

**ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА
КЛАРИОН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА)**

Ю.Д. Марков*, **А.В. Можеровский***, **В.С. Пушкарь****, **Н.Г. Ващенко***,
В.П. Нечаев**

* Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

По материалам полигонных исследований приводятся новые данные по литологии и стратиграфии кайнозойских отложений зоны трансформного разлома Клариион (Тихий океан). Установлено, что на приподнятых и опущенных блоках одноименной тектонической структуры залегают разновозрастные отложения (от эоценовых до четвертичных). Неконсолидированные отложения формировались в пелагических условиях начиная с эоцена (возможно, с раннего мела) до настоящего времени. Приведены их минералогический состав и содержание различных рудных компонентов.

Ключевые слова: трансформный разлом, неконсолидированные отложения, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Зона трансформного разлома Клариион расположена в северо-восточной части Тихого океана и известна среди отечественных и зарубежных ученых благодаря широкому распространению здесь (и за ее пределами) железо-марганцевых конкреций (ЖМК), образующих рудную провинцию в Тихом океане [2, 3, 16, 19, 28]. Интерес к ней и побудил к проведению научно-исследовательских изысканий.

В работе рассматриваются материалы литологических исследований, выполненных в 1988–1989 гг. в экспедиции на НИС “Академик Александр Несмеянов” (рейс 13), организованной Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР по программам “ГЕОПОЛ”, “Геотраверзы”, “Литос” и “Седимент”. Они являлись продолжением работ, начатых на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) [9] с целью выяснения условий осадконакопления толщи, перекрывающей коренное ложе (базальтовый слой океанической коры). Для этого потребовалось изучение вещественного состава верхней части неконсолидированных отложений (главным образом в разломной зоне), выяснение характера их распределения и залегания, стратиграфической последовательности, фациальной изменчивости, определение возраста на различных блоках структуры и проведение корреляции разрезов разновозрастных отложений.

МЕТОДИКА

Методика литологических исследований приведена в работе [11]. Здесь же частично освещены вопросы палеомагнитных наблюдений и биостратиграфии [10]. При палеомагнитных наблюдениях производился непрерывный отбор образцов (кубиков) по всей длине колонок и выполнялись измерения магнитной восприимчивости (χ) и естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Для выделения стабильной составляющей вектора ЕОН проводилось размагничивание переменным магнитным полем. По полученным данным выделялись зоны прямой (N) и обратной (R) полярности и строились магнитостратиграфические разрезы. Последние корректировались биостратиграфическими определениями и сопоставлялись с геохронологической шкалой. Предпочтение отдавалось возрасту, установленному несколькими методами.

При биостратиграфическом расчленении четвертичных отложений использовалась морская шкала плейстоцена. Согласно этой шкале, нижний плейстоцен охватывает осадки, накопившиеся за время события Олдувей палеомагнитной эпохи Матуяма до события Харамильо (около 1.8–0.94 млн лет назад), средний – от события Харамильо до середины эпохи Брюнес (около 0.94–0.3 млн лет назад) и верхний – от середины эпохи Брюнес до голо-

цена (около 0.3–0.01 млн лет назад). Следовательно, наземный эоплейстоцен укладывается в объеме морских нижнего и частично среднего плейстоцена (1.8–0.73 млн лет), нижний плейстоцен континентальной шкалы соответствует морскому среднему плейстоцену, а средний и верхний – верхнему морскому плейстоцену.

При анализе распределения диатомей в осадках четвертичных отложений и выделении биоэональных стратиграфических единиц использовалась шкала Баркла (Burckle) [24, 25], уточненная Дж. Барроном (Barron) [23]. Согласно этой шкале в объеме плейстоцена выделяется две зоны: *Nitzschia reinholdii* (1.8–0.65 млн лет) и *Pseudoeunotia doliolus* (0.65–0.0 млн лет). Первая из зон определяется по появлению *Pseudoeunotia doliolus* (подошва) и вымиранию *Nitzschia reinholdii* (кровля). Основание второй фиксируется по исчезновению вида-индекса нижележащей зоны – *Nitzschia reinholdii*. При уточнении стратиграфического положения осадочных толщ использованы следующие диатомовые датированные уровни [4, 5, 24–26]: исчезновение *Coscinodiscus nodulifer* var. *cyclopus* происходит на уровне 1.74 млн лет, *Rhizosolenia praebergonii* вымирает в конце события Олдувей (около 1.7–1.66 млн лет), *Rh. praebergonii* var. A (согласно Барклу [25]) исчезает на уровне 1.63 млн лет, а *Rh. praebergonii* var. *robusta* – 1.55 млн лет. Хорошими реперами события Харамильо являются *Rh.*

matuyamai, имеющая хроностратиграфический интервал 1–0.93 млн лет, и *Mesocena elliptica*, вымирание которой происходит чуть позднее (0.79 млн лет назад) во время 22-ой кислородно-изотопной холодной стадии. Резкое увеличение численности *Thalassiosira oestrupii* в экваториальных зонах почти совпадает с началом эпохи Брюнес (0.745 млн лет назад), а увеличение размеров панциря *Roperia tessellata* v. *ovata* и пик ее численности отмечены на рубеже 0.61–0.63 млн лет. Примерно на этом уровне исчезает *Thalassiosira plicata*. Ритмичное чередование толщ с большими и малыми створками *Azpeitia nodulifera* var. *cyclopa* отмечается для верхнего плейстоцена.

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ РАЗЛОМА

Зона разлома приурочена к северной приэкваториальной части Северо-Восточной котловины Тихого океана и представляет собой фрагмент океанической плиты, разбитой на тектонические блоки типа “клавиш” при общем погружении ее с востока на запад [22]. Она ограничена субширотными трансформными разломами и протягивается в восток-северо-восточном направлении от поднятия Лайн до западного склона ВТП на 5700 км при ширине от 30 до 70 км (рис. 1). Западная часть зоны представлена уступом высотой до 400 м широтного простирания, переходящим к востоку в желоб глубиной до 600 м, окаймлен-

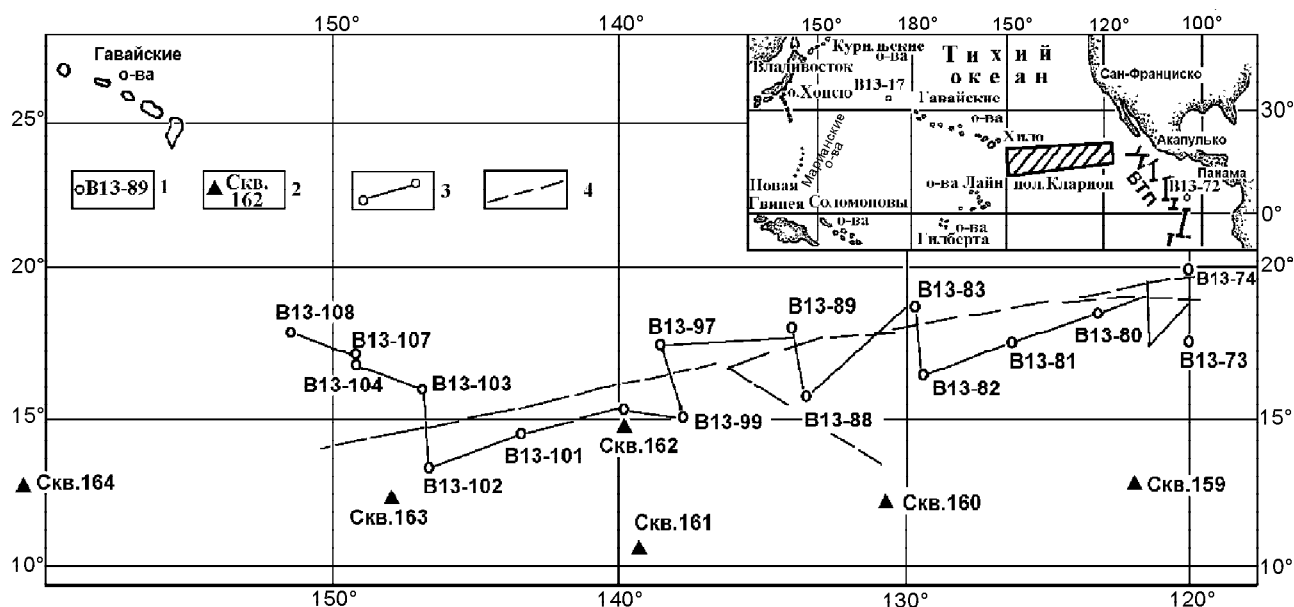


Рис. 1. Схема расположения станций на полигоне Клариион.

1 – трубка ГСП-2 и ее номер; 2 – скважина глубоководного бурения и ее номер; 3 – геологический профиль; 4 – тектоническое нарушение трансформного разлома. На врезке: центральная часть Тихого океана, расположение полигона Клариион, Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), ст. В13-72 (в Гватемальской котловине) и ст. В13-17.

ный с севера и юга хребтами с относительным превышением 150–200 м. Средняя часть зоны образования системой хребтов и разделяющего их асимметричного желоба восток-северо-восточного простирания (80–85°) глубиной до 6000 м и шириной 20–30 км с пологим северным и крутым южным бортами. Южный борт образован разломным уступом крутизной до 30°. Он сопровождается на юге продольным горстовым хребтом. Перепады глубин между северным (опущенным) и южным (приподнятым) бортами разлома достигают 1000–1600 м. Восточная часть зоны, пересекающая западный склон ВТП, представляет собой систему субширотных островершинных хребтов и разделяющих их желобов с перепадами глубин до 200 м.

В геологическом отношении описываемая зона считается наиболее изученной [12, 19, 20, 22]. Мощность земной коры в ее пределах колеблется от 10,6 до 10,8 км. Она здесь имеет типичное трехслойное строение. В западной ее части в 28-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” драгированием на глубинах 6000–4700 м был составлен разрез [12]. В основании разреза развиты апоперидотитовые серпентиниты со следами пластической деформации (нижний структурный этаж), выше залегают габброиды, подвергшиеся метаморфизму амфиболитовой стадии (средний структурный этаж), а в верхней части распространены пиллоу-базальты, долериты и гиалокластиты, типичные для зон глубинных разломов. Поднятые при драгировании базальты представляют собой фрагменты подушек пиллоу-лав. На их поверхности сохранились остатки палагонитизированной стекловатой корки. Сходные особенности базальтов были выявлены и на фланге ВТП, а также и на участках с различным возрастом коры от апт-альбского (скважина DSDP 164), до эоценового (скважины 161 и 162) и моложе (рис. 1). Широкое распространение пиллоу-лав свидетельствует о подводном характере излияний базальтов [12]. Их низкая пористость может быть связана со сравнительно глубоководными условиями образования, что подтверждается и характером перекрывающих осадков.

В средней части зоны разлома Клариион при драгировании узкого хребта в приподнятом южном борту на глубинах 5400–4000 м (8 рейс НИС “Академик А. Виноградов”) были установлены: тектонические брекчии, брекчированные гидротермально измененные базальты, реже долериты и габброиды, относящиеся, по-видимому, к среднему структурному этажу. В.Н. Шараров с соавторами [20] делают вывод о весьма интенсивных тектонических движениях и гидротермальной активности, выразившейся в высо-

ко- и низкотемпературных изменениях пород (образование хлорита, актинолита, эпидота, прожилков альбита, анальцима). В изверженных породах оливин замещен смектитом и гидроксидами железа, а с поверхности присутствуют корки гидроксидов железа и марганца. В бортах разлома проявились мощные вулканические извержения с излияниями лав базальтового состава. Сходные данные получены сотрудниками геологического отряда в нашем рейсе при драгировании двух субширотных хребтов с минимальными отметками вершин 3600 и 3800 м в опущенной части зоны разлома (5500 м). Здесь по профилю К-4 подняты конгломерато-брекчии с неокатанными и полуокатанными обломками, красноцветные измененные базальты и эруптивные брекчии. На основании полученного материала Б.И. Васильев пришел к выводу, что эти породы относятся, очевидно, к мезозойским и сформировались в мелководных условиях, а затем длительное время находились выше уровня моря [1, с.108].

Осадочная толща, перекрывающая вулканогенные образования (базальты), широко развитая по бортам зоны разлома Клариион и почти сплошным чехлом покрывающая всю Северо-Восточную котловину, образует верхний геолого-структурный этаж. Она включает в себя и слой неконсолидированных отложений, описываемых нами в работе. На южном борту зоны разлома полный разрез этой толщи изучен в скважинах глубоководного бурения DSDP 159, 160, 162–164 (расположение скважин см. на рис. 1) [28], а распространение ее по площади выяснено сейсмо- и магнито профилированием [22]. Б.И. Васильев [1] в верхний геолого-структурный этаж включает вулканогенную и фациально замещающую ее осадочную толщу.

В скважине 162, в основании разреза, на толеитовых базальтах эоценового возраста (глубина 150 м от поверхности дна) залегает слой металлоносных глин эоценового возраста, представляющих эксгаляционно-осадочную фацию активной рифтовой зоны. Выше отмечаются наномеловые отложения (мощностью 75 м) фации фланга срединно-океанического хребта, а завершает разрез 35-метровый слой кремнисто-глинистых радиоляриевых илов олигоценового возраста, отлагавшихся ниже критической глубины карбонатакопления (КГК). Такие же металлоносные илы, вскрытые скважиной 160 (см. рис. 1), но уже олигоценового возраста, залегают на базальтах значительно южнее разломной зоны Клариион. В скважине 163, расположенной в пределах биопродуктивной зоны на толеитовых базальтах позднемелового возраста,

уже на глубине 270 м от поверхности дна залегают кремнистые сланцы, а выше – наномеловые пятнистые сланцы, еще выше – железисто-цеолитовые глины с радиоляриями и прослоями кремней того же возраста. Их перекрывают эоценовые глинисто-радиоляриевые илы с прослоями цеолитовых глин и кремней. Заканчивается разрез олигоценными железистыми цеолитовыми глинами, свидетельствующими о накоплении их ниже глубины КГК. В скважине 164, расположенной значительно западнее района исследований на северном борту разломной зоны, в основании разреза на базальтах раннемелового возраста залегают кремни и цеолитовые глины того же возраста, а выше по разрезу их сменяют верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые радиоляриевые и цеолитовые глины.

По данным глубоководного бурения [28], сейсмостратиграфическим [18] и геоморфологическим исследованиям дна устанавливается, что возраст ложа фундамента, сложенного базальтами (слой II океанической коры), и перекрывающей его осадочной толщи изменяется с востока на запад от олигоценного (скважины 160, 159) до раннемелового (скважина 164). Таким образом, от Восточно-Тихоокеанского поднятия, где в настоящее время образуются металлоносные илы [11], в западном направлении к островам Лайн происходит удревнение как базальтового слоя, так и осадков, включая и металлоносные отложения, залегающие на базальтах. В этом же направлении увеличивается и глубина океана.

Строение осадочной толщи [22] достаточно выдержано на всем ее протяжении. Она отчетливо разделяется на три части. Нижняя, залегающая непосредственно на базальтах, сложена преимущественно темноокрашенными (за счет интенсивного отложения железо-марганцевых оксидов) кремнисто-глинистыми сланцами. Это так называемая формация Лайн. В средней, наиболее мощной части разреза, именуемой маркизской формацией, преобладают карбонатные отложения (белых наноилов), которые, у основания, имеют облик однородных, практически консолидированных известняков, а в кровле содержат заметную примесь кремнисто-глинистого материала. Верхняя часть разреза (формация Клиппертон) характеризуется увеличением объема кремнисто-глинистых отложений в направлении от подошвы к кровле.

Закономерный характер строения осадочной толщи объясняется геологической эволюцией океанической плиты. Нижняя часть разреза сформировалась в рифтовую (отвечающую вулканогенной) стадию становления определенных ее фрагментов, средняя – во

время пассивного погружения плиты, еще не достигшей КГК, а верхняя – ниже уровня КГК [22].

Выход на поверхность дна, главным образом, палеогеновых отложений, чаще всего объясняют размывом более молодых осадков придонными течениями, или низкой биологической продуктивностью и прекращением поступления терригенного материала [13]. Миоценовые отложения в описываемой зоне не установлены. К концу раннего миоцена в пределах разломной зоны Клария известковистые осадки не накапливались, так как глубины здесь оказались ниже КГК [15]. Зона карбоната накопления сместилась к югу, ближе к экватору. Одновременно ослабло или прекратилось кремненакопление. Кремнисто-глинистые илы, миопелагические глины и кремнисто-мергелистые илы раннемиоценового возраста установлены несколько южнее зоны разлома в скважинах 160 и 161 (см. рис. 1). Датированные средне- и позднемиоценовые осадки в описываемой зоне, как правило, отсутствуют, что приводит некоторых исследователей [29] к выводу о длительном стратиграфическом перерыве, охватывающем интервал времени от раннего миоцена до раннего плиоцена включительно. В ряде случаев между микропалеонтологически датированными кремнисто-глинистыми осадками раннего миоцена и плейстоцена залегают мало мощная «немая» пачка эвпелагических глин, обогащенных костным детритом, микроконкрециями и другими аутигенными образованиями, свидетельствующими о крайне медленных темпах осадконакопления [15, 17, 29]. Часто в таких слоях много переотложенных древних (эоценовых и олигоценных) радиолярий, а иногда и кокколитов.

Все это свидетельствует о том, что в рассматриваемый промежуток времени разломная зона Клария находилась в условиях либо низкой биопродуктивности, либо высокого гипсометрического уровня КГК, или в зоне усиленных придонных течений, что, скорее всего, отвечает глубинам более 5000 м. Такая интерпретация согласуется с представлениями о сужении экваториальной биопродуктивной зоны в миоцене и об усилении придонной циркуляции, а также растворении CaCO_3 за счет проникновения донных арктических вод в низкие широты [15].

Б.И. Васильев [1] придерживается иной точки зрения. Он связывает выход палеогеновых отложений на поверхность дна в Северо-Восточной котловине Тихого океана с мелководными (литоральными и сублиторальными) условиями, якобы установившимися после олигоцена и существовавшими в этом регионе длительное время. На это как будто бы указывают и следы жизнедеятельности бентосных орга-

низмов на ее поверхности. Затем, по его мнению, этот регион в совсем недавнее время испытал погружение на современную глубину, в связи с чем осадки здесь еще не успели отложиться.

НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ РАЗЛОМА

К ним отнесены осадки верхнего слоя осадочной толщи (верхнего геолого-структурного этажа), вскрытые трубками ГСП-2 до 4 м. Литологический состав осадков Северо-Восточной котловины Тихого океана в районе зоны разлома Клариион неоднократно освещался в публикациях [6–8, 18], но при их изучении не всегда учитывались специфические особенности седиментации в этой зоне – возраст осадков на различных блоках, влияние гидротермальной деятельности и др..

По линии зоны разлома пройдено 6 поперечных профилей с литологическими станциями. На северный борт зоны разлома приходится 8 станций, на южный – 9 (рис. 1, табл. 1). Данные палеомагнитных и микропалеонтологических исследований позволили расчленить осадки по возрастной последовательности. Наиболее древние (эоценовые) вскрыты в западной части зоны разлома, а наиболее молодые (голоцен-плейстоценовые) с максимальной вскрытой мощностью более 3 м – в восточной.

Эоценовые отложения (Р₂)

Они достаточно надежно установлены в западной части разломной зоны на ее северном борту (рис. 2, ст. В13-104) и с некоторой долей условности на южном борту (рис. 3, ст. В13-102).

На северном борту, в нижней части разреза (ст. В13-104, интервал 255–294 см), осадки представлены биогенными мелкоалевритовыми радиоляриевыми илами. Они кремового, желтовато-кремового цвета, хорошо отмытые (без глинистых частиц), плотной консистенции и почти нацело состоят из радиолярий. Выше по разрезу (интервал 14–255 см) залегают очень плотные глубоководные красные глины с цеолитами. По гранулометрическому составу эти отложения классифицируются как пелитовые илы (фракция менее 0.01 мм составляет более 70 %). Цвет их темно-коричневый. Они полностью окисленные, с железо-марганцевыми микроконкрециями и цеолитами по всему разрезу, а также следами оползания и биотурбации. Граница их с нижним слоем очень четкая, резкая (по смене одних типов осадков другими). Они содержат комплекс радиолярий, как и нижележащий слой, характерный для эоценового времени. Осадки состоят в основном из глинистых минералов, которые представлены, главным образом,

Таблица 1. Координаты и глубины станций полигона Клариион.

Номер станции	Координаты		Глубина до дна в метрах	Примечание
	Северной широты	Западной долготы		
В13-73	17°00',30	120°00',20	3860	
В13-74	19°19',60	119°59',87	4030	
В13-80	18°01',88	123°15',30	4020	
В13-81	17°13',10	126°14',6	3780	
В13-82	16°00',40	129°28',99	4910	
В13-83	18°32',70	129°31',40	4720	
В13-88	15°14',94	133°41',62	5200	
В13-89	17°54',10	134°17',00	4960	
В13-97	17°14',50	138°36',30	5320	
В13-99	14°46',50	137°55',00	4800	
В13-100	14°57',80	140°02',00	4640	
В13-101	14°12',40	143°32',30	4920	
В13-102	13°00',74	146°40',79	5340	
В13-103	15°46',06	146°59',97	5300	
В13-104	16°48',00	149°10',60	5230	
В13-107	16°51',04	149°05',30	5240	
В13-108	17°54',00	151°25',20	5260	
В13-17	31°06',70	175°11',50	5360	Тихий океан, глубоководная котловина
В13-72	6°30',51	93°21',65	3600	Тихий океан, Гватемальская котловина

смектитом, в меньшей мере – гидрослюдами. Минеральный состав легкой подфракции из крупноалевритовой фракции приведен в таблице 2, тяжелой подфракции – в таблице 3, а содержание некоторых химических компонентов – в таблице 4.

На южном борту зоны разлома описываемые осадки вскрыты на ст. В13-102, интервал 10–386 см. Здесь они представлены только глубоководными красными глинами, подобными таковым на ст. В13-104. Глины также содержат цеолиты и железо-марганцевые микроконкреции, количество которых возрастает вниз по разрезу. Осадки плотной и очень плотной консистенции, с хорошо выраженными следами биотурбации и, в отличие от таковых на ст. В13-104, не содержат видимых следов оползания. Микрофауна отмечена только в верхних частях горизонта, который перекрыт маломощным слоем (до 14 см) голоцен-верхнеплейстоценовых илов.

Палеомагнитный разрез колонки В13-102 начинается с зоны обратной полярности (0–80 см), которая сменяется зоной прямой полярности большей мощности (80–240 см). В интервале 240–335 см знак меняется на обратный, и только начиная с интервала 335 см осадки намагничены по направлению современного магнитного поля. Чередование зон прямой и обратной полярности, соотношение их мощностей не

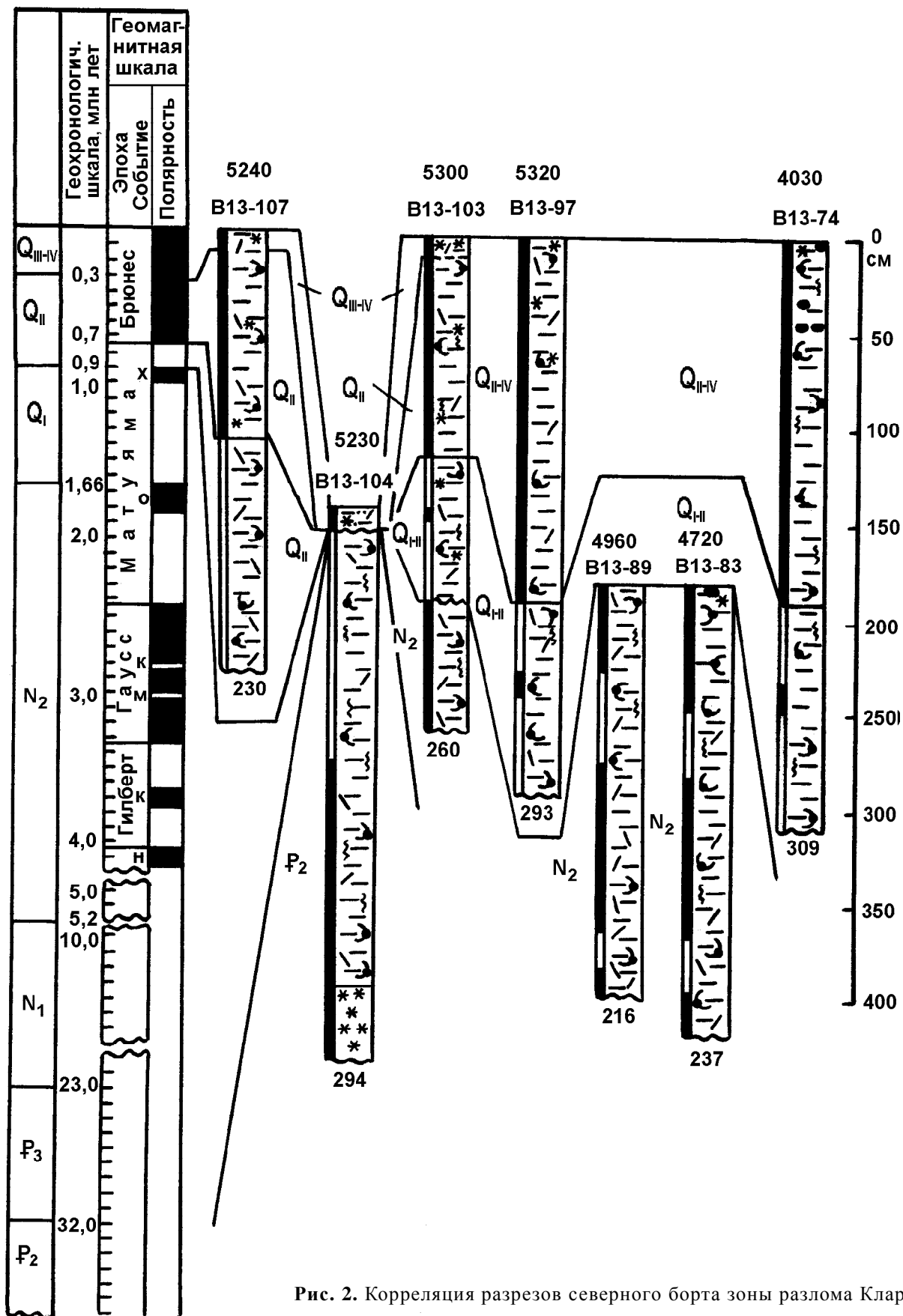


Рис. 2. Корреляция разрезов северного борта зоны разлома Клариион. Условные обозначения см. на рис. 3.

Рис. 3. Корреляция разрезов южного борта зоны разлома Клариион.

Илы: 1 – пелитовый, 2 – пелито-алевритовый, 3 – мелкоалевритовый, 4 – кремнистый биогенный, 5 – кремнисто-карбонатный биогенный. Другие осадки: 6 – песок, 7 – делювий, 8 – гетит. Прочие знаки: 9 – диатомеи, радиолярии, 10 – фораминиферы, кокколиты, 11 – цеолиты, 12 – железо-марганцевые микроконкреции, 13 – железо-марганцевые макроконкреции, 14 – биотурбация осадков, 15 – следы оползания, 16 – несогласное залегание, 17 – полярность: а) обратная (R), б) прямая (N). Над колонкой: глубина до дна в метрах, ниже – номер станции; под колонкой – ее мощность в см.

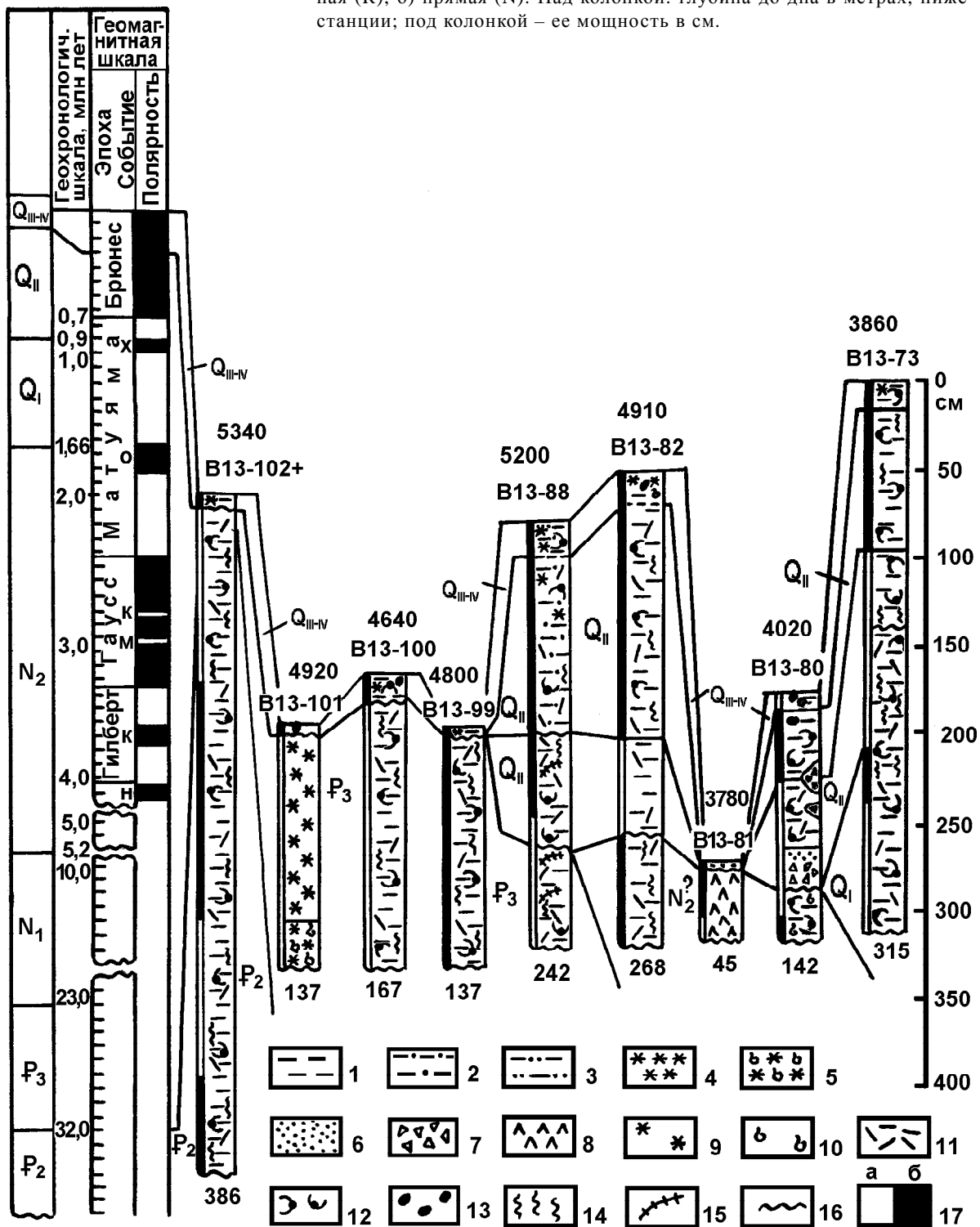


Таблица 2. Результаты полуколичественного минерального анализа крупноалевритовой фракции осадков зоны разлома Кларион (без учета тяжелых обломочных минералов).

№ станции	Интервал, м	Осадок	Биогенные остатки			Цеолит	Смектит	Барит	Микроконкреции	Стекло		Кварц, полев. шпат	Обломки пород
			карбонатные	кремнистые	рыб					базальтовое	андезит-липарит.		
V13-73	20-120	Пелит	-	+	++	+	+	-	++	+	+	+	++
->	120-178	->	-	+	++	+	+	-	++	-	+	+	x
->	178-220	->	-	+	++	+	+	+	x	-	+	+	++
->	220-315	->	-	-	++	+	+	-	++	-	+	+	x
V13-74	0-100	->	+	+	++	-	-	-	+	++	+	+	-
->	100-210	->	+	++	+	+	+	-	x	-	+	++	++
->	210-309	->	+	+	+	+	+	-	x	+	+	++	++
V13-77		->	+	+	++	+	-	-	x	+	-	+	++
V13-80	0-112	->	-	+	++	+	+	+	++	+	-	+	++
->	112-142	->	-	+	++	+	+	+	x	+	-	+	++
V13-82	0-130	->	++	++	++	+	+	+	++	-	-	+	+
->	130-268	->	+	+	++	+	+	+	xx	-	-	+	+
V13-83	0-120	->	-	+	++	+	+	+	++	+	-	+	+
->	120-237	->	-	+	++	+	+	+	x	-	-	+	+
V13-88	0-130	->	-	+	++	+	+	-	++	-	+	+	x
->	130-216	->	-	+	++	+	+	-	x	-	+	+	++
V13-89	0-125	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	x
->	125-216	->	-	+	++	+	+	-	x	-	-	+	++
V13-90		Глина	-	+	++	+	+	-	++	-	-	-	x
V13-92		Глина	-	+	++	+	+	-	++	-	-	+	x
->	1	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	x
->	2	Брекчия	-	-	+	++	++	+	++	-	-	++	++
->	3	->	-	-	-	++	++	+	++	-	-	++	++
V13-96	4	->	-	-	-	++	++	+	++	-	-	+	+
->	1	Глина	-	+	++	+	+	-	+	-	+	++	++
V13-97	2	Аргиллит	-	-	+	x	+	+	-	-	-	++	-
V13-99	0-293	Пелит	+	++	++	+	+	+	++	-	-	+	+
V13-100		Глина	+	++	++	+	+	-	x	+	-	+	++
->	0-83	->	-	++	++	+	+	-	++	++	+	+	++
V13-101	83-167	->	+	+	++	+	+	-	++	+	+	+	++
->	0-110	Алеврит	-	xx	+	-	-	+	+	-	++	-	-
V13-102	110-137	->	+	xx	+	+	+	+	+	+	++	-	++
->	20-120	Пелит	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	120-245	->	+	+	++	+	+	+	++	-	+	++	++
V13-103	245-386	->	+	+	++	+	+	+	++	-	+	++	++
->	0-130	->	-	++	++	+	+	+	++	-	-	+	++
V13-104	130-260	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	++
->	0-15	Алеврит	-	++	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	15-135	Глина	-	+	++	+	+	++	++	-	-	++	++
->	135-255	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	+
V13-107	255-294	Алеврит	-	xx	+	-	-	+	+	-	-	+	-
->	0-91	Глина	-	++	++	+	+	+	++	+	-	++	x
->	91-160	->	-	-	++	+	+	+	++	+	-	++	++
V13-108	160-230	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	0-23	->	-	+	+	+	+	-	-	++	-	++	x

Примечание. xx – >90%, x – 50–90%, ++ – 5–50%, + – <5%.

Таблица 3. Тяжелые обломочные минералы крупноалевритовой фракции осадков зоны разлома Кларин (%).

№ станции	Интервал, см	Осадок	Ol ₁	Idd	Cpx ₁	Ol ₂	Orx	Cpx ₂	Hb ₁	Hb ₂	Bi	Ap	Zr	Sp	Am	Grn	Ep	Rut
B13-73	20–120	Пелит	-	-	-	-	1,4	2,4	13,1		79,1	0,3	0,7	2,7	-	-	-	0,3
"-	120–178	"-	0,7	0,4	3,2		1,4	3,9	17,8	0,7	66,2	0,4	0,4	4,3	-	-	-	0,7
"-	178–220	"-	0,6		0,3	-	0,6	4,8	22,1	0,3	47,8	7,7	1	14,7	-	-	-	-
"-	220–315	"-	0,3					1,2	20,2	-	73,6	0,3	0,3	4	-	-	-	-
B13-74	0–100	"-	11,1	4,6		3,7	1,9	2,8	4,6	-	55,6	1,9		13,9	-	-	-	-
"-	100–210	"-	0,7	0,7	5,6		1,4	1,4	10,5		76,2			3,5	-	-	-	-
"-	210–309	"-	5	0,7		-	-	4,3	12,9	0,7	70	0,7		5,7	-	-	-	-
B13-80	0–112	"-	13	3	12,1	-	0,4	9,5	5,2		51,1			5,2	0,4			-
"-	112–142	"-	0,9	0,9	0,9	0,4	0,4	1,3	8,3	0,4	82	2,2		2,2	-			-
B13-82	0–268	"-		9,8	2,4	-	0,8	9,8	8,9		61	0,8		6,5	-			-
"-	0–237	"-	2,1	2,8		0,7	2,8	5,6	14,1		59,9			11,3	-			0,7
B13-88	0–216	"-	0,4	0,5		-	1,3	3,2	13,4	0,5	68,7	0,5		11,6	-			-
B13-89	0–125	"-	1	0,3	14		0,3	2,6	11,2	1	67,2	0,7	0,7	0,7	0,3	-		-
"-	125–216	"-		-	0,2		0,6	0,6	6,2	0,2	91,1	0,2		0,9	-			-
B13-92	1	Глина	6,1	0,3	83,5	-	0,3	0,9	0,9	-	4,1			2,9	0,9	+		0,3
"-	2	Брекчия	2,1		93,6		-			-	0,3			4		-		-
"-	3	"-	0,2	0,2	93,1			0,2	0,2		0,2			5,6	0,2			-
"-	4	"-	0,9		93,9						0,3			5				-
B13-96	1	Глина	0,4	0,4	14,5				6,4		75,7			2,1	0,4			-
"-	2	Аргиллит			2,4		0,3	0,3	5,7		90,5	0,3	0,3	0,3				-
B13-97	0–293	Пелит	2,2	4,4	8,7	2,2	5,4	15,2	6,5		40,2	4,4		9,8		1,1		-
B13-99	0–137	Глина	0,3	0,6	5,6	0,3	2,2	7,1	8,1		70,2			5,3		0,3		-
B13-100	0–83	Пелит	7,4	1,9	1,9		1,5	9,7	10,4		63,9			9,3	7,4			-
"-	83–167	"-	1	0,3	0,3		0,7	0,7	8,5		86,8	0,7		1				-
B13-101	0–110	Алеврит	4,1	0,4	57,8		4,5	7	6,2		18	0,8			0,4			0,8
"-	110–137	"-		0,6	1,6		5	7,5	4,4	0,9	62,1			17,9				-
B13-102	20–386	Пелит		0,2	0,5	0,2	0,5	0,2	6,1		70,7	0,5		21,3				-
B13-103	0–130	"-	0,4	0,6	75		0,6	2,3	1,2		9,3			6,4	0,6			-
"-	130–260	"-	2,3		40,3		1,6	7,8	4,7	0,8	37,2			4,7	0,8			-
B13-104	0–15	Алеврит	4	0,3	91,9									3,4	0,3			-
"-	15–135	Глина	1,3		54,6		0,7	2,5	2,7		1,6			36,8				-
"-	135–255	"-	0,2	0,4	14		0,2	15,3	3,6		21,7			44,6				-
"-	255–294	Алеврит			5,8	1,2		4,1	7,5		24,9	0,6		56,1				-
B13-107	0–91	Глина	0,3	0,6	96,2						0,3			2,7				-
"-	91–160	"-	2,8	0,4	92						0,4			4,6				-
"-	160–230	"-	0,3		95,4		0,3		0,3		0,3			3,5				-
B13-108	0–23	"-	2,8	0,2	96,8							0,2						-

Примечание. Ol₁ – оливин бесцветный, Ol₂ – оливин буроватый, Cpx₁ – клинопироксен бесцветный и буроватый, Idd – иддингсит, Орх – ортопироксен, Cpx₂ – клинопироксен зеленый, Hb₁ – роговая обманка буро-зеленая Hb₂ – роговая обманка красно-коричневая, Bi – биотит, Ap – апатит, Zr – циркон, Sp – черная шпинель, Am – амфибол бледноокрашенный, Ep – эпидот, Grn – гранат розовый, Rut – рутил.

позволяет сопоставить данный разрез ни с эпохой Матуяма, ни с эпохой Гаусс. Осадки этой колонки значительно древнее. Подобная картина с чередованием зон различной полярности характерна и для осадков ст. B13-104.

Эоценовый возраст осадков определен на основании присутствия в них комплекса радиолярий. Наиболее характерными видами на ст. B13-104 (интервалы 10–20 и 260–294 см) являются *Thyrsoyrtis triacantha* (Ehrenberg), *Theocampe mongolfieri* (Ehrenberg), *Podocyrtis chalara* (Riedel et Sanfilippo),

Таблица 4. Результаты атомно-абсорбционного (оксиды и Cu, Zn, Ni) и рентгено-радиометрического (остальные элементы) анализов осадков зоны разлома Кларин (оксиды – в %, элементы – в г/т).

B13-73	10-30	Пелит	0,62	7,24	0,91	3,55	0,6	355	127	297	140	100	420	170	270	10	20,00	10700	70
->	163-170	->	0,63	8,1	1,1	3,18	0,61	423	158	400	70	80	420	160	310	10	30,00	10800	20
->	180-192	->	0,47	8,27	1	3,82	0,72	600	201	450	90	40	650	150	300	10	20,00	18900	20
->	285-305	->	0,4	11,9	1,05	3,53	0,7	395	178	146	70	50	-	90	230	10	70,00	11800	20
B13-74	30-43	->	-	7,56	0,79	2,93	0,34	259	112	200	130	90	390	80	220	10	20,00	10300	50
->	160-175	->	-	7,08	0,76	2,78	0,44	276	118	206	120	130	390	80	250	10	20,00	10000	100
->	290-305	->	-	7,33	1,27	3,07	0,46	350	142	337	80	90	430	100	270	10	50,00	12200	120
B13-80	10-20	->	-	7,34	0,59	2,87	0,24	300	125	344	50	140	210	100	300	10	10,00	33300	90
B13-81	10-25	Охра	0,01	71,35	0,06	1,4	-	894	248	159	70	20	70	20	80	10	10,00	1400	20
->	25-40	->	0,06	72,5	0,06	1,54	-	420	238	139	40	20	70	10	30	10	20,00	2000	20
B13-82	20-30	Пелит	-	7,09	0,56	3,01	0,22	251	111	217	130	170	220	80	300	10	20,00	2900	130
->	120-130	->	-	7,16	0,8	3,42	0,46	282	123	213	150	130	370	150	280	10	20,00	8400	50
->	250-265	->	-	7,56	0,84	3,14	0,36	476	132	264	120	130	220	100	300	10	40,00	3400	50
B13-83	20-30	->	0,47	7,64	0,62	3,26	0,16	266	116	142	120	160	170	60	290	10	10,00	2000	130
->	130-140	->	0,39	7,49	0,84	2,85	0,26	333	118	275	100	150	200	80	290	10	20,00	2200	110
->	210-220	->	0,51	7,33	1,13	2,91	0,28	517	129	488	70	140	220	110	310	30	70,00	2300	170
B13-88	10-20	Пелит алевр.	0,71	7,19	0,6	0,81	0,33	190	93	125	110	140	240	110	260	20	30,00	2400	70
->	100-115	->	0,64	6,84	0,83	0,97	0,62	351	118	233	170	90	250	180	310	20	40,00	3700	110
->	140-130	Пелит	0,57	7,07	0,82	0,59	0,48	348	112	133	90	90	290	170	320	10	50,00	3600	10
->	220-230	->	0,73	6,74	0,77	0,73	0,6	328	101	84	120	90	300	110	250	10	60,00	2100	80
B1389	20-30	->	0,79	7,59	0,58	0,92	0,3	212	113	116	120	170	200	80	300	20	10,00	1600	40
->	120-130	->	0,68	6,84	1,04	1,18	0,37	390	98	212	80	140	240	160	340	10	90,00	2100	80
->	190-200	->	0,64	6,15	0,85	0,88	0,49	303	102	142	70	100	280	120	330	20	80,00	1700	80
B13-97	10-30	->	0,75	7,53	0,66	1,18	0,28	250	104	125	100	140	160	70	270	20	10,00	1300	40
->	140-150	->	0,75	8,15	0,58	0,88	0,28	253	105	87	90	120	170	60	260	10	20,00	1700	90
->	268-280	->	0,8	7,88	0,8	1,19	0,26	357	99	109	80	120	190	70	270	10	10,00	1300	120
B13-99	0-2	->	0,63	10,35	0,6	1,5	0,72	313	102	120	120	110	230	200	240	30	10,00	2700	60
->	10-20	->	0,43	6,89	0,95	2,79	0,86	332	147	229	270	80	390	190	280	10	10,00	7000	60
->	11-123	->	0,38	7,41	0,99	2,59	1,13	337	137	110	270	80	360	180	240	30	10,00	4800	100
B13-100	0-5	->	0,63	6,22	0,58	1,65	0,35	307	105	126	160	90	260	140	280	10	10,00	3800	60
->	60-70	->	0,52	6,29	0,83	2,33	0,49	531	135	247	150	110	320	190	320	10	30,00	6200	10
->	135-145	->	0,52	6,13	0,84	1,65	0,91	470	142	213	140	110	320	260	320	10	50,00	5400	50
B13-101	5-25	Алеврит	0,21	3,92	0,72	2,32	0,5	307	91	126	90	126	90	100	160	10	10,00	2100	20
->	115-130	->	0,21	3,51	0,64	2,8	0,38	234	72	67	20	20	580	70	160	10	10,00	1400	20
B13-102	0-5	->	0,58	6,2	0,61	1,52	1,08	370	104	115	-	-	-	-	-	-	-	-	-
->	15-25	Пелит	0,45	6,5	1,04	1,87	1,43	680	211	261	140	90	360	220	290	10	50,00	4600	30
->	350-370	->	0,46	6,88	1,1	2,13	1,62	680	187	202	140	60	290	240	270	10	90,00	3500	20

Таблица 4. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
V13-103	7-25	Глина	0,69	7,81	0,68	1,28	0,43	240	97	106	160	150	180	80	260	10	10,00	1400	100
->	130-140	->	0,84	7,86	0,8	1,8	0,32	347	122	138	150	100	170	120	300	10	20,00	1300	90
->	230-240	->	0,72	7,18	0,86	0,98	0,37	358	106	158	100	100	160	130	300	30	20,00	1600	50
V13-104	0-7	Алеврит	0,98	8,51	0,69	1,45	0,49	311	117	113	80	100	220	110	240	20	20,00	1000	80
->	75-90	->	0,46	6,9	1,33	2,98	1,47	411	184	188	100	80	270	130	190	10	130,00	3300	60
->	235-245	->	0,24	5,73	0,94	2,98	1,73	280	146	57	100	40	230	140	150	10	70,00	1100	30
->	280-290	->	0,14	0,87	0,16	1,7	0,28	50	41	25	130	30	80	40	60	10	10,00	50	10
V13-107	15-30	Глина	1,14	8,62	0,6	2,38	0,29	282	110	131	100	90	220	90	220	10	10,00	1100	100
->	215-225	->	1,01	7,78	0,71	2,06	0,39	326	103	173	90	90	210	130	270	20	10,00	900	80
V13-17*	0-8	Ил пелитовый	0,6	5,14	0,16	0,69	0,05	100	100	7	-	280	260	30	400	20	<10	-	-
->	50-57	->	0,61	5,37	0,86	0,7	0,16	180	110	13	-	210	300	50	400	20	40	-	-
->	75-85	->	0,52	4,38	0,19	0,5	0,09	80	110	9	-	280	270	50	380	20	40	-	-
->	115-122	->	0,61	5,07	0,35	0,65	0,13	100	140	10	-	300	240	50	410	<10	20	-	-
->	150-157	->	0,58	4,91	1,12	0,69	0,17	120	100	17	-	250	350	40	330	<10	30	-	-
->	240-247	->	0,55	5,42	0,16	0,68	0,18	160	100	13	-	220	290	50	390	50	20,00	-	-

*Станция расположена в глубоководной котловине, см. врезку на рис. 1.

Podocyrtis goetheand (Haeckel), *Buryella clinata* Foreman. Несколько отличный комплекс установлен на ст. В13-102 (интервал 10–15 см). Здесь он отвечает ранне-среднеэоценовому времени. Среди микрофауны наиболее представительными оказались *Thyrso-cyrtis triacantha* (Ehrenberg), *Theocampe mongolfieri* (Ehrenberg), *Lithochytris vecpertilio* Ehrenberg, *Setho-chytris babylonis* (Clark et Campbell), *Cyclodophora hispida* (Ehrenberg), *Podocyrtis diamesa* Riedel et Sanfilippo, *Podocyrtis sinuosa* Ehrenberg, *Thyrso-cyrtis hirsuta* (Krasheninnika). Выделенная ассоциация, несомненно, отражает эоценовый этап в развитии радиоляриевой фауны и отвечает разным временным интервалам – от раннего (*Phormocyrtis striata striata* Brandt) до позднего (*Podocyrtis goetheana* (Haeckel), *Podocyrtis chalara* Riedel et Sanfilippo) эоцена.

В.В. Шастиной [21] к отложениям этого времени отнесены осадки, вскрытые на ст. В13-97, В13-103 и В13-107. Они приурочены к северной опущенной части зоны разлома и содержат переотложенные радиолярии и непереотложенные плейстоценовые диатомеи. Палеомагнитные исследования указывают на их принадлежность к эпохам Брюнес и Матуяма. Нами эти отложения отнесены к плейстоцену и голоцену, а на ст. В13-103 (нижняя часть разреза) и к плиоцену (рис. 2).

Олигоценые отложения (Р₃)

Они установлены в приподнятом блоке южной части зоны разлома на станциях В13-88, В13-99, В13-100 и В13-101 (рис. 3). В районе ст. В13-99 – В13-101 амплитуда поднятия максимальна и отложения почти выходят на поверхность дна. Они перекрыты тонким (от 1 до 17 см) слоем голоцен-верхнеплейстоценовых осадков. На ст. В13-88 (эта часть блока несколько опущена) они залегают уже под более мощным слоем четвертичных отложений (около 2 м), относящихся к эпохам Брюнес и Матуяма.

Отложения ст. В13-101 представлены биогенными кремнистыми и кремнисто-карбонатными осадками, а на остальных – глубоководными красными глинами. Кремнисто-карбонатные (радиоляриево-кокколито-литовые) осадки залегают в основании разреза (ст. В13-101, интервал 110–137 см) и по гранулометрическому составу относятся к мелкоалевритовым илам (очень плотным), имеют светло-коричневый цвет, состоят из радиолярий, диатомей, кремниевых спикул и карбонатного нанопланктона (кокколиты). В виде значительной примеси в них присутствует глинистый материал и гидроксиды железа.

Кремнистые (радиоляриевые) осадки залегают выше по разрезу (ст. В13-101, интервал 1–110 см) и отличаются от кремнисто-карбонатных илов только

отсутствием в них карбонатного нанопланктона. Они темно-коричневые, очень плотные.

Красные глубоководные глины установлены на станциях В13-88, В13-99 и В13-100. Они залегают выше по разрезу над биогенными кремнистыми осадками (в скважине 163 располагаются выше радиоляриевых илов). Это темно-коричневые, реже зеленовато-коричневые осадки, как правило сильно биотурбированные (с ходами илоедов), нередко со следами оползания (ст. В13-88). По гранулометрическому составу и консистенции они отвечают пелитовым илам (очень плотным). Состоят, в основном, из глинистых минералов (главным образом смектита, в меньшей степени – гидрослюды, хлорита и каолинита). Из аутигенных минералов присутствуют железо-марганцевые микроконкреции и цеолиты, а из биогенных компонентов – останки рыб и редко радиолярии (табл. 2–4).

Палеомагнитные свойства осадков, представленных очень плотными красными глинами на станциях В13-101 (с обильной микрофауной), В13-88, В13-99 и В13-100 обычны для глубоководных осадков. На ст. В13-99 величина ЕОН почти неизменна по разрезу и составляет в среднем 10 А/м, (осадки имеют прямую полярность). На остальных станциях величина ЕОН меняется по разрезу от 2 до 15 А/м, и осадки намагничены противоположно современному магнитному полю, что позволяет считать их возраст древнее 1 млн лет [10].

Олигоценый возраст осадков установлен на основании присутствия в них радиолярий и нанопланктона. Богатый комплекс радиолярий с прекрасно сохранившимися видами установлен на ст. В13-101. Он характерен для зоны *Theocyrtis tuberosa* (ранний олигоцен). Наиболее представительными видами являются: *Theocyrtis tuberosa* (превалирует), *Cyclampterium pegetrum* Sanfilippo et Riedel, *Tristulospyris tricerus* (Ehrenberg), *Dorcadospyris ateuchus* (Ehrenberg), *Cyclampterium milowi* Riedel et Sanfilippo, *Thyrsoyrtis bromia* Ehrenberg. Известковый нанопланктон представлен следующими видами: *Discoaster woodringi* Bramlette et Riedel, *Reticulofenestra* sp., *Discoaster* sp., *D. aff. taniornatus* Bramlette et Wilcoxon, *D. deflandrei* Bramlette et Riedel, *Coccolithus copelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan. Осадки, вскрытые на ст. В13-73 и В13-88, также отнесены к этому времени [21]. Однако палеомагнитные данные, свидетельствующие о накоплении осадков во время эпох Брюнес и Матуяма, присутствие плейстоценовых и голоценовых диатомей в колонке В13-73 и в верхней части разреза колонки В13-88 позволили отнести их к двум диатомовым зонам:

Nitzschia reinholdii и *Pseudoenotia doliolus* плейстоценового и голоценового времени (рис. 4).

Предположительно плиоценовые отложения (N₂?)

К ним отнесены красные глубоководные глины, вскрытые на северном борту зоны разлома (станции В13-83, В13-89 и В13-103), а также в восточной части зоны разлома на его южном борту (ст. В13-80, В13-81 и В13-82, см. рис. 2 и 3). Цвет глубоководных глин темно-коричневый, реже зеленовато-коричневый (ст. В13-103). Плотность – от средней, до очень высокой. На всех станциях, кроме В13-83, глины цеолитовые. На ст. В13-83 цеолиты появляются с глубины 80 см. По гранулометрическому составу осадки отвечают пелитовым илам (частиц менее 0.01 мм в них более 70 %), они окислены на всю глубину колонки и почти не содержат определяемой микрофауны. Аутигенные минералы в осадках представлены железо-марганцевыми микроконкрециями и цеолитами (табл. 2–4). Из биогенных компонентов присутствует костный детрит рыб, встречаются почти полностью растворенные фораминиферы (в виде мелких карбонатных чешуек), а диатомеи и радиолярии обнаружены только с поверхности в интервале 0–1 см (ст. В13-83).

На ст. В13-81, приуроченной к изолированной возвышенности (глубина 3780 м), отложения представлены охристо-оранжевыми линзовидно-слоистыми осадками, состоящими из гетита и незначительного количества (1–2 %) железо-марганцевых микроконкреций. Эти отложения представляют собой, по видимому, гидротермальные образования, характерные для спрединговых зон (таких как ВТП) [27].

На станциях В13-83 и В13-89 реликтовые отложения выходят на поверхность дна, а на остальных станциях – перекрыты слоем четвертичных осадков мощностью от нескольких сантиметров до 2 м (ст. В13-82). По палеомагнитным характеристикам возраст их может быть определен как плиоценовый. Так, на ст. В13-83 с однородным по всей скважине разрезом численные значения магнитной восприимчивости равны в среднем 30 ед. СИ, а в верхней части на горизонте 5 см эти значения около 100 ед. СИ; при этом величина ЕОН – обычная для пеллагических глин – 20 А/м. Величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в верхнем отрезке колонки (в интервале 0–70 см – для ЕОН и 0–55 см – для χ) отличаются от значений этих параметров в нижней части колонки (интервал 70–157 см). Так, ЕОН возрастает с 10 до 30 А/м, а со 157 см до конца колонки она постоянна и колеблется около среднего значения 12–15 А/м с двумя максима-

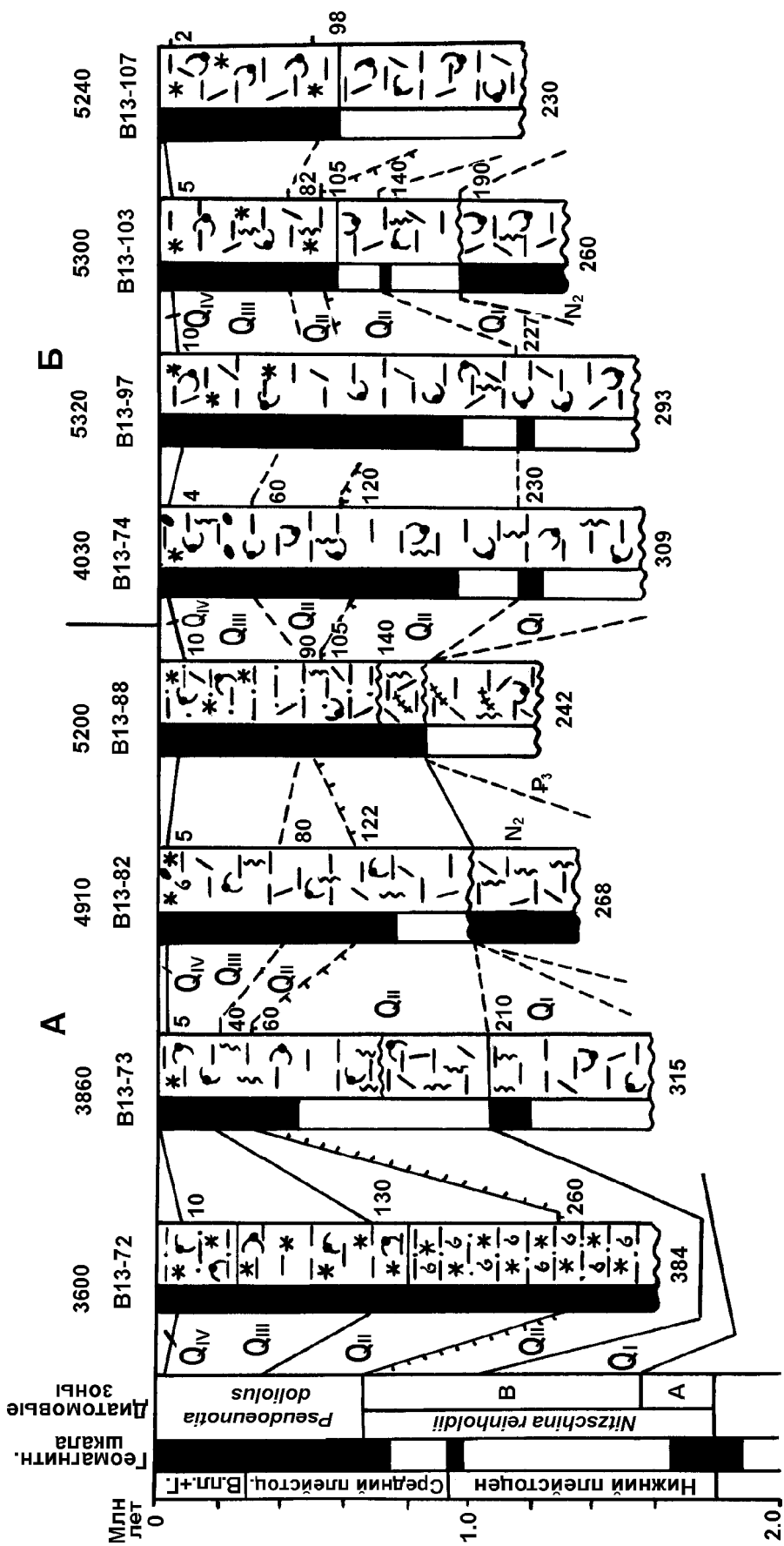


Рис 4. Корреляция разрезов четвертичных отложений зоны разлома Клариион.

Условные обозначения см. на рис. 3. А – южный борт зоны разлома, Б – северный борт зоны разлома.

ми в интервалах 175–187 и 222–237 см. Поскольку величина ЕОН колеблется по разрезу колонки, в то время как магнитная восприимчивость начиная с 55 см остается неизменной, можно предположить изменение состава ферромагнетика по длине колонки. После размагничивания переменным магнитным полем до 20 мТ выделено пять зон прямой и обратной полярности. Зоны выделяются уверенно по изменению склонения и наклонения. В палеомагнитном разрезе преобладает прямая полярность геомагнитного поля с двумя кратковременными обратными полярными горизонтами на интервалах 67–90 и 185–212 см. Подобный характер изменения магнитного поля наблюдается для эпохи Гаусс. По-видимому, возраст осадков можно определить как 2.43–3.32 млн лет. Аналогичная картина наблюдается и для колонки осадков ст. В13-89. Здесь также выделяется пять зон прямой и обратной полярности, которые хорошо коррелируются с разрезом ст. В13-83 и также отвечают времени эпохи Гаусс.

Со значительной долей условности к отложениям этого времени отнесены осадки, вскрытые на вершине изолированной возвышенности (ст. В13-81) и на плоской поверхности недалеко от нее (ст. В13-80). В обоих случаях вскрыт неполный разрез, условно отнесенный к эпохе Гаусс. На западе, на северном опущенном блоке, к ним отнесены красные цеолитовые глины, залегающие внизу разреза на ст. В13-103 (интервал 190–260 см) и перекрытые плейстоценовыми отложениями эпох Брюнес и Матуяма, которые охарактеризованы диатомовыми комплексами. Изучение физических свойств этих осадков свидетельствует об их древнем облике (значительно старше события Харамильо).

Четвертичные отложения (Q)

Они установлены по обоим бортам зоны разлома Кларион и залегают на поверхности, перекрывая все более древние отложения (эоценовые – на ст. В13-102 и В13-104; олигоценые – на ст. В13-88, В13-99, В13-100 и В13-101; плиоценовые – на ст. В13-80, В13-81, В13-82 и В13-103). Максимальной мощности (более 300 см) отложения достигают в восточной части зоны разлома, минимальной (1–17 см) – в приподнятых частях блоков западной части южного борта разлома. На станциях В13-83 и В13-89 на северном борту зоны разлома (в приподнятом блоке) они отсутствуют.

По палеомагнитным данным [10] осадки расчленены на отложения эпохи Брюнес, включающие в себя осадки голоцена, верхнего и частично среднего плейстоцена (возрастом от современного до 700 тыс. лет), и на осадки эпохи Матуяма (возрас-

том от 700 тыс. лет до 1,66 млн лет). К последним относятся отложения нижней части среднего плейстоцена и всего нижнего плейстоцена (рис. 2 и 3). Микропалеонтологические данные являются вспомогательными, поскольку диатомеи в больших количествах встречаются только в самых верхних частях разреза. В средней его части их содержание резко падает, а в нижней – они, как правило, отсутствуют. Карбонатные определяемые останки в описываемых отложениях на глубинах более 4000 м не встречены.

По видовому составу диатомей четвертичные отложения расчленены на две зоны – *Nitzschia reinholdii* и *Pseudoeunotia doliolus*. Нижняя зона включает в себя нижнеплейстоценовые и частично среднеплейстоценовые отложения, верхняя зона – среднеплейстоценовые (от 0.63 до 0.3 млн лет), верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения (рис. 4). Поскольку четвертичные отложения по гранулометрическому и минералогическому составу не отличаются друг от друга и не имеют видимых перерывов, то дано их совместное описание.

Четвертичные отложения представлены в основном пелагическими (эвпелагическими) глинами* темно-коричневого и зеленовато-коричневого цвета. По гранулометрическому составу они отвечают, главным образом, пелитам, реже – пелитам алевритовым (ст. В13-88 и В13-100) и очень редко – мелким алевритам (ст. В13-104). По консистенции осадки относятся к илам. Они жидкие с поверхности, мягкие и средней плотности – ниже по разрезу, плотные и очень плотные – в нижней части разреза. Состоят, в основном, из глинистых минералов – гидрослюды (62–68 %), смектита (16–31 %) и хлорит-каолинита (10–19 %),** и только на одной станции (В13-73) в восточной части зоны разлома, на его южном борту соотношение глинистых минералов меняется. Здесь больше смектита (56–80 %), меньше гидрослюды (10–31 %) и хлорит-каолинита (10–13 %). Изучение Н.С. Скорняковой с соавторами [16] глинистых минералов на полигонах в районе зоны разлома Кларион выявило преобладание смектита в субколлоидной фракции и отсутствие связи с типами осадков и формами рельефа. Его образование связано с диагенетическими трансформациями рентгеноаморфных компонентов (геля) поверхностного слоя в кристаллический

*Только на ст.В13-81, приуроченной к изолированной возвышенности с глубиной 3780 м, отложения представлены фораминиферовыми песками.

**Дополнительное разделение на хлорит и каолинит не производилось.

сметтит по мере старения и погружения осадка на глубину.

Изучение металлоносных илов на ВТП [11] показало, что они представлены в основном кремнисто-железистым гелем. В восстановительной обстановке илы уплотняются, кристаллизуются и переходят в железистые сметтиты, а затем в смешанослойные образования типа сметтит-гидрослюда, возможно, до собственно железистых гидрослюдов. Их генезис гидротермально-седиментационно-диагенетический.

Терригенными являются обломочная гидрослюда и хлорит-каолинит. Из аутигенных образований в осадках постоянно присутствуют железо-марганцевые микроконкреции и цеолиты, причем, если первые преобладают в верхней части разреза (в жидких илах), то вторые – в нижней. Железо-марганцевые макроконкреции широко распространены в поверхностном слое илов. Вблизи отдельных изолированных возвышенностей в составе алевритовой и псаммитовой фракций илов, наряду с аутигенными минералами (цеолитами), появляются обломки пород, вулканическое стекло и темноцветные минералы. В приподнятых блоках описываемой зоны, где мощность четвертичных отложений минимальная (1–17 см), состав их отвечает составу подстилающих отложений. Они образованы за счет переотложения последних.

Из биогенных компонентов в верхнем слое осадков в значительных количествах (до 15 %) присутствует кремнистый биогенный материал (диатомеи, радиолярии, кремниевые спикулы губок). На глубине 10–20 см от поверхности дна его содержание резко падает (до 2–3 %), а глубже 70 см он часто отсутствует. Карбонатный биогенный материал (фораминиферы, их обломки) выше границы карбонатной компенсации (до 4000 м) на отдельных возвышенностях образует массовые скопления в виде карбонатных осадков (фораминиферовые пески, ст. В13-81), а ниже ее (глубины 4300–4500 м) присутствует в виде полурасстворенных чешуек (до 5–7 %), на глубинах более 5000 м он, как правило, отсутствует*.

Наиболее полный разрез четвертичных отложений по палеомагнитным данным установлен в самой восточной части зоны разлома Кларин по его обоим бортам (ст. В13-73 и В13-74) и в опущенном северном борту зоны разлома (ст. В13-97). На этих станциях было выделено четыре палеомагнитные зоны (рис. 2 и 3). Разрез отложений (сверху вниз) начинается зоной прямой полярности, ниже осадки намагничены обратно направлению современного

магнитного поля. В интервале обратной полярности (примерно в его средней части) выделяется горизонт прямой полярности. Сопоставление выделенных зон с геохронологической палеомагнитной шкалой (с учетом соотношения мощностей и их индивидуальных особенностей) позволяет отнести: верхнюю зону полярности N к эпохе Брюнес, а нижнюю R полярную зону – к эпохе Матуяма. Небольшую по мощности прямо намагниченную зону – к событию Харамильо в эпохе Матуяма [10].

Граница эпох Матуяма–Брюнес (700 тыс. лет назад) на станциях В13-74 и В13-97 (северный опущенный борт зоны разлома) проходит на уровне 190 см, а на ст. В13-73 (южный приподнятый борт зоны разлома) – на уровне 95 см. Такая разница в мощностях осадков различных бортов зоны разлома в эпоху Брюнес объясняется неодинаковыми условиями седиментации. Скорости осадконакопления на северном борту зоны разлома для эпохи Брюнес составляют 2.5–2.7 мм/тыс. лет, для верхней части эпохи Матуяма – 2.1 мм/тыс. лет, для события Харамильо – 2.1–2.5 мм/тыс. лет. На южном приподнятом борту, где мощности осадков резко сокращаются, скорости седиментации будут значительно меньше.

Возрастной интервал осадков на приведенных станциях один и тот же. Палеомагнитные разрезы не доходят до границы эпох Гаусс–Матуяма (2.43 млн лет назад). В этих колонках четко фиксируется лишь граница 0.95 млн лет. При постоянстве скорости осадконакопления для колонки ст. В13-74 можно предположить, что нижний слой осадков на горизонте 300 см имеет возраст около 1.3 млн лет. На других станциях, где установлен более сокращенный палеомагнитный разрез четвертичных отложений (особенно на южном борту зоны разлома), возраст осадков более молодой.

Для расчленения четвертичных отложений с помощью диатомового анализа осадки были изучены по обоим бортам зоны разлома. Как уже указывалось выше, общей чертой отложений является их обедненность диатомовыми створками. Если в Гватемальской котловине (ст. В13-72, см. врезку на рис. 1) численность диатомей в 1 г осадка достигает 18–20 млн створок, то в регионе Кларин она едва доходит до 1–2 млн створок. В связи с тем, что эти отложения слабо информативны в отношении диатомей, границы между зонами и подразделениями антропогена во многом условны и могут корректироваться палеомагнитными данными (рис. 4).

Зона *Nitzschia reinholdii*. Она выделена в следующих колонках: В13-73 (315–60 см), В13-82 (200–122 см), В13-88 (165–105 см), В13-74 (309–120 см),

*Дополнительно о составе осадков см. в таблицах 2–3.

В13-97 (?) и В13-103 (190–105 см). Отсутствие таких видов, как *Rhizosolenia praebergonii* Mukhina, *Rhizosolenia praebergonii* var. *robusta* Barron, *Azpeitia nodulifera* var. *cyclopa* (Jouse), *Asteromphalus hiltonianus* (Grev.) Ralfs, не позволяет выделить подзону А зоны *Nitzschia reinholdii*, имеющей возраст самого раннего плейстоцена (до 1.55 млн лет). Были выделены осадки только подзоны В (1.55–0.93 млн лет). Следует отметить, что присутствие *Rhizosolenia matuyamai* Burckle совпадает с палеомагнитным событием Харамильо в следующих колонках: В13-73 (210 см), В13-103 (140 см). Здесь же в колонках на этом уровне проведена граница между нижним и средним плейстоценом. Комплекс подзоны В содержит *Azpeitia nodulifera*, *Nitzschia fossilis*, *N. reinholdii*, *Thalassiosira plicata*, *Nitzschia marina*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Thalassionema nitzschioides* var. *parva*, *Thalassiosira oestrupii*, *Coscinodiscus crenulatus*, *C. asteromphalus*.

Зона *Pseudoeunotia doliolus*. Она выделена во всех изученных колонках (рис. 4). Для ее осадков характерно отсутствие вымерших видов. Хотя комплекс диатомей зоны очень обеднен, тем не менее, из характерных и доминантных видов можно назвать: *Coscinodiscus nodulifer*, *C. radiatus*, *C. perforatus*, *C. asteromphalus*, *C. crenulatus*, *Thalassiosira lineata*, *Th. oestrupii*, *Th. pacifica*, *Th. leptopus*, *Nitzschia marina*, *Asteromphalus robustus*, *Coscinodiscus africanus*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Planktoniella sol*, *Coscinodiscus lineatus*.

Ритмичный полиморфизм створок *Azpeitia nodulifera* не всегда отчетливо удается проследить из-за обедненности осадков створками диатомей. Поэтому граница между средним и верхним плейстоценом проведена условно (рис. 4). В колонке В13-107 ниже 98 см диатомей полностью отсутствуют. Утверждать о среднеплейстоценовом возрасте этих отложений затруднительно.

Осадки голоцена прослежены во всех колонках. Мощность их невелика и составляет 5–10 см (рис. 4). Для них характерна разнообразная флора диатомей хорошей сохранности и высокой численности. В 1 г осадка содержится до 10–12 млн створок. Наиболее обильны: *Azpeitia nodulifera*, *A. nodulifera* var. *apiculata*, *Nitzschia marina*, *Thalassionema nitzschioides*, *Roperia tessellata*, *Planktoniella sol*, *Thalassiosira lineata*, *Th. oestrupii*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Coscinodiscus radiatus* – типичная флора тропическо-субтропических широт.

Особо следует остановиться на колонке ст. В13-97. Здесь по всей ее длине, кроме верхних 5 см, часто встречаются створки *Riedelia borealis*, *Riedelia*

pacifica – зональных видов среднего–верхнего эоцена. Вместе с тем, здесь отмечаются и редкие современные виды. Решить вопрос о возрасте этих осадков сложно. Возможно, они сформировались в плейстоцене за счет переотложения осадков эоценового возраста, развитых на южном борту зоны разлома.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ РАЗЛОМА

Минеральный состав крупноалевритовой и более грубых фракций осадков зоны разлома Клариион приведен в таблицах 2 и 3. Среди обломочных компонентов преобладает “островодужная” пирокластическая: базальтовое и липаритовое стекло, кварц, полевые шпаты, биотит, клинопироксен, обыкновенная роговая обманка (в том числе красная – окисленная), железистый оливин, апатит, циркон, магнетит и ильменит. Минералы этой ассоциации составляют более 90 % тяжелых обломочных зерен крупноалевритовой фракции. Остальные – бледноокрашенный амфибол, эпидот и хлорит – это минералы, источником которых служат кристаллические породы океанического типа, подвергшиеся зеленосланцевому метаморфизму. Интересно, что в преобладающей части колонок наблюдается тенденция к увеличению доли метаморфических минералов вверх по разрезу.

Обратная картина отмечается для железо-марганцевых микроконкреций (ЖМК) в колонках четвертичного возраста (табл. 2). В нижней части разреза (восточный край зоны разлома) их больше и они приурочены к отдельным горизонтам, а в верхней – распространены повсеместно, но их меньше. В западной части зоны разлома они равномерно распределены по всему разрезу, так же как и в эоценовых и олигоценых красных глинах. В плиоценовых красных глинах в низах разреза их больше, а сверху – меньше. Эта тенденция, по-видимому, отражает различные скорости седиментации на различных тектонических блоках и различные условия гидротермальной и тектонической деятельности как в самой зоне разлома Клариион, так и в пределах ВТП в четвертичное и более раннее время.

Необычный минеральный состав отмечен только в отложениях ст. В13-81, которые сложены гетитом* с небольшой примесью (до 1–2 %) железо-марганцевых микроконкреций. Это, скорее всего, гидротермальные образования типа высокотемпературных отложений, характерных для зоны ВТП и других срединговых структур. В таблице 3 приведен коли-

*Данные дифрактометрии, аналитики Ю.Г. Волохин и Н.Г. Ряполова, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН.

чественный состав тяжелых минералов осадков зоны разлома. Соотношения минералов широко варьируют. В них отмечаются некоторые закономерности. Как показано на рис. 5, для четвертичных отложений характерно уменьшение в западном направлении (от Американского континента) доли “островодужной” пирокластики (ассоциация ортопироксен – Орх, зеленый клинопироксен – Срх₂, буро-зеленая обыкновенная роговая обманка – Нб₁, красная обыкновенная роговая обманка – Нб₂, медово-желтый железистый оливин – ОI₂, биотит – Вi, циркон в оторочке липаритового стекла – Zr, апатит – Ар и шпинель – Sp) и увеличение доли обломков из местных магматических пород океанического типа (бесцветный маложелезистый оливин – ОI₁, бурый и бесцветный клинопироксен – Срх₁, шпинель – Sp и апатит – Ар). Та же тенденция наблюдается снизу вверх по 6 из 8 колонок, где получены представительные данные (в тяжелой крупноалевритовой фракции каждой пробы осадков содержится более 250 зерен, среди которых на долю минералов-индикаторов – Рх, ОI, Нб – приходится не менее 30). В остальных 2 колонках (ст. В13-73 и В13-100, см. рис. 5) получена картина незначительных изменений данного соотношения. Следует отметить, что эти колонки представляют осадки определенного возрастного диапазона (от эоцена до современных). Следовательно, обсуждаемое соотношение довольно устойчиво в узких пространственных и возрастных рамках и может служить достаточно надежным показателем для геодинамических палеореконовструкций. В данном случае, его изменения указывают на удаление точек, где накапливались отложения наших станций, от активной континентальной окраины (Центральноамериканской) – источника

пирокластики “островодужного” типа – к “горячей точке” (Гавайским островам) и, таким образом, подтверждают идею спрединга.

Кроме “островодужной” пирокластики и местного магматического обломочного материала тяжелая фракция отложений зоны разлома содержит редкие зерна метаморфических минералов (эпидота – Ep, амфибола – Amf, розового граната (альмандина) – Grn), которые являются индикаторами метаморфизма основных пород на уровне зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций, что характерно для нижней части “второго” слоя океанической коры и зон метаморфизма в нем. Появление этих минералов в осадках, очевидно, можно связывать с тектонической деятельностью разлома Кларион. Впрочем, эта тектоническая деятельность по своей интенсивности не может идти ни в какое сравнение с соответствующей деятельностью таких структур, как Восточно-Тихоокеанское поднятие или зона Гавайских островов. В районах этих структур – соответственно полигон I [10] и станции В13-104, В13-107 и В13-108 (рис. 1) – в тяжелом обломочном материале осадков господствует местная магматическая кластика.

Что касается геохимических особенностей осадков зоны Кларион, то они заметно обогащены Fe, Cu, Ni и рядом микроэлементов (табл. 4), источником которых, вероятно, является эндогенная поставка рудного вещества гидротермами по разломам зоны трансформного разлома Кларион и привнос рудных компонентов (сверх пелагического фона) течениями из гидротермальных областей ВТП. Следует отметить, что содержание Cu и Ni в них значительно выше, чем в металлоносных осадках ВТП [11]. Это позволяет утверждать, что обогащение руд-

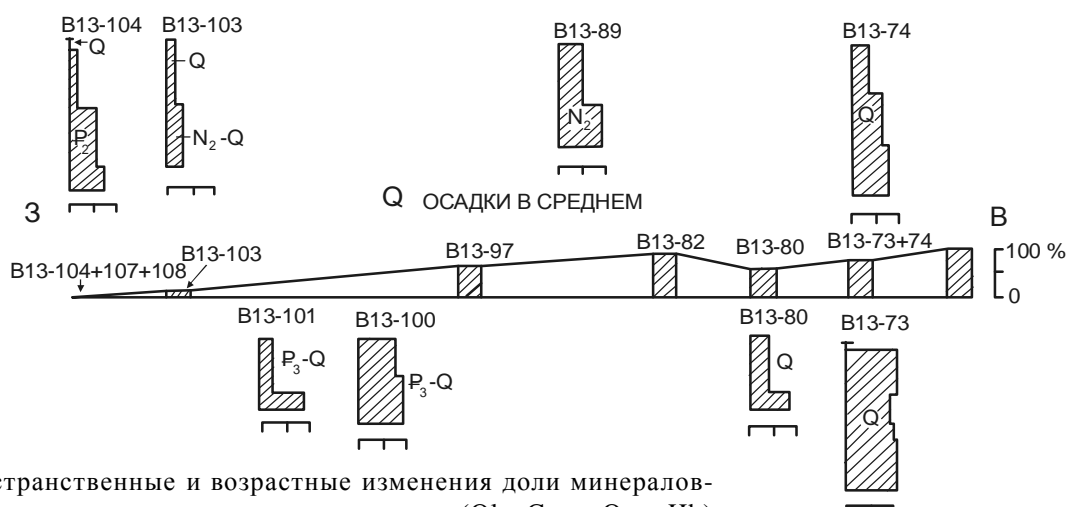


Рис. 5. Пространственные и возрастные изменения доли минералов-индикаторов пирокластики островодужного типа ($Ol_2 + Crx_2 + Орх + Нб$) среди однотипных обломочных минералов (всех Ol , Px и $Нб$) в осадках северо-восточной части Тихого океана.

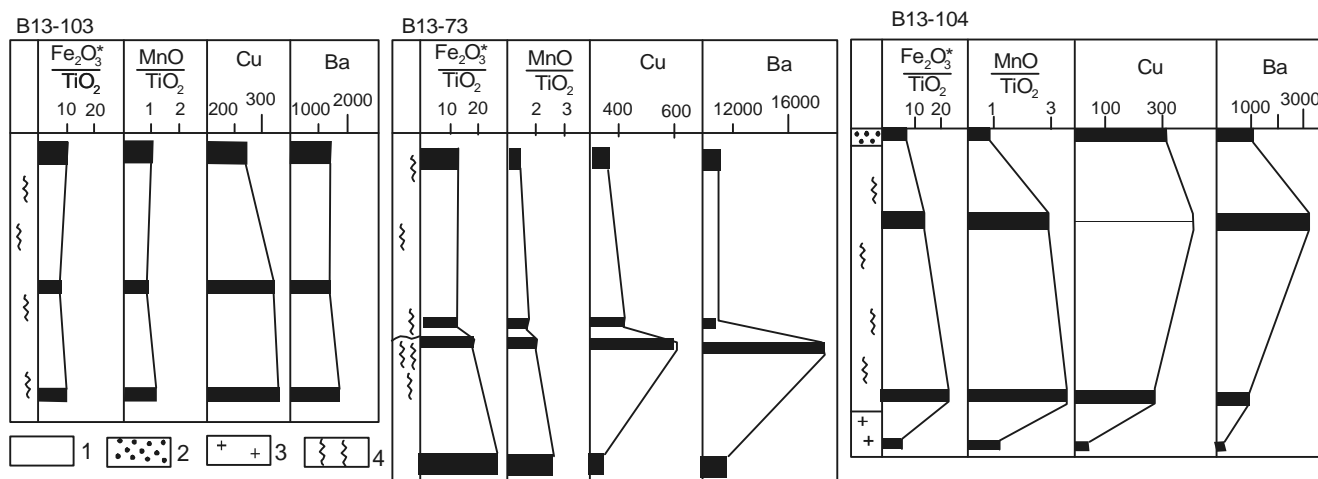


Рис. 6. Три типа распределения некоторых химических компонентов по колонкам зоны разлома Кларион. Илы: 1 – пелитовый, 2 – алевритовый, 3 – кремнистый. 4 – следы биотурбации. *Все Fe дано как Fe₂O₃.

ными компонентами осадков происходило уже в эоцене. В остальном, они обычны для пелагических отложений Центральной Пацифики (см. ст. В13-17 на врезке рис. 1 и табл. 4). Вариации содержаний рудных компонентов по колонкам (рис. 6) создают три типовых картины.

Одна из них характерна для однородной толщи четвертичных и плиоценовых осадков, в которой наблюдаются постепенные диагенетические изменения. Сверху вниз увеличивается степень литификации, выражающаяся в создании и упрочнении каркаса породы, образуемого такими диагенетическими минералами, как смектит, цеолиты, барит и гидроксиды железа и марганца. Содержание рудных компонентов здесь нарастает соответственно увеличению плотности, т. е. постепенно (рис. 6, ст. В13-103).

Другой вид распределения отмечен в колонках, где существует резкая граница между верхними (жидкими и мягкими) и нижними (плотными и очень плотными) осадками (в нашем примере это четвертичные отложения) при неизменных вещественном и гранулометрическом составах (рис. 6, ст. В13-73). В зоне контакта происходит повышение рудных концентраций.

Третий тип распределения рудных компонентов отмечен в колонках с осадками близкого или одного возраста (эоценового) и близкой степени литификации, но имеющих резкие литологические границы. Например, на ст. В13-104, где красные глубоководные глины подстилаются кремнистыми радиоляриевыми илами. Основное накопление железа, марганца и сопутствующих компонентов происходит здесь

также в зоне контакта более плотного глинистого осадка, так называемых красных глин (соответствующих по грансоставу и консистенции пелитовым илам) (рис. 6, ст. В13-104), с кремнистыми илами.

Все виды распределения рудных элементов указывают на миграцию иловых растворов, которая ведет к перемещению легкорастворимых компонентов преимущественно вниз. Осадки как бы поглощают отлагаемое из воды вещество внутрь толщи, где и осаждают его в зонах затрудненной миграции (на геохимических барьерах?). Из этого следует, что чем мощнее и проницаемее верхний жидкий слой неконсолидированных отложений, тем сильнее этот эффект “поглощения” и, следовательно, тем хуже условия для накопления железо-марганцевых конкреций на границе вода – осадок. Очень четко эта закономерность проявляется при оценке встречаемости ЖМК на различных типах осадков. Так, например, по данным Н.С. Скорняковой и Н.Л. Зенкевича [14, 16] наиболее часто конкреции находят на пелагических глинах, которые, судя по всему, наименее проницаемы для иловых растворов.

Вместе с тем, существование диагенетических конкреций доказывает, что они могут “оттягивать” из осадка легкорастворимые рудные компоненты. Этим, по-видимому, объясняется присутствие ЖМК, наиболее богатых триадой Cu-Ni-Co, на красных глубоководных глинах палеогенового и плиоценового возрастов в зоне разлома Кларион к востоку от 140° з. д. в части рудной провинции Кларион-Клиппертон (“зона Хорна”, по [27]).

Итак, факторами, благоприятными для конкрециеобразования, можно считать затрудненную

миграцию иловых вод, сложение толщи плотными глинистыми осадками (красными глинами) и ее внутренние неоднородности.

ВЫВОДЫ

1. Трехслойное строение верхнего структурного этажа осадочной толщи свидетельствует о его формировании в три непрерывных этапа:

а) в рифтовую стадию, когда формировалась толща металлоносных осадков, обогащенная железом и марганцем, вскрытая скв. 160, 162 [28] в основании разреза непосредственно на базальтах. Подобные условия существуют на ВТП, где благодаря действию гидротерм в современных условиях образуются металлоносные илы [11];

б) в стадию пассивного погружения океанской плиты до уровня критических глубин карбонатакопления, когда формировалась кремнисто-глинисто-карбонатная толща (скв. 161, 162). Такие осадки накапливаются в настоящее время восточнее троговой долины ВТП в Гватемальской котловине на глубине 3600 м (ст. В13-72, рис.1, врезка);

в) в стадию погружения океанической плиты ниже этих глубин, во время образования толщи красных глубоководных глин и радиоляриевых илов (рис. 2 и 3).

2. На возможное перемещение океанической плиты указывают не только удревнение базальтов и осадочной толщи по мере удаления от зоны спрединга и трехслойное строение последней [11, 18, 28], но и уменьшение во времени поступления в осадки пирокластики активной континентальной окраины, с одной стороны, и увеличение влияния “горячей точки” Гавайских островов, с другой.

3. На фоне вызванного спредингом движения океанической плиты происходили и вертикальные неравномерные (в виде клавиш) подвижки её блоков. Причем, они осуществлялись как вдоль самого разлома Клариион, так и по поперечным (или диагональным) к нему нарушениям. В результате этих подвижек более приподнятой оказалась южная сторона зоны разлома, и в особенности её юго-западный блок, где на поверхность дна выходят эоценовые отложения (ст. В13-102). С северной (опущенной) стороны зоны разлома также существуют приподнятые отдельные блоки с выходящими на поверхность эоценовыми (ст. В13-104) и плиоценовыми (ст. В13-83 и В13-89) отложениями. Эпохой максимального проявления вертикальных тектонических движений, вероятно, был миоцен, с чем связано установленное на многих станциях выпадение соответствующих горизонтов из стратиграфических колонок. На приподнятых блоках существовали и существуют аседимен-

тационные процессы и, по-видимому, происходил частичный размыв осадков. На опущенных блоках наблюдается непрерывная седиментация, и в колонках отмечен полный стратиграфический разрез (ст. В13-74 и В13-97).

4. Глубоководные пелагические условия седиментации, индикаторами которых служат красные глубоководные глины, существовали непрерывно в описываемой зоне разлома Клариион по крайней мере с эоцена (см. рис. 2 и 3), а возможно с нижнего мела (скв. 164). Повсеместная биотурбация разновозрастных осадков (от эоценовых до современных) в разломной зоне Клариион, вскрытая трубками на глубину до 4 м, не может служить критерием мелководности. Установлено, что она происходит как на мелководье, так и на значительных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Часть 1. Тихоокеанская мегавпадина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 176 с.
2. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология / РАН, Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 416 с.
3. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии. Т. 122. М.: Наука, 1986. 344 с.
4. Казарина Г.Х. Диатомеи в верхнемиоценовых-плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 5–18.
5. Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам // Вопросы микропалеонтологии. 1983. Т. 26. С. 94–184.
6. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Лукашин В.Н. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 283–379.
7. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
8. Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. 264 с.
9. Марков Ю.Д., Ващенко Н.Г., Нечаев В.П., Ряполова Н.В. Седиментогенез в восточной и центральной частях Тихого океана. Ч.1: Осадконакопление на подводных возвышенностях и на Восточно-Тихоокеанском поднятии // Препр. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1989. 37 с.
10. Марков Ю.Д., Кулинич Р.Г., Линькова Т.И., Нечаев В.П., Бирюлина М.Г., Ващенко Н.Г., Иванов Ю.Ю., Пушкарь В.С. Седиментогенез в восточной и центральной частях Тихого океана. Ч. 2: Осадконакопление и стратиграфическая корреляция неконсолидированных отложений трансформного разлома Клариион и Гватемальской котловины // Препр. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1992. 47 с.

11. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Ващенко Н.Г. Металлоносные осадки активной зоны рита Восточно-Тихоокеанского поднятия // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. N 5. С. 40–53.
12. Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницын Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пушаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е. Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Клариион (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 942–946.
13. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
14. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые. 1968. № 6. С. 17–37.
15. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 148–173.
16. Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Закономерности пространственного распространения железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. Т. 109. С. 37–81. (Тр. Ин-та океанологии).
17. Скорнякова Н.С., Курносов В.Б., Мухина В.В., Кругликова С.Б., Рудакова А.Н., Ушакова Н.Г. Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав осадков радиояриетового пояса (полигон ст. 1936) // Литология и полезн. ископаемые. 1983. N 1. С. 121–134.
18. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. I. М.: Наука, 1970. 427 с.
19. Условия образования и закономерности размещения железо-марганцевых конкреций Мирового океана / О.Д. Корсаков, В.М. Юбко, В.Я. Пьянков и др. Л.: Недра, 1987. 259 с.
20. Шарапов В.Н., Коновалов Ю.И., Третьяков Г.А., Мартынов Ю.А. Брекчии разлома Клариион // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 115–116.
21. Шастина В.В., Бирюлина М.Г. Результаты предварительного биостратиграфического исследования зоны разлома Клариион (Тихий океан) // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 118–121.
22. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана // Сов. геология. 1990. № 12. С. 72–80.
23. Barron J. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean, DSDP Leg 85 // Init. Rept. DSDP. 1985. V. 85. P. 413–456.
24. Burckle L.H. Cenozoic planktonic diatoms from the Eastern Equatorial Pacific // Nova Hedwigia. 1972. B.39.S. 217–249.
25. Burckle L.H. Pliocene and Pleistocene diatom levels from the Equatorial Pacific // Quatern. Res. 1977. N 7. P. 330–340.
26. Burckle L.H., Trainer J. Middle and Late Pliocene diatom datum levels from the Central Pacific // Micropaleontology. 1979. V. 25. P. 281–293.
27. Greenslate J.L., Frazer I.Z., Arrhenius G. Origin and deposition of elements in the seabed. – In: Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration / Ed. M. Morgenstein. Honolulu, 1973. P. 45–60.
28. Init. Reports DSDP. Washington. 1973. V. 16. 935 p.
29. Von Stackelberg U. Sedimentation, hiatuses and development of manganese nodules: Valdivia Site VA-13/2, Northern Central Pacific. – In: Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province / Ed. J. L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum, 1979. P. 559–586.

Поступила в редакцию 6 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, V.S. Pushkar, N.G. Vashchenkova, V.P. Nechaev

Sedimentation features and stratigraphical correlation of nonconsolidated deposits of the Clarion transform fault zone (north-eastern part of the Pacific Ocean)

Based on materials of underwater studies, new data on the lithology and stratigraphy of Cenozoic sediments of the Clarion transform fault zone (Pacific Ocean) are offered. It was established that on different blocks (uplifted and subsided) of the tectonic structure under the same name occur different age deposits (Eocene to Quaternary). Nonconsolidated sediments have been deposited in the pelagic conditions since the Eocene (probably, since the Early Cretaceous) till now. Their mineralogical composition and content of different ore components are given.

Key words: transform fault, nonconsolidated deposits, Pacific Ocean.