) 84

Глинистые минералы мезозойских и кайнозойских отложений гор Маркус-Неккер и возвышенности Хесса (*П.П. Тимофеев, М.А. Ратеев, В.И. Копорулин*) 97

Глава IV

Литология, минералогия и геохимия миоцен-плейстоценовых отложений прикалифорнийской зоны Тихого океана (рейс 63-й) 111

Литология и условия образования миоцен-плейстоценовых отложений (*П.П. Тимофеев, Н.В. Ренгартен* 111

Минералы глинистой фракции миоцен-плейстоценовых терригенных отложений (*М.А. Ратеев, П.П. Тимофеев, В.И. Гречин*) 124

Геохимия океанических базальтов и их вторичные изменения (*В.И. Гречин, Б.П. Золотарев*) 139

Неогеновые кремнистые осадки (*В.И. Гречин*) 170

Вулканогенные осадки и породы: седиментация и постседиментационные преобразования (*В.И. Гречин*) 186

Литература 210

CONTENTS

Foreword (*P.P. Timofeev*) 3

Chapter I

Lithology and mineralogy of Pliocene-Pleistocene deposits of the western part of the East-Pacific Rise (DSDP Leg 54) 5

Litho-facial study of Pliocene-Pleistocene deposits (*P.P. Timofeev, N.V. Rengarten* 5

Minerals of the clay fraction of Pliocene-Pleistocene deposits (*M.A. Rateev, P.P. Timofeev, N.V. Rengarten*) 15

Chapter II

Lithology, mineralogy and geochemistry of Cretaceous hyaloclastities – (DSDP Leg 61) (*P.P. Timofeev, V.I. Koporulin, I.M. Varentsov, V.V. Yeremeev*) 35

Chapter III

Lithology, mineralogy and organic matter of Mesozoic-Cenozoic deposits of the Hess Rise regions and the north-western part of the Mid-Pacific Mountains (DSDP Leg 62) 55

Lithogenetic characteristic of deposits of the north-west of the Mid-Pacific Mountains (*P.P. Timofeev, N.V. Rengarten, V.V. Yeremeev*) 55

Lithofacial characteristic of Mesozoic and Cenozoic deposits of the Hess Rise (*P.P. Timofeev, V.I. Koporulin*) 66

Cretaceous sapropelic deposits of the Mid-Pacific Moutains and Hess Rise (*P.P. Timofeev, L.I. Bogolyubova*) 84

Clay minerals of Mesozoic-Cenozoic deposits of the Mid-Pacific Mountains and Hess Rise (*P.P. Timofeev, M.A. Rateev, V.I. Koporulin*) 97

Chapter IV

Lithology, mineralogy and geochemistry of Miocene-Pleistocene deposits of the Californian zone of the Pacific Ocean (DSDP Leg 63) 111

Lithology and conditions of formation of Miocene-Pleistocene deposits (*P.P. Timofeev, N.V. Rengarten*. 111

Minerals of the clay fracfion of Miocene-Pleistocene deposits (*M.A. Rateev, P.P. Timofeev, V.I. Grechin*) 124

Geochemistry of oceanic basalts and their secondary changes (*V.I. Grechin, B.P. Zolotarev*) 139

Neogene siliceous sediments (*V.I. Grechin*) 170

Neogene ashes and tuffs (*V.I. Grechin*) 186

Bibliography 210

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Литология и геохимия Тихого океана

Труды, вып. 387

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор *И.С. Сидоров*. Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художник *В.В. Фирсова*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*. Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 27526

Подписано к печати 08.08.83. Т – 16429
Формат 70 X 100 1/16.Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл. печ. л. 17,6 + 1,3 вкл. Усл. кр.-отт 18,9. Уч.-изд. л. 22,4
Тираж 800 экз. Тип. зак. 612 Цена 3р. 50к.

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

3р. 50 к.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
готовится к печати книга:
ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ МИРОВОГО ОКЕАНА.
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА.
Авторы: *П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, Н.В. Ренгартен, М.А. Ратеев, Л.И. Боголюбова, И.Е. Стукалова*

В коллективной монографии приводятся результаты изучения литологии, минералогии и геохимии постсреднеюрских отложений Атлантического океана по материалам Международной программы глубоководного океанского бурения б/с "Гломар Челленджер". Дана сравнительная характеристика исходного вещества "черных сланцев". Показана эксгаляционная природа накоплений тяжелых металлов в приосевых седиментационных впадинах Срединно-Атлантического хребта (23° с. ш.). Рассмотрена история постсреднеюрской седиментации для южных областей Атлантики по глинистым минералам, обломочным компонентам, рассеянным и редким элементам. Геохимическими методами выявлены количественные соотношения между обломочными, гидротермальными, биогенными и аутигенными компонентами для каждого из этапов эволюции седиментации: раннеокеанского (средняя–поздняя юра–ранний мел), переходного (поздний мел) и собственно океанского (кайнозой).

Труды ГИН, вып. 397. 20 л., ц. 3 р.

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА