

Т. И. ЛИНЬКОВА

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ
ОСАДКОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт

Т. И. ЛИНЬКОВА

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

4314
Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А. М. ГОРОДНИЦКИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Линькова Т.И. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана. — М.: Наука, 1984. — 136 с.

Книга посвящена актуальной проблеме использования палеомагнитного метода для стратиграфического расчленения и корреляции глубоководных донных отложений Мирового океана. На основании комплексного анализа фактического материала приведены результаты палеомагнитных стратиграфических исследований отложений Тихого, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Уточнена шкала палеомагнитных инверсий для плиоцен-плейстоценовых донных отложений, изучены характерные особенности поведения геомагнитного поля в период инверсии Матюяма— Брюнес, составлена карта распределения мощностей и скоростей осадконакопления эпохи Брюнес для бассейна Тихого океана.

Табл. 14, ил. 43, библиогр. 232 назв.

Рецензенты:

Л.И. ИЗМАЙЛОВ, И.П. ИВАНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Использование палеомагнетизма в геохронологии и стратиграфии, особенно при глобальной корреляции глубоководных донных отложений, чрезвычайно актуально для изучения геологии океанов, так как палеомагнитный метод, базирующийся на исследовании геологической истории геомагнитного поля, позволяет проводить детальную корреляцию разновозрастных разрезов независимо от их вещественного состава. Накопление палеомагнитных данных по отдельным районам земного шара дает возможность составления опорных магнитостратиграфических разрезов для различных геологических систем, что является основой для создания магнитометрической шкалы времени. Значение такой шкалы очевидно, так как один из основных вопросов геологии — это вопрос о возрасте тех или иных геологических объектов.

Биостратиграфия донных отложений сталкивается с трудностями, вызванными не только однотипностью фауны, но и неодновременностью ее развития в различных климатических районах земного шара. Следует иметь в виду также и тот факт, что в зонах распространения эвпелагических илов обширные пространства дна Мирового океана занимают "немые" глубоководные отложения, определение возраста которых возможно лишь при использовании палеомагнитного метода.

Неоценимую помощь оказывают радиологические методы определения возраста, но, к сожалению, все они обладают теми или иными ограничениями, которые не позволяют использовать их в широком масштабе.

Для восстановления истории развития геологического объекта или системы (а значит и установления последовательности развития) необходимо использовать всю информацию об объекте. Это относится и к региональным стратиграфическим схемам, которые должны использовать все многообразие шкал, в том числе и палеомагнитную шкалу. "Сочетание этих шкал, взаимно увязанных между собой, и образует стратиграфическую схему того или иного региона, в которой каждая шкала сохраняет самостоятельность, занимая в ней определенную колонку" [25, с. 29].

Существенным для геохронологии является и тот факт, что четвертичный период в развитии Земли был наименее продолжительным (1,5—2 млн. лет), поэтому строгая возрастная корреляция отложений этого временного интервала — крайне трудная задача. Корреляция плиоцен-плейстоценовых отложений затруднена вследствие имевших место частых и резких изменений скоростей осадконакопления и фациальной изменчивости донных осадков по латерали, что особенно ярко проявляется при сопоставлении удаленных районов.

С изучением геомагнитных инверсий плиоцен-плейстоцена в донных осадках Мирового океана связана проблема существования биомагнитного эффекта в связи с эволюционирующей способностью морских микроорганизмов реагировать на изменение экологических условий. Комплексные палеомагнитные и биостратиграфические методы исследований

позволяют рассмотреть вопрос о глобальности магнито-биостратиграфических схем, что имеет принципиально важное значение при корреляции донных отложений различных акваторий Мирового океана.

В то же время стратиграфия и корреляция неогеновых отложений привлекают пристальное внимание исследователей и представляют большой научный и практический интерес в связи с поисками и разведкой полезных ископаемых, таких, как нефть и газ, россыпное золото, строительные материалы и др. [103]. Большую помощь в стратиграфии и корреляции неогена в последние десятилетия оказывает палеомагнитный метод. Существование смены знака магнитного поля — инверсий — предполагает прежде всего их глобальный характер.

Наиболее веским доказательством реальности инверсий магнитного поля Земли является установление синхронных по знаку палеомагнитных зон для разновозрастных горных пород на всем земном шаре.

Бурное развитие палеомагнитных стратиграфических исследований началось в СССР в 1955—1958 гг. под руководством А.Н. Храмова и проводилось как на изверженных, так и на осадочных породах.

Несмотря на то что к началу наших исследований (1964 г.) при изучении магнитной полярности и абсолютного возраста стратифицированных лавовых и осадочных толщ в нескольких районах мира было уже установлено существование обратнопольярной зоны, возраст верхней границы которой, по данным разных исследователей, 0,25—0,5 млн. лет [160] и 0,4—1 млн. лет [97], требовалась тщательная проверка синхронности выделенных палеомагнитных зон, причем на породах разного генезиса и в различных районах земного шара.

Наиболее благоприятны в этом отношении донные осадки морей и океанов. Малые скорости осадконакопления в океане позволяют на сравнительно небольших по глубине пробах проследить последовательные изменения величин и направления естественной остаточной намагниченности. Относительно однородные мелкообломочные отложения с момента осаждения были защищены толщей воды от резких колебаний температуры, процессов выветривания и влияния других "размагничивающих" факторов, обусловленных частыми сменами климатических условий на поверхности планеты. Следует иметь в виду, что площадь Мирового океана составляет 3/4 площади земного шара, т.е. 362 млн. км², и неиспользование такого пригодного в палеомагнитном отношении объекта исследования затруднило бы, во-первых, проведение глобальной корреляции и, во-вторых, накопление фактического материала по донным отложениям.

Тем не менее до 1964 г. в СССР палеомагнитных исследований донных осадков не проводилось. Первое изучение донных отложений начато автором в приполярных областях Северного Ледовитого океана, в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском [39]. Район исследований представлял интерес в связи с тем, что кроме небольшой скорости осадконакопления, расположение колонок вблизи магнитного полюса обеспечивало минимально возможную величину магнитного наклона, а это в свою очередь позволяло надежно фиксировать наличие смены полярности магнитного поля.

В последующие годы под руководством и непосредственном участии члена-корреспондента АН СССР А.П. Лисицина проводилось изучение консервированных коллекционных частей из различных областей Тихого и Индийского океанов. Эти исследования убедительно показали, что донные отложения являются пригодными для проведения палеомагнитных работ, более того, было установлено наличие зон прямой и обратной

полярности по донным отложениям удаленных друг от друга районов Мирового океана (Северный Ледовитый, Индийский, Тихий).

Известно, что постседиментационные процессы оказывают иногда существенное воздействие на сохранность вектора естественной остаточной намагниченности, поэтому на дальнейшем этапе работ было обращено особое внимание на проведение комплексных палеомагнитных, литологических и химических исследований в связи с вопросом о наличии самообращения намагниченности в изученных осадках в результате воздействия вторичных химических процессов.

Появление к этому времени геохронологической палеомагнитной шкалы А. Кокса [135] позволило провести сопоставление выделенных зон по донным осадкам с зонами по континентальным осадочным и изверженным породам и осуществить привязки этих зон к шкале абсолютного возраста, что резко подняло интерес к материалам по изучению донных осадков мирового океана.

Следующий этап работы поставил под сомнение целесообразность использования применяемой за рубежом методики работы по консервированным пробам в стационарных лабораториях. Во-первых, разрыв во времени между отбором образцов и их измерением часто составляет большой промежуток, иногда несколько лет, что значительно понижает оперативность и качество исследований. Во-вторых, даже когда разрыв во времени составляет всего несколько месяцев, этого вполне достаточно для приобретения вязкой (временной) намагниченности, которую приобретает любая порода, находясь в магнитном поле Земли. Кроме того, при транспортировке в сильном локальном магнитном поле порода приобретает вторичную намагниченность, либо геометрически складывающуюся с первичной остаточной намагниченностью, либо полностью или частично заменяющую ее. Снятие этой вторичной компоненты требует проведения магнитных чисток, что для слабомагнитных донных осадков не всегда применимо.

Потребовалось несколько лет для отработки методики отбора и усовершенствования аппаратуры при проведении измерений и обработке данных непосредственно на борту движущегося судна. В 1972 г. была усовершенствована методика отбора и измерения донных отложений, которая позволяет получать палеомагнитные стратиграфические разрезы через несколько часов после подъема колонки на борт.

Возможность получения палеомагнитных стратиграфических разрезов по свежим, неизменным осадкам позволяет проводить сразу же сопоставление с биостратиграфическими, литологическими и γ -спектральными данными и в очень короткий срок оперативно решать целый ряд геологических задач. К числу их следует отнести, во-первых, стратификацию осадков в колонках и выделение не только отдельных литологических, но палеоклиматологических горизонтов; во-вторых, предварительное определение возраста осадков; в-третьих, определение скоростей осадконакопления; в-четвертых, выделение прослоев с повышенными значениями магнитной восприимчивости как свидетельство наличия вулканогенного материала и, как следствие, нахождение источников его сноса; в-пятых, проведение корреляции между отдельными колонками. Особенно ценно проведение палеомагнитных работ в рейсе, когда объектом изучения являются немые осадочные толщи, такие, как красные глубоководные глины, где классические методы биостратиграфии оказываются бессильны, а также при полигонной системе океанологических работ, позволяющей после получения данных проводить корректировку района исследований. Эта

методика позволила не только подтвердить крайне изменчивые условия осадконакопления на дне и отсутствие во многих частях Мирового океана осадочного чехла за последний миллион лет, но и провести уточнение геохронологической шкалы. Поэтому получение по глубоководным донным осадкам данных об отсутствии записи в них обратнопольярных событий в эпоху Брунес и об отражении в этих осадках двух из трех предполагаемых прамонамагнитных событий эпохи Матуяма имеет большое значение для проведения глобальной корреляции.

Проведение комплексных палеомагнитных и биостратиграфических исследований поставило вопрос о попытке создания магнито-биостратиграфических схем. Это работы Дж. Хейса, Л. Опдайка, Ф. Баннера, В. Блоу, Л. Баркла, О. Банди, К. Кабаяши, Т.И. Линьковой, М.Г. Петрушевской, В.В. Мухиной и др. [53, 83, 111, 112, 117, 123, 153, 171].

Следует отметить, что наиболее перспективны в этом отношении глубоководные донные осадки в связи с быстрой способностью именно морских микроорганизмов реагировать на изменение экологических условий. Так, Б. Гласс и Д. Эрикссон [150] провели комплексные исследования, в которых фораминиферные зоны получили абсолютные датировки по палеомагнитным данным. Это дало возможность построить сводный разрез и сопоставить стратиграфически отложения Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

Дж. Хейс [157] установил соответствие радиоляриевых и палеомагнитных зон. Причем он выделил виды-индикаторы радиоляриевых зон, которые, по его мнению, имели повсеместное значение. Т.И. Линькова и М.Г. Петрушевская показали, что зоны Дж. Хейса не имеют широкого распространения и только в локальной области сохраняется указанная закономерность; вблизи зоны субтропической конвергенции и еще севернее, в тропиках, эти виды-индикаторы Дж. Хейса обитают и поныне. Этот факт отнюдь не означает, что не следует использовать радиолярии для сопоставления указанных шкал; он лишь подтверждает наше предположение о том, что при глобальной корреляции следует учитывать в связи с климатической зональностью и другими факторами неравномерность распространения тех или иных видов-индикаторов биостратиграфических зон. Аналогичные результаты получены при исследовании донных осадков Мирового океана по выявлению коррелятивных связей между быстро эволюционирующими видами диатомей и силикофлагеллат с изменениями магнитного поля Земли. Так, если для тропической области Мирового океана установлены определенные виды диатомей и силикофлагеллат, границы максимального распространения или вымирания которых четко приурочены к определенным палеомагнитным рубежам, то для других районов, в частности для антарктической области Тихого океана (45—60° ю.ш.), подобные соотношения уже устанавливались по другим видам диатомей и силикофлагеллат.

Такое сопоставление биостратиграфической и палеомагнитной шкал, начатое по глубоководным отложениям, нашло свое подтверждение и в континентальных разрезах Японии, где были найдены виды-индикаторы тропической части Тихого океана и на этой основе проведена стратификация и корреляция на п-ове Ога [205].

Таким образом, уже в настоящее время использование палеомагнитной шкалы позволяет при сопоставлении с другими шкалами проводить уверенную локальную стратификацию и корреляцию, а также сопоставлять полученные региональные схемы в глобальном масштабе.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ОКЕАНАХ ПО КОНСЕРВИРОВАННЫМ КОЛОНКАМ

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В приполярной области на дрейфующей станции "Северный полюс-7" (СП-7) было отобрано шесть колонок, взятых с помощью поршневых трубок. Всего изучено около 100 образцов. Максимальная длина кернов достигала 3,5 м. Все образцы одной колонки ориентировались относительно верхнего слоя, направление магнитного склонения которого выбиралось произвольно. Измерения величины и направления естественной остаточной намагниченности проводились на астатическом магнитометре с ценой деления 10^{-6} ед. CGSM.

Выводы сделаны на основе измерения величины и направления вертикальной составляющей вектора I_n , что исключало погрешности, связанные с определением горизонтальной составляющей, которая в этом районе минимальна.

Известно, что для Арктического бассейна в целом главную роль в формировании осадка играет терригенный материал, в меньшей степени — хемогенный. Распределение железа в осадках Арктического бассейна связано с характером водных масс, рельефом дна и гранулометрическим составом осадков. Колонки ст. СП-7 расположены на восточном склоне хребта Ломоносова, где отсутствие сильных течений и размывов дна обеспечивает необходимое накопление железа в осадках [10]. В изученных колонках нет видимых следов смятия и перетолжения осадков. Все эти условия благоприятны для составления результатов, полученных по взятым колонкам из одного района. В исследуемых пробах установлено изменение направления вектора остаточной намагниченности по колонке, что показано на рис. 1.

До глубин 100—110 см все осадки оказались намагниченными по направлению современного геомагнитного поля, начиная со 110 см осадки намагничены обратно. Следует отметить хорошее совпадение их границ по всем колонкам ст. СП-7. Граница перехода прямо и обратно намагниченных пород несколько сдвинута для колонок 1 и 2 (граница проходит на уровне не 100—110, а 110—120 см).

Итак, при измерении вектора I_n донных осадков Северного Ледовитого

Таблица 1

Значения магнитной восприимчивости поверхностного слоя осадков морей Северного Ледовитого океана

Моря	$k \cdot 10^{-5}$ CGSM	Количество образцов
Карское	1,6	10
Восточно-Сибирское	3,4	12
Лаптевых	5,2	19
Чукотское	3,4	65

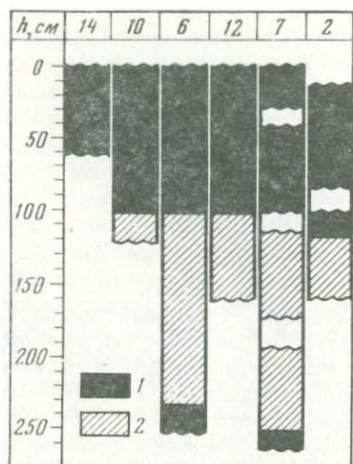


Рис. 1. Изменение направления вектора T_n по разрезам колонок СП-7 донных осадков Северного Ледовитого океана

Зоны полярности: 1 — прямой, 2 — обратной

океана впервые были обнаружены прямо и обратно намагниченные осадки, граница перехода между которыми находилась примерно в 110 см от поверхностного слоя седиментации.

Если принять скорость осадконакопления в районе хребта Ломоносова от 0,25 до 0,60 см в 1000 лет, то возраст осадков, соответствующих границе перехода, определенный по скорости осадконакопления, должен быть не моложе раннечетвертичного от 0,2 до 0,5 млн. лет. В то же время по

материковым отложениям граница между прямо и обратно намагниченными породами, по результатам многих авторов, соответствовала верхам апшеронского яруса [97].

Таким образом, результаты по донным отложениям хорошо согласовались с данными по материковым отложениям; и те и другие дали примерно одно и то же время последней инверсии магнитного поля Земли — 0,5 млн. лет.

Кроме того, были изучены донные осадки морей Чукотского, Восточно-Сибирского и Лаптевых (около 300 образцов). Так как скорость осадконакопления в этих районах примерно на порядок больше, чем в районе хребта Ломоносова, при небольшой длине колонок не было обнаружено обратно намагниченных осадков.

Величина магнитной восприимчивости осадков, полученная для разных морей, лежит в пределах $(0,5-10) \cdot 10^{-5}$ ед. CGSM. Следует отметить, что измерение k для одного моря проводилось на разных колонках, но всегда на одном и том же уровне от верхнего слоя. Значительных расхождений в величине k для осадков морей Чукотского, Восточно-Сибирского и Лаптевых не наблюдается. Тем не менее как среднее, так и каждое отдельное значение k осадков моря Лаптевых оказалось несколько выше по сравнению со значениями для Чукотского и Восточно-Сибирского морей (табл. 1).

Итак, первая попытка проведения палеомагнитных исследований на донных осадках Северного Ледовитого океана показала, что, во-первых, донные отложения пригодны для палеомагнитного изучения, во-вторых, в них выделены зоны прямой и обратной полярности, что представляет интерес не только для восстановления истории магнитного поля Земли, но и с точки зрения возможности создания метода корреляции океанических толщ, в-третьих, в отложениях окраинных морей Северного Ледовитого океана не отмечено пород обратной полярности; по-видимому, мощность верхней зоны прямой полярности превышает длину колонок.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Одним из доказательств реальности инверсий геомагнитного поля является установление их в одновозрастных отложениях донных осадков всего Мирового океана и совпадение выделенных границ инверсий с установленными ранее по лавовым потокам на континенте.

Для сопоставления результатов палеомагнитного изучения донных отложений Северного Ледовитого океана и других акваторий были проведены палеомагнитные исследования естественной остаточной намагниченности (ЕОН) колонок глубоководных осадков Индийского океана. Местоположение изученных станций приведено на рис. 2.

Колонки донных осадков отбирались при помощи прямоточных трубок в основном большого диаметра. Палеомагнитное изучение проводилось по коллекционным частям колонок, представляющим полуцилиндры с диаметром, равным диаметру трубки. Глубина, с которой отбирались образцы донных осадков, колебалась от 544 до 5034 м. Все приводимые в работе данные о величинах намагниченности относятся к сухому осадку; коэффициент усыхания колеблется от 0,68 до 0,85.

Для измерений материал колонок резался на образцы длиной 2,5–5 см. Таким образом, палеомагнитные характеристики, полученные по образцам, отражали среденные данные о состоянии геомагнитного поля за время, необходимое для образования осадка соответствующей мощности, т.е. при скоростях осадконакопления 1–8 мм в 1000 лет (средние скорости по данному району) за 5–50 тыс. лет [99]. Иными словами, кратковременные эпизоды в истории магнитного поля Земли могли быть пропущены или зафиксированы по одному-двум образцам.

Методика отбора колонок обеспечивала надежную ориентировку их по вертикали. Местоположение изученных колонок позволяло при измерениях уверенно определять угол наклона и знак вертикальной составляющей I_n , которым в высоких широтах и определяется полярность остаточной намагниченности. Наклонение считается положительным, если вертикальная составляющая Z направлена вверх (т.е. знак ее совпада-

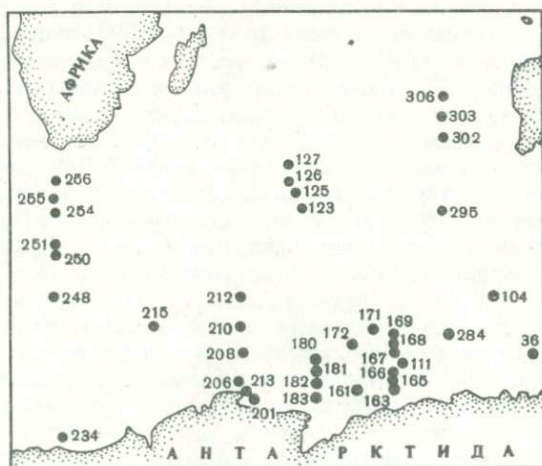


Рис. 2. Местоположение изученных разрезов колонок донных отложений Индийского океана

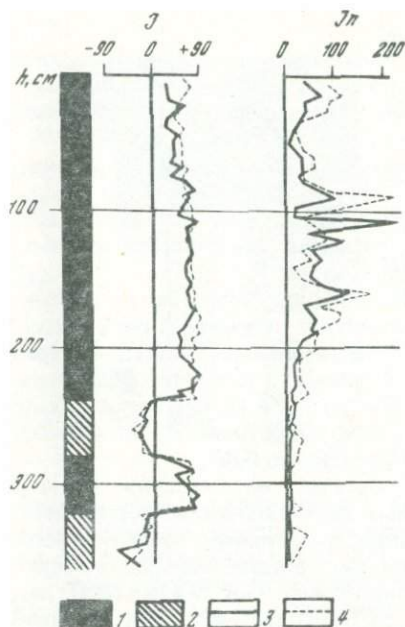


Рис. 3. Результаты временной чистки I_n по разрезу колонки ст. 125

Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная; после выдержки: 3 — "по полю", 4 — "против поля"

ет со знаком вертикальной составляющей магнитного поля в южном полушарии).

Измерения проводились на астатическом магнитометре с ценой деления $1 \cdot 10^{-6}$ и $1 \cdot 10^{-7}$ ед. CGSM по общепринятой методике [98]. По всем колонкам определялись направления (в системе координат образца) и величина остаточной намагниченности I_n . Выборочно определялась величина магнитной восприимчивости k . Погрешность определения величин I_n и k не превышала (по данным повторных измерений) 5–10% измеряемой величины, направлений I_n 5–10°.

Оценка стабильности I_n проводилась двумя методами. Первый заклю-

чался в двукратных измерениях коллекции. Первые измерения проводились после трехмесячной выдержки колонок в вертикальном положении в земном магнитном поле, повторные — после такой же выдержки колонок в положении, повернутом относительно первого на 180° вокруг горизонтальной оси. Разница в величине и направлении \bar{I}_n , полученных из первого и повторного измерений, незначительна и в подавляющем большинстве случаев не превышает погрешности измерений. Поскольку такие результаты наблюдались для всех без исключения изучавшихся колонок, первый метод определения стабильности в целях сокращения объема работ был применен только для части (50%) коллекции (рис. 3).

Второй метод заключался в размагничивании \bar{I}_n переменным магнитным полем (\bar{H} -чистке). Этому виду чистки подвергались выборочно образцы по всей длине каждой колонки и, кроме того, все образцы из зон перехода между горизонтами прямой и обратной полярности.

Переменные магнитные поля с амплитудой 300–400 Э и выше практически не изменяли ориентировки вектора I_n (рис. 4). Величины I_n при увеличении амплитуды \bar{H} плавно уменьшаются; в полях $\bar{H} = 300$ Э сохраняется 50–80% первоначальной величины I_n , что свидетельствует о высокой стабильности остаточной намагниченности изучавшихся отложений.

Результаты размагничивания образцов из зон прямой (N) и обратной (R) полярности существенных различий не обнаруживают. Для образцов из зон N -полярности часто, но не всегда наблюдается падение значения величины I_n в полях до 100 Э, для обратно намагниченных образцов иногда имеет место повышение значения I_n в начальный момент размагничивания в полях 100–200 Э. Это объясняется тем, что в идеальном случае вязкая намагниченность увеличивает суммарную I_n породы прямой полярности и уменьшает ее в осадках обратной полярности. Четкой зависимости формы кривой $I_n(\bar{H})$ от R -полярности не наблю-

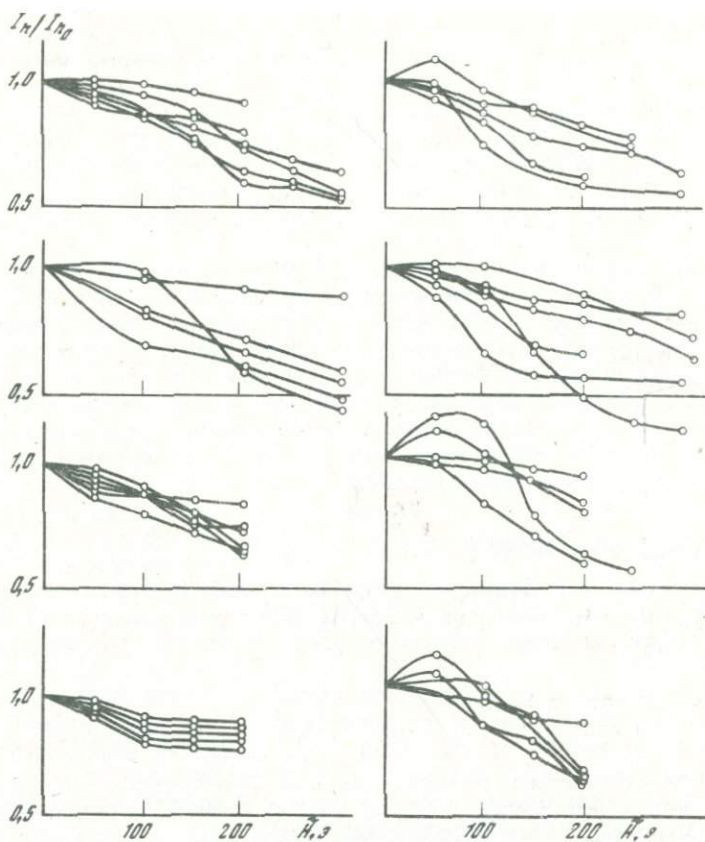


Рис. 4. Размагничивание I_n переменным магнитным полем
Кривые $I_n(\bar{H})$ образцов прямой (слева) и обратной (справа) полярности

дается. Для осадков Индийского океана можно отметить лишь тот факт, что переменное поле амплитудой до 300 Э чаще всего уменьшает величину остаточной намагненности примерно на 50%, причем направление вектора стабилизируется в этих полях.

Характер кривых $I_n(\bar{H})$ для образцов их различных колонок несколько отличается, что, по-видимому, отражает специфику состава носителей намагненности в осадках. В связи с тем, что вязкая намагненность разрушается в магнитных полях 100–200 Э, к обработке были приняты данные измерений образцов, подвергнутых воздействию $\bar{H} = 150\text{--}200$ Э. Эта же амплитуда была принята оптимальной для чистки донных осадков из этого района и другими исследователями [151, 199].

Особое внимание было уделено поведению вектора в слоях, где осуществлялся переход от прямо намагненных осадков к обратно намагненным. На инверсионных границах наклонение резко уменьшается и затем возрастает с обратным знаком; одновременно склонение изменяется на угол, близкий 180° .

Кривые $I_n(\bar{H})$ для N - и R -образцов отличаются только в начальной части (до 100 Э), где происходит разрушение нестабильной компоненты

I_n , ориентированной в этих образцах под определенными углами и различно по отношению к первичной остаточной намагниченности (см. рис. 4).

Изменение величины остаточной намагниченности по длине колонки может быть результатом либо колебаний напряженности геомагнитного поля во время образования осадка, либо изменения количества ферромагнитных частиц по разрезу. Так, соответствие графиков I_n и k по всему разрезу колонки свидетельствует в пользу второго предположения (см. рис. 3).

Выделение палеомагнитных горизонтов базировалось на анализе направлений вектора остаточной намагниченности образцов. Надежность проведения границ между зонами в каждом отдельном случае контролировалась повторными измерениями дубликатов, анализом характера изменения вертикальной составляющей I_n , чисткой переменным магнитным полем из обратно полярных зон и пограничных слоев. Большинство изученных колонок составляет четыре меридиональных профиля, изучение которых позволяет проследить последовательное изменение геомагнитного поля, зафиксированное в осадках.

Меридиональный профиль И-1.

По профилю И-1 изучены колонки 13 станций (с юга на север): 161, 162, 165-169, 171, 172, 295, 302, 303, 306, длина которых от 100 до 375 см. Палеомагнитные разрезы колонок профиля И-1 представлены на рис. 5.

Отложения всех станций, за исключением двух (302, 306), начинаются зоной прямой полярности I_n , соответствующей, очевидно, эпохе Брюнес, по шкале А. Кокса и др. [134, 135, 137]. В девяти колонках зафиксированы отложения только прямой полярности, т.е. мощность верхней зоны здесь больше длины колонки. В двух колонках отмечены маломощные горизонты обратной полярности.

Особый интерес представляют палеомагнитные разрезы колонок ст. 302 и 306. Первая из них характеризуется по всей длине обратной полярностью за исключением 10-сантиметрового прослоя на уровне 20-30 см, вторая — прямой полярностью, но начинается 20-сантиметровой R -зоной.

Такой характер палеомагнитных разрезов свидетельствует либо о размыве верхних слоев донных отложений (по крайней мере на некото-

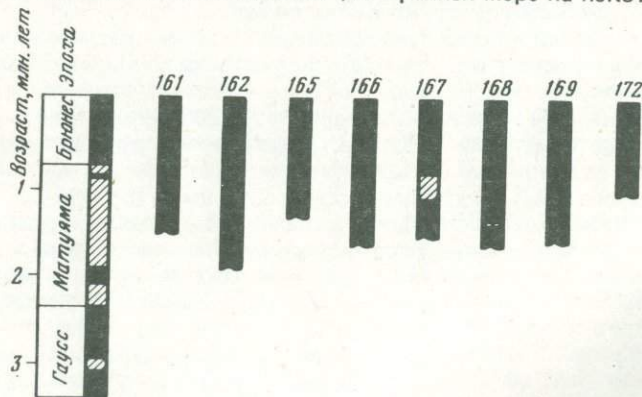


Таблица 2

Скорости осадконакопления в районе профиля И-1

Номер станции	Мощность верхней N -зоны, см	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет
161	325	> 4,7
162	375	> 5,4
165	275	> 3,9
166	320	> 4,6
167	186	> 2,6
168	328	> 4,7
169	330	> 4,7

рых участках профиля), либо о ничтожно малой скорости осадконакопления в четвертичное и даже позднеэоценовое время.

Установить соответствие выделенных зон какой-либо определенной эпохе геомагнитной полярности для этих станций (302, 306) только по палеомагнитным данным невозможно. Во всяком случае, отложения колонки ст. 302 не могут быть моложе конца эпохи Матуяма, а ст. 306 — конца эпохи Гаусс.

Скорости осадконакопления в районе профиля И-1 могут быть подсчитаны условно: можно определить лишь нижний предел, меньше которого, по палеомагнитным данным, скорость осадконакопления быть не может (табл. 2).

Меридиональный профиль И-11

Профиль И-11 начинается у берегов Антарктиды и протягивается в меридиональном направлении, охватывая с юга на север следующие станции: 183, 182, 181, 180, 123, 125, 126, 127. Все колонки этого профиля начинаются зоной прямой полярности; донные осадки в колонках малой длины (ст. 180 и 123), а также в 420-сантиметровой колонке ст. 183 целиком намагничены положительно. В остальных пяти колонках выделена R -зона на уровне от 200 до 300 см; наибольшая мощность R -зоны отмечается в колонках ст. 125 и 127. В трех колонках (ст. 182, 125, 127) R -зона включает горизонт осадков прямой полярности (рис. 6).

Палеомагнитные зоны выделяются совершенно отчетливо. Плавный ход

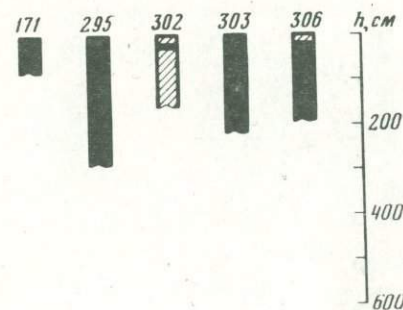


Рис. 5. Палеомагнитные разрезы колонок по профилю И-1

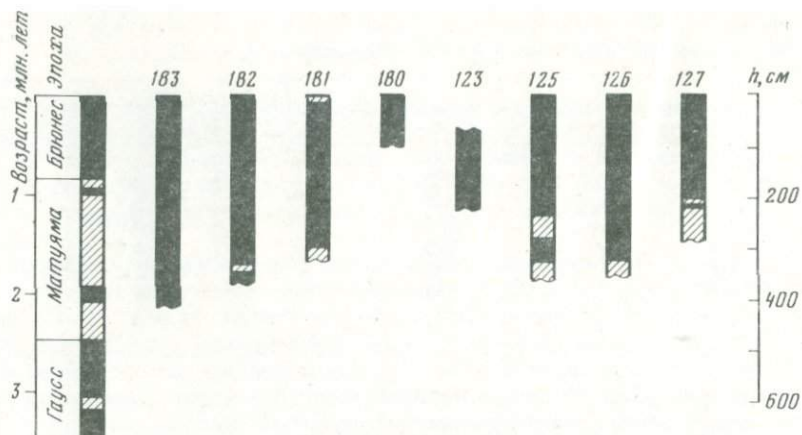


Рис. 6. Палеомагнитные разрезы колонок по профилю И—II

кривых $I_n(\tilde{H})$, полученный на образцах каждой колонки, одинаков для отложений из *N*-и *R*-зон. Это косвенно свидетельствует об одинаковом составе и структуре магнитной фракции по всей длине колонки (см. рис. 4).

Сравнение палеомагнитных зон, выделяемых в колонках профиля И—II, со шкалой А. Кокса и др. (см. рис. 6) позволяет утверждать, что на этом участке верхние слои формировались в последнюю эпоху прямой полярности геомагнитного поля (эпоху Брюнес) и в конце эпохи Матюяма. Маломощные горизонты прямой полярности в верхней части зоны, по-видимому, соответствуют событию Харамилью.

Мощность зоны прямой полярности непостоянна. У берегов Антарктиды она превышает длину колонки — 420 см; по мере удаления от континента мощность зоны постепенно уменьшается и в районе ст. 127 составляет 200 см. Причиной изменений мощности верхней *N*-зоны вдоль профиля И—II является, по-видимому, различная скорость осадконакопления.

Если допустить, что процесс осадконакопления во время формирования верхних слоев осадка был непрерывным, то, принимая продолжительность последней эпохи прямой полярности за 0,7 млн. лет, можно оценить скорость осадконакопления для изучения станций (табл. 3). Она в целом уменьшается по мере удаления от берегов Антарктиды, т.е. от области сноса.

Меридиональный профиль И—III

Палеомагнитные разрезы колонок ст. 201, 203, 206, 208, 210, 212, 215 донных отложений по профилю И—III приведены на рис. 7.

В осадках прибрежной части Антарктики (ст. 201, 203) граница зон прямой и обратной полярности отмечается на уровне 150–210 см; по-видимому, она отвечает границе эпох Брюнес—Матюяма (0,7 млн. лет). Однако на небольшом удалении от берегов материка мощность верхней зоны прямой полярности резко увеличивается: 350- и 400-сантиметровые колонки ст. 206 и 208 уже не достигают ее подошвы.

Колонка самой северной станции профиля (ст. 212) вскрывает отложения обратной полярности с двумя маломощными горизонтами прямой полярности на уровнях около 50 и 175 см. Палеомагнитный разрез колонки

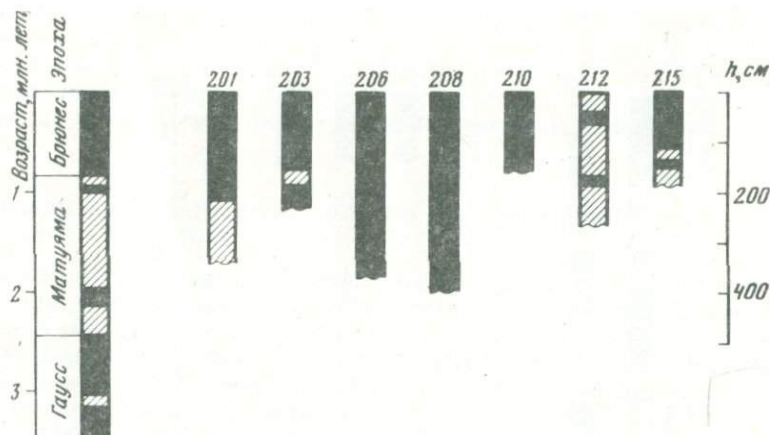


Рис. 7. Палеомагнитные разрезы колонок по профилю И—III

ст. 212 предположительно сопоставляется с эпохой Матуйама; прослой прямой полярности отвечают в этом варианте интерпретации событиям Харамильо и Олдувей.

Колонка ст. 215 начинается зоной прямой полярности, мощность которой всего 110 см. Поскольку такой малой мощности верхней *N*-зоны не отмечено ни в одной из изученных в этом районе колонок, можно предположить, что здесь имел место размыв верхних слоев донных отложений.

Меридиональный профиль И—IV

Профиль И—IV начинается вдали от побережья — самая южная станция расположена на 51° ю.ш. Палеомагнитные разрезы изученных колонок ст. 251, 254, 255, 256 представлены на рис. 8, их разрезы свидетельствуют о резкой изменчивости условий осадконакопления по профилю И—IV.

Разрез колонки ст. 254 совершенно аналогичен разрезам колонок ст. 212 (профиль И—III) и ст. 302 (профиль И—I) и может быть сопоставлен с эпохой Матуйама в палеомагнитной шкале верхнего кайнозоя; как указывалось выше, такой характер разреза убедительно свидетельствует об отсутствии в нем отложений с возрастом менее 0,7 млн. лет (см. рис. 8). В колонке ст. 251, расположенной южнее, отмечены отложения только прямой полярности, мощность которых превышает 150 см (длину колонки).

Севернее, в колонке ст. 255, граница зон прямой и обратной полярности проходит на глубине 140 см от поверхности осадка: мощность зоны прямой полярности сокращена здесь по сравнению с другими изученными станциями Индийского океана, что позволяет допустить отсутствие наиболее молодых отложений в разрезе колонки. Наконец, в самой северной колонке профиля И—IV (ст. 256) мощность верхней *N*-зоны 230 см; характер палеомагнитного разреза этой колонки, длина которой около 11 м, позволяет выделить отложения трех эпох геомагнитной полярности (см. рис. 8).

Таким образом, во-первых, палеомагнитные зоны, выделенные в донных осадках Индийского океана, отчетливо прослеживаются по колонкам всех четырех меридиональных профилей, удаленных друг от друга на значительные расстояния, подтверждая тем самым планетарный характер инверсий магнитного поля Земли.

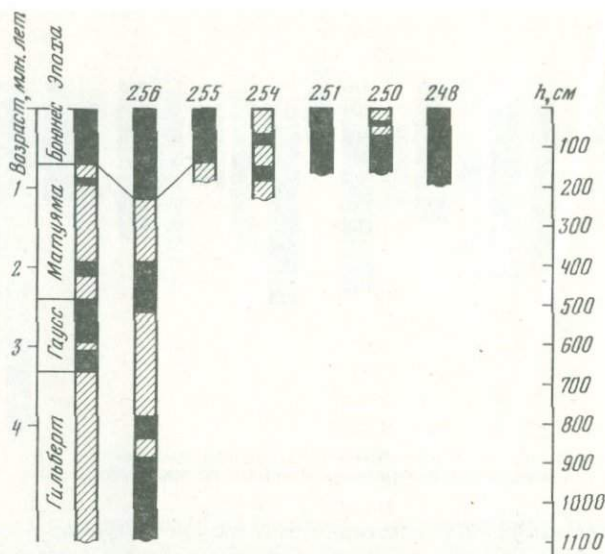


Рис. 8. Палеомагнитные разрезы колонок по профилю И-IV

Во-вторых, результаты палеомагнитных исследований донных осадков Индийского океана свидетельствуют о крайне изменчивых условиях осадконакопления. Естественная закономерность — уменьшение скорости седиментации по мере удаления от берегов Антарктиды — значительно усложняется действием других факторов.

В-третьих, палеомагнитная характеристика осадков в ряде пунктов свидетельствует об отсутствии в разрезах отложений моложе 0,7 млн. лет. Отсутствие молодых осадков может быть обусловлено либо размывом верхних слоев, либо ничтожно малой скоростью осадконакопления в четвертичном периоде (а возможно, и в позднем неогене). Палеомагнитные данные о дочетвертичном возрасте верхних слоев донных осадков в некоторых районах Индийского океана не противоречат существующим взглядам на историю формирования глубоководных отложений. Г.М. Беляев и Л.С. Гликман [13] сообщают о массовых скоплениях зубов позднемiocеновых акул на поверхности дна Индийского океана, что свидетельствует об отсутствии плейстоценовых осадков на этих участках дна океана. Скоп-

Таблица 3

Скорость осадконакопления в районе профиля И-II (палеомагнитный метод)

Номер станции	Мощность N-зоны, см	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет
183	>420	>6,0
182	340	4,9
181	305	4,4
125	238	3,4
129	325	4,6
127	200	2,9

ление зубов приурочено к глубинам более 4000 м, что согласуется с глубинами дна в районе ст. 254, 212, 302.

Х. Гуделл и Н. Уоткинс [151], проводившие палеомагнитные исследования отложений южной части Индийского океана, также приводят доказательства размыва придонными течениями верхних прямо намагниченных слоев.

ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛИННОЙ КОЛОНКИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В связи с изложенными результатами по изучению меридиональных профилей Индийского океана особенно интересно было провести более тщательные исследования длинной колонки ст. 256, осадочные отложения которой охватывают большой возрастной интервал, и сопоставить полученные нами данные с данными других исследователей, изучивших колонки сходной длины в ближайшем районе (рис. 9).

По всей длине описываемой колонки отмечается исключительно однообразный литологический состав; она сложена бескарбонатными и бескремнистыми (терригенными) алеврито-пелитовыми илами. Только в ее верхней части с горизонта 150 см повышается содержание CaCO_3 и осадки переходят в слабокарбонатные, а с горизонта 60 см и до поверхности — в карбонатные (30–50% CaCO_3). Содержание Fe по всей длине колонки постоянно — 0,1–3%, Mn — 0,01–0,05%, прослой вулканического материала отсутствуют. Среди легких минералов по всей колонке господствует кварц и калиевые полевые шпаты, среди тяжелых — гранат, роговая обманка, рудные минералы.

Палеомагнитные исследования проводились на астатическом магнитометре с ценой деления $1 \cdot 10^{-7}$ ед. CGSM. Образцы имели диаметр 70 мм. Погрешность определения направления не превышала 10° . Все приводимые в работе данные о величине намагниченности относятся к сухому осадку; коэффициент усыхания изменялся от 0,74 до 0,86 (среднее значение — 0,82).

Оценка стабильности I_n , а следовательно — и пригодности отложений для палеомагнитных построений проводилась, как и ранее, с использованием методов временной чистки в земном магнитном поле и чистки в переменном магнитном поле.

Временная чистка проводилась в двух положениях при повороте на 180° вокруг горизонтальной оси. Только единичные образцы оказались магнитовязкими и нестабильными и были исключены из дальнейшей обработки.

Чистке переменным магнитным полем с амплитудой 50, 100, 200, 300 и 400 Э подвергались образцы по всей длине колонки. Наблюдается плавное уменьшение естественной остаточной намагниченности, и в полях $\vec{H} = 400$ Э для большинства образцов сохраняется около 50% первоначального значения I_n (рис. 10).

В начальной стадии размагничивания (50, 100 Э) наблюдаются наиболее резкие изменения величины I_n : для образцов прямой полярности — падение до 30%, а для образцов обратной полярности — рост на 10–15%, что свидетельствует о том, что вязкая компонента намагниченности разрушается в полях около $\vec{H} = 100$ Э (см. рис. 4). Характер кривых $I_n(\vec{H})$ в полях $\vec{H} = 0$ –100 Э указывает на плавное медленное уменьшение величины I_n с ростом \vec{H} . Поэтому в дальнейшем проводилось размагничивание образцов в переменных магнитных полях до 200 Э. По характеру кривых $I_n(\vec{H})$

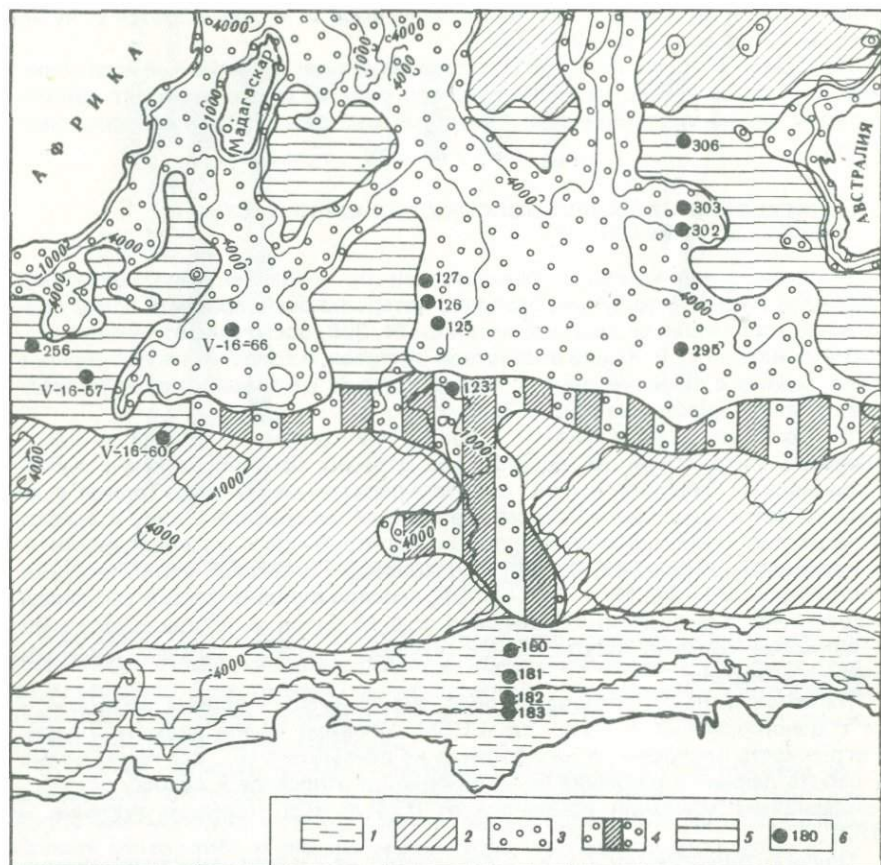


Рис. 9. Местоположение ст. 256 Советской антарктической экспедиции и ст. У-16-57, 60, 66 экспедиции США и типы донных осадков в западной части Индийского океана
 1 — айсберговые; 2 — диатомовые; 3 — фораминиферовые; 4 — переходные; 5 — красные глубоководные глины; 6 — изученные разрезы колонок

между осадками прямой и обратной полярности существенных различий не наблюдается. Для образцов прямой полярности относительное уменьшение величины I_n при $H = 200$ Э достигает 30–40% и только для трети образцов — около 50%.

Кривые $I_n(H)$ обратнополярных образцов в начальной стадии размагничивания ($H = 50, 100$ Э) характеризуются небольшим ростом, а в дальнейшем — плавным спадом; при $H = 200$ Э для 80% образцов сохраняется больше 50% первоначального значения I_n и только для 20% образцов — несколько меньше половины.

Направление вектора T_n в процессе размагничивания изменяется незначительно, что видно на стереографических проекциях (см. рис. 10). Для образцов из *N*- и *R*-зон знак наклонения после *H*-чистки сохраняется, но отмечается увеличение наклонения на 20–30° после чистки, что, по-видимому, объясняется снятием вязкой намагниченности, направленной по современному полю. Величина естественной остаточной намагниченности изме-

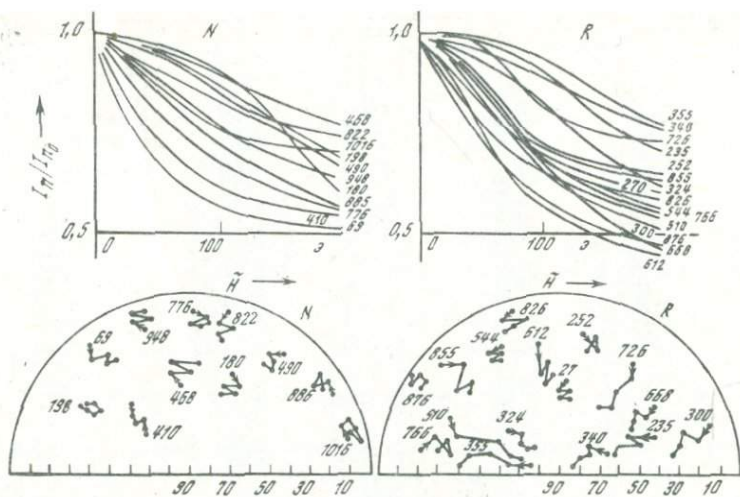


Рис. 10. Размагничивание I_n переменным магнитным полем

Цифры у кривых — расстояние от верха колонки до центральной точки образца, см. вверху — изменение величины I_n при воздействии переменного магнитного поля различной напряженности, внизу — изменение направления I_n при воздействии переменного магнитного поля в 50, 100, 150 и 200 Э относительно первоначального направления $I_n(\vec{H}) = 0$, склонение при $H = 0$ внесено произвольно

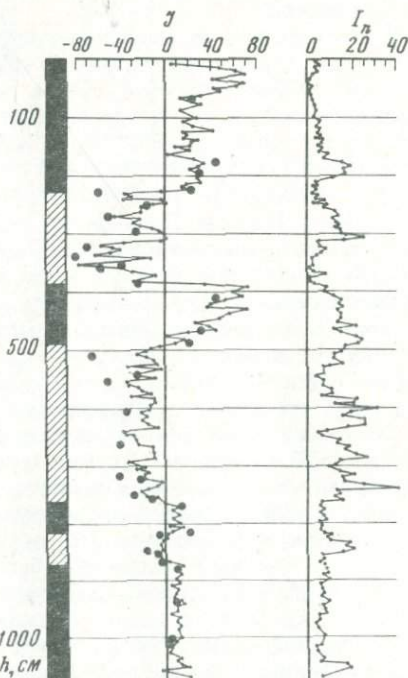


Рис. 11. Изменение наклона и величины остаточной намагниченности по разрезу донных осадков ст. 256

Точки — наклонение вектора \vec{I}_n после воздействия переменного магнитного поля напряженностью в 200 Э

няется по разрезу колонки от $1 \cdot 10^6$ до $35 \cdot 10^6$ ед. CGSM; среднее значение близко к $10 \cdot 10^6$ ед. CGSM (рис. 11). В разрезе выделяются интервалы с различным знаком наклона вектора \vec{I}_n (см. рис. 11).

Обращают внимание уменьшение наклона по абсолютной величине с глубиной, а также различная степень колебаний J° в разных интервалах колонки. Максимальные колебания характерны для интервалов 390–

Таблица 4

Возрастные датировки отдельных горизонтов разреза колонки ст. 256

Эпоха	Продолжительность эпохи, млн. лет	Интервал разреза, см	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет
Брюнес	0—0,70	0.—230	3,3
Матуяма	0,70—2,43	230—770	3,1
Начало эпохи Матуяма	0,70—1,95	230—390	1,2
Начало эпохи Гаусс	2,43—2,80	770—825	1,5
Событие Олдувей	1,35—2,13	390—498	4,0
Событие Каена	2,80—2,90	825—882	5,7

498 см; минимальные — для нижней части колонки, начиная с горизонта 770 см (см. рис. 11).

Изменение наклонения по разрезу колонки показывает, что величина наклонения уменьшается с увеличением возраста осадков, величина выполаживания здесь больше 10° , и, вероятно, она является следствием уплотнения осадков [46].

В соответствии со знаком наклонения в разрезе колонки ст. 256 выделено семь горизонтов прямой и обратной полярности I_n (см. рис. 11, табл. 4). Палеомагнитный разрез начинается зоной прямой полярности, мощность ее 230 см; затем следует зона обратной полярности, которая охватывает слои 230—882 см. В ней выделяются два интервала прямой полярности с границами 390—498 и 770—825 см. И, наконец, третья зона прямой полярности начинается с горизонта 882 см и продолжается до конца колонки 1078 см. Полученный палеомагнитный разрез был сопоставлен с палеомагнитной геохронологической шкалой А. Кокса, где верхняя зона прямой полярности отнесена к эпохе Брюнес, зона обратной полярности сопоставляется с эпохой Матуяма, нижняя зона прямой полярности — с эпохой Гаусс. Если исходить только из палеомагнитных данных, то возможны два варианта корреляции: первый — два события прямой полярности в обратнопольярной зоне сопоставляются с событиями Харамильо и Олдувей; второй — событие прямой полярности в интервале 390—498 см является событием Олдувей, в то время как нижний прямо намагниченный горизонт (770—825 см) отождествляется с началом эпохи Гаусс. В этом случае событие Харамильо выпадает из палеомагнитной шкалы колонки ст. 256. В пользу второго предположения говорит несоответствие мощностей осадков, коррелируемых с событиями Харамильо и Олдувей; всегда в донных осадках отложения события Харамильо по мощности почти в 2 раза меньше отложений события Олдувей, в данном случае получается наоборот. Кроме того, данные по радиоляриевому и диатомовому анализам также подтверждают второе предположение, т.е. по биостратиграфическим исследованиям граница плиоцена-плейстоцена проходит в осадках этой колонки на уровне 300—310 см, что довольно близко к верхней границе события Олдувей — 390 см [90]. Пропуск события Харамильо в принципе возможен, с одной стороны, из-за недостаточной разрешающей способности палеомагнитного метода (осреднение за время накопления 5 см образца составляет примерно 20 000 лет), с другой стороны, из-за наличия перерыва на горизонте 230—390 см, а возможно, и в результате деятельности организмов-иллоедов. Вопрос о наличии перерыва является дискуссионным: так если данные радиоляриевого анализа свидетельствуют о нормальном зале-

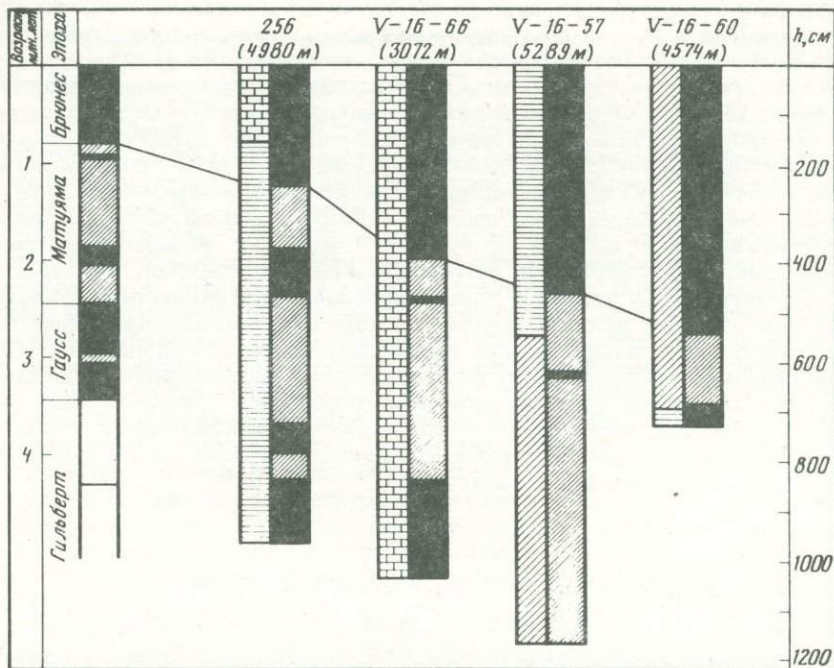


Рис. 12. Сопоставление палеомагнитных разрезов колонок ст. 256, V-16-66, 57, 60

гании осадков и отсутствию части их на уровне около 310 см, то изучение диатомей не подтверждает наличие перерыва.

В то же время отнесение нижней части колонки, начиная с горизонта 825 см, к эпохе Гаусс подтверждается биостратиграфическими данными о возрасте этих осадков. Отнесение верхней части колонки до горизонта 230 см к эпохе Брюнес подтверждается не только биостратиграфическими данными, но и корреляцией полученного разреза колонки ст. 256 с тремя палеомагнитными разрезами по колонкам V-16-66, V-16-57, V-16-60 из этого же района (рис. 12). Как видно из рис. 12, мощность верхней зоны прямой полярности, эквивалентной эпохе Брюнес, варьирует от 230 до 565 см для этих четырех колонок, и тем не менее если принять, что граница эпох Брюнес—Матюяма проходит на рубеже 0,7 млн. лет, отмечается надежная корреляция верхних частей разрезов; аналогично палеомагнитному разрезу ст. 256 в разрезе колонки V-16-60 событие Харамильо также присутствует [200].

Полученные данные позволяют, используя возрастные датировки границ палеомагнитных инверсий по шкале А. Кокса, определять скорости осадконакопления для отдельных частей разреза. Как видно из табл. 4, скорости осадконакопления для эпох Брюнес—Матюяма сравнимы (3,3 и 3,1 мм/1000 лет), в то же время на горизонте предполагаемого перерыва (230—390 см) они резко падают до 1,2 мм/1000 лет, подтверждая тем самым отсутствие осадка в этом слое. То же самое можно сказать и о верхней части эпохи Гаусс на горизонте 770—825 см. Здесь скорость осадконакопления уменьшается до 1,5 мм/1000 лет, что показывает перерыв в осадконакоплении.

Интересно отметить, что, судя по составу донных осадков, микрофлоре и микрофауне, в них на протяжении последних 4 млн. лет существенных изменений условий осадкообразования не отмечается [46]

Итак, проведенные палеомагнитные исследования длинной колонки ст. 256 из западной части Индийского океана показали: 1) наличие зон прямой и обратной полярности по всему разрезу колонки; 2) при корреляции с палеомагнитной шкалой А. Кокса выделены три эпохи геомагнитного поля, которые могут быть использованы при стратиграфическом расчленении донных отложений этого района; 3) возраст нижней части колонки по палеомагнитным данным не моложе 3 млн. лет; 4) биостратиграфические данные подтверждают результаты палеомагнитной стратиграфии; 5) комплексные исследования позволили определить скорости осадконакопления по всему разрезу колонки ст. 256; 6) резкое изменение темпов осадконакопления свидетельствует о наличии перерывов в колонке ст. 256; 7) ни палеомагнитные, ни биостратиграфические исследования не указывают на существование резких изменений в составе и условиях осадконакопления, которые можно было бы связать с появлением ледникового покрова Антарктиды в районе ст. 256. По-видимому, оледенение Антарктиды началось ранее, чем 4 млн. лет назад.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СВЯЗЬ БИО- И ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Для успешного применения палеомагнитного метода к донным осадкам большое значение имеет установление связей между составом отложений и их палеомагнитными характеристиками. В работах, посвященных палеомагнитным исследованиям глубоководных осадков [151, 157, 228], интерпретация полученных данных в ряде случаев бывает сомнительной в связи с наличием во многих колонках значительных изменений литологического состава отложений, которые могут оказывать существенное влияние на стабильность естественной остаточной намагниченности. Кроме того, физико-химические процессы, происходящие при диагенезе, могут в определенных условиях обусловить возникновение вторичной остаточной намагниченности химического происхождения и привести к самообращению намагниченности в поле прямой полярности [25]. Многочисленные вторичные процессы, протекающие на дне и обусловленные локальными причинами, вызывают неравномерное распределение осадков. Проведенные палеомагнитные исследования показали, что в некоторых областях океана отсутствуют осадки, возраст которых моложе 1 млн. лет. Распределение осадков осложняется тектоническими процессами, особенно в районах континентального склона, подводных хребтов и глубоководных впадин, зон разломов земной коры, которые могут привести к резкой смене состава пород.

Для выяснения связи между палеомагнитными свойствами и литологическими особенностями отложений были проведены гранулометрический, химический, минералогический, палеомагнитный анализы, а также изучение диатомовых водорослей и определение возраста радиологическими методами. Литологический анализ и результаты определения возраста γ -спектральным методом приведены А.П. Лисицыным.

**ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Изучено шесть колонок донных осадков, отобранных в 1–2-м рейсах Советской антарктической экспедиции и расположенных в районе 60-й параллели. Методика исследования образцов была прежней, измерения проводились на аstaticеском магнитометре.

Литологические исследования предусматривали всесторонний анализ гранулометрического и химического состава. Длина изученных колонок колебалась от 200 до 1447 см. Они получены на глубинах от 1655 до 3760 м, что отвечает внешней части погруженного шельфа и материковому склону Антарктиды [57]. Гранулометрический состав осадков меняется в широких пределах, причем содержание крупных фракций (песчаной и алевритовой), которые слабо ориентируются в магнитном поле, колеблется от 3–5 до 30–40%. Тонкодисперсные фракции, наиболее благоприятные в палеомагнитном отношении, составляют чаще всего 20–50%. В ряде случаев содержание пелитового материала достигает 70% и более. Большая часть колонок сложена алевро-пелитовыми и пелитовыми илами. К вещественному составу пять из шести изученных колонок относятся к бескарбонатным айсберговым илам с отдельными прослоями слабокарбонатных осадков. Одна колонка (ст. 104) по всей длине сложена диатомовыми илами [47].

Выход тяжелой фракции (удельный вес больше 2,90) при минералогическом анализе крупноалевритовой части осадков чаще всего 1–5%, а по колонке ст. 206 — до 30%. Содержание железа в пределах 2–5% от сухого вещества, в отдельных прослоях более 5%, т.е. осадки чаще всего слабожелезистые. Концентрация марганца от 0,1 до 0,3%, большей частью около 0,1%. Содержание TiO_2 в айсберговых осадках 0,5–1%.

Для исследованных осадков характерна в большинстве случаев прямая полярность остаточной намагниченности, маломощные горизонты обратной полярности зафиксированы в двух колонках (ст. 111 и 57). Не рассматривая здесь вопроса о соответствии указанных горизонтов обратной полярности каким-либо определенным событиям истории магнитного поля Земли, отметим, что никаких изменений гранулометрического, химического и минералогического состава на этих интервалах не установлено (рис. 13).

Во всех остальных колонках осадки, независимо от их состава, характеризуются прямой полярностью вектора I_n , причем колебания наклонений незначительны. По характеристикам магнитной стабильности осадки различных типов также практически не различаются между собой. Временная чистка, заключающаяся в данном случае в трехкратном измерении всей коллекции после двухмесячной выдержки образцов в вертикальном положении по направлению земного магнитного поля и в положении, повернутом на 180° , показала, что способность к приобретению вязкой намагниченности в изученных осадках невелика; только единичные образцы изменили величину и направление I_n , причем оказалось, что они не приурочены ни к какой определенной разновидности донных отложений (рис. 14).

Исследования стабильности I_n по отношению к переменным магнитным полям также указывают на пригодность всех изучавшихся типов осадков для палеомагнитных целей. Характер кривых $I_n(\dot{H})$ свидетельствует о том, что нестабильная компонента остаточной намагниченности невелика и разрушается при амплитудах переменного магнитного поля до 200 Э, даже в полях 600 Э сохраняется около 50% первоначальной I_n . Направле-

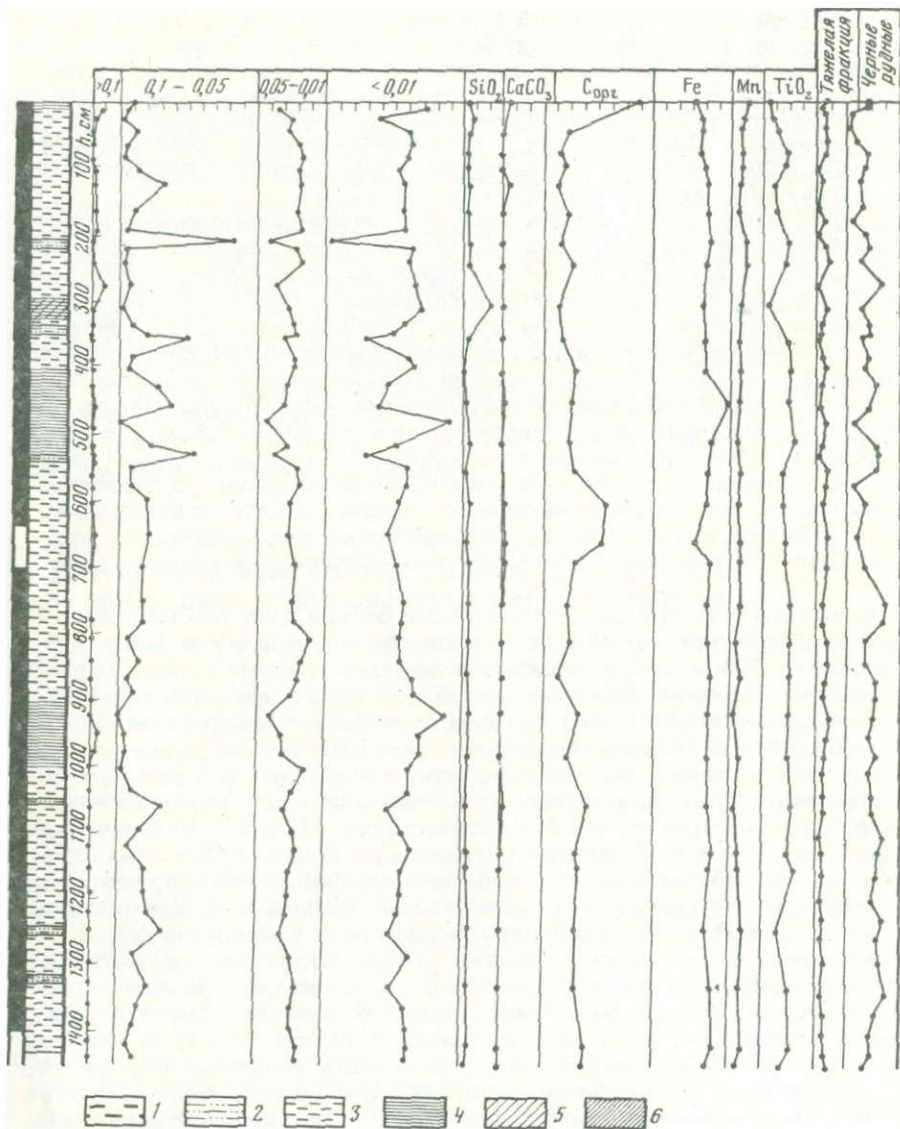


Рис. 13. Изменение магнитной полярности, гранулометрического, химического и минерального составов по длине колонки ст. 111

1 — крупные алевриты; 2 — илы мелкоалевритовые; 3 — илы алеврито-пелитовые; 4 — илы пелитовые; 5 — слабокремнистые осадки; 6 — кремнистые осадки

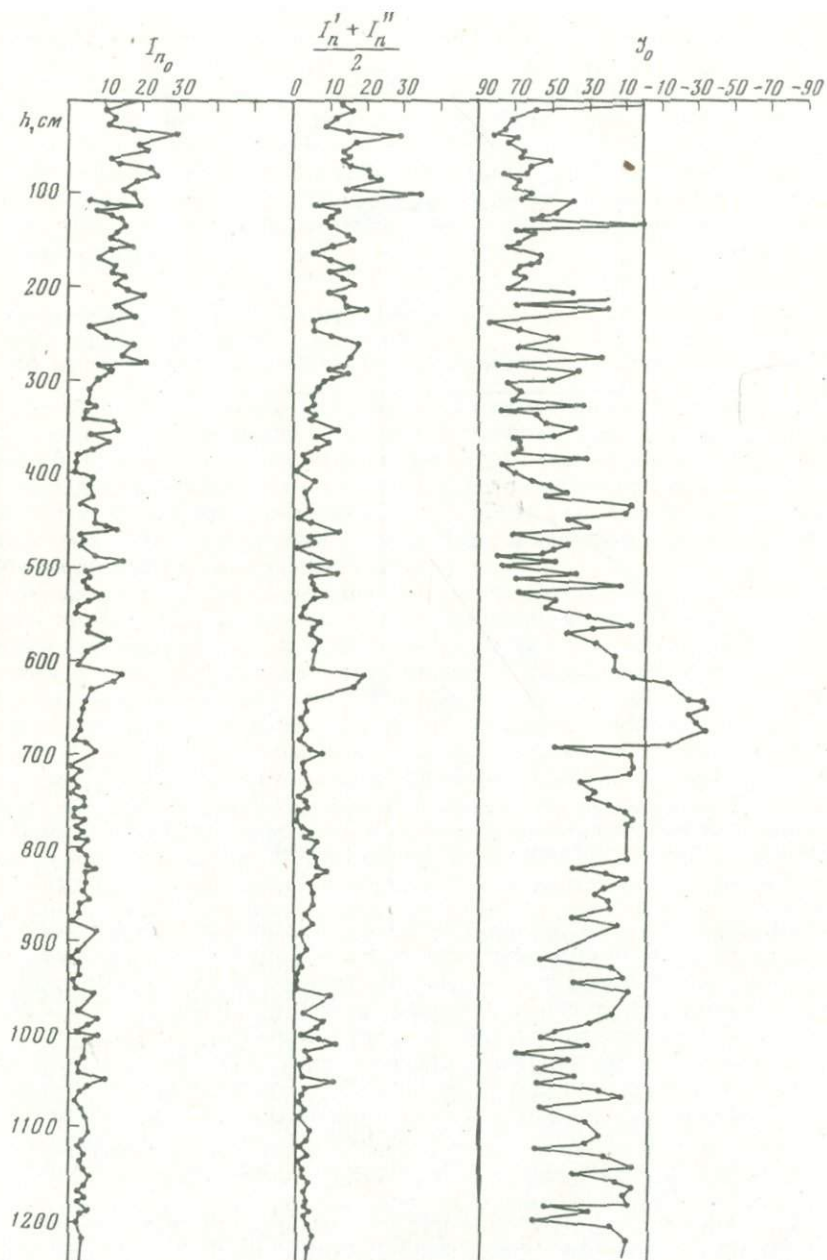


Рис. 14. Результаты временной чистки вектора ЕОН по разрезу колонки ст. 111
 Значения ЕОН: I_{n_0} — первоначальное, I_n^I — после выдержки "по полю", I_n^{II} — после выдержки "против поля"

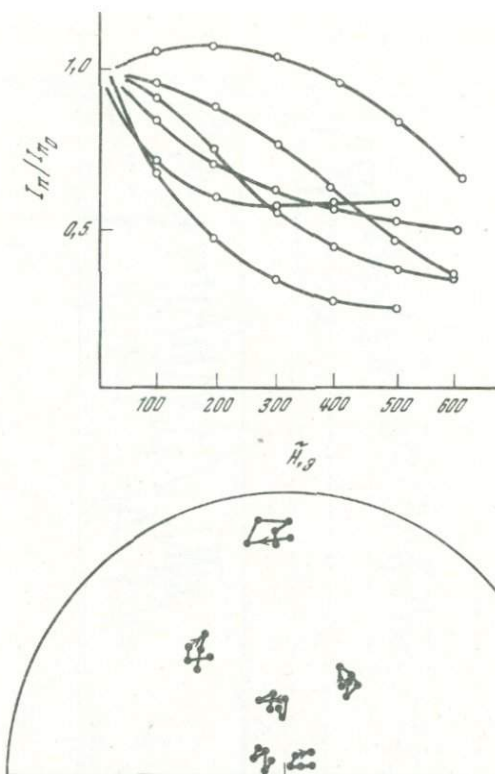


Рис. 15. Изменение величины и направления вектора ЕОН в процессе \tilde{H} -чистки
 Вверху — изменение величины I_n при воздействии переменного магнитного поля различной напряженности, внизу — изменение направлений

ния вектора \vec{I}_n в процессе размагничивания изменяются незначительно (в пределах 10°), что подтверждает стабильность ЕОН (рис. 15). Наклонение остаточной намагниченности по разрезу длинной колонки меняется; в верхней части колонки оно составляет в среднем 60° (горизонт 0–630 см), в нижней — выполаживается до 30° (среднее значение).

В отдельных прослоях ряда колонок и в ст. 111 отмечены высокие содержания либо биогенного (кремнистого и карбонатного материала — до 50% и более), либо черных рудных минералов в крупноалевролитовой фракции (ст. 50 — до 30%, ст. 36 — до 70%). Ни те, ни другие горизонты по характеристикам магнитной стабильности не выделяются среди остальных осадков (см. рис. 15).

Таким образом, из анализа материалов следует, что в айсберговых и диатомовых осадках изменения гранулометрического состава не вызывают помех применению палеомагнитного метода. Изучение геохимии железа (минералогические формы, связь с тонкой фракцией, генетические типы) показывает, что в изученных колонках отсутствует диагенетическое перераспределение железа. Это в значительной мере объясняется низким содержанием S_{org} и его глубоким распадом. Тем не менее представляется необходимым при палеомагнитных исследованиях уделить особое внимание

возможности диагенетического перераспределения железа, в особенности на границе окисленного и восстановленного слоев осадочной толщи.

Итак, проведенные исследования показывают, что существование зоны обратной намагниченности нельзя отнести за счет изменения состава ферромагнитной фракции или химических превращений в колонках. Все изученные литологические типы глубоководных донных осадков южной части Индийского океана характеризуются высокой стабильностью естественной остаточной намагниченности и могут быть использованы для палеомагнитных исследований.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПО МЕРИДИОНАЛЬНЫМ ПРОФИЛЯМ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Изучение айсберговых и диатомовых отложений в южной части Индийского океана не обнаружило признаков самообращения вектора I_n , тем не менее был проведен анализ результатов палеомагнитного и литологического исследований осадков в колонках, расположенных по меридиональным профилям Индийского океана. Для контроля выделенных ранее палеомагнитных эпох были использованы данные радиологического метода определения возраста и диатомовая стратиграфия.

Изученные колонки представлены всеми типами донных осадков Индийского океана, охватывают области распространения айсберговых, диатомовых, фораминиферовых осадков и красных глубоководных глин и отражают все разнообразие вещественного, гранулометрического и минералогического состава. Так, колонка ст. 123 получена в области переходных фораминиферо-диатомовых осадков; колонки ст. 125—127, 295, 302, 303 — в зоне фораминиферовых отложений; колонка ст. 306 — в красных глубоководных глинах; колонки ст. 180—183 — в зоне айсберговых осадков (см. рис. 9).

По отношению к северному магнитному полюсу и экватору исследуемые колонки расположены неравномерно: часть из них (ст. 50, 36, 234, 201, 284, 183 и т.д.) находится в непосредственной близости к магнитному полюсу, другие — на значительном удалении от него, ближе к экватору (ст. 260, 306 и т.д.). В связи со значительными изменениями климата Земли в четвертичное время границы между основными зонами осадков смещались [59]. Это привело к тому, что в колонках обычно отмечается смена по вертикали осадков разного состава. Сопоставление ряда колонок, взятых на меридиональных профилях, позволяет установить закономерную смену осадков по вертикали, отвечающую климатическим изменениям.

Распределение донных осадков в Индийском океане подробно освещено А.П. Лисицыным [57]. Так, по его данным, в южной части океана близ берегов Антарктиды протягивается пояс айсберговых осадков, севернее он сменяется поясом кремнистых (диатомовых) осадков, который почти совпадает с положением зоны антарктической конвергенции и со средней границей распространения айсбергов. Еще дальше к северу биогенные кремнистые осадки сменяются биогенными карбонатно-фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми. На глубинах, больших критической глубины распространения CaCO_3 , карбонатные осадки сменяются красными глубоководными глинами [47]. В экваториальной гумидной зоне Индийского океана, отличающейся высоким содержанием первичной продукции фитопланктона, осадки обогащены аморфным кремнеземом, связанным с диатомовыми водорослями экваториального комплекса,

а также с радиоляриями. Примесь кремнистого материала в красных глинобитных глинах бывает столь значительной, что глины постепенно переходят в диатомовые и радиоляриево-диатомовые кремнистые осадки. В пределах северной и южной аридных зон пелагические кремнистые осадки никогда не встречаются.

Близ берегов распространены обычно терригенные осадки, причем пояс их распространения особенно широк у берегов Индостана и Юго-Восточной Азии, около устья рек-гигантов (Ганг, Инд и др.). В теплых областях океана с температурой вод не ниже +18°С на мелководьях широко развиты коралловые постройки. На вещественный и гранулометрический состав осадков, кроме терригенного и биогенного материала, влияет также и вулканогенный материал. Чаще всего это заметна примесь пирокластического материала в осадках есть следствие распространения лавовых покровов и пеллов около источников вулканизма; в областях средних хребтов наблюдается поступление эндогенного материала.

По данным геохимии и результатам изучения магнитных свойств осадков, области, прилежащие к срединным хребтам, представляют большой интерес в связи со значительным обогащением осадков гидроокислами железа и марганца, а также рядом малых элементов. Итак, влияние вулканизма проявляется двояко: с одной стороны, через поставку на дно вулканического материала в основном из области островных дуг, характеризующихся взрывным средним и основным вулканизмом, с другой — через поставку добавочного количества эндогенного вещества, главным образом железа и марганца из областей, прилежащих к срединным хребтам.

Изученные колонки получены из областей распространения донных отложений разных вещественно-генетических типов. Колонки для анализов располагались по меридиональным или почти меридиональным профилям, что позволило четко отмечать основные изменения, связанные с ледниковым периодом. Как было показано ранее, при похолодании происходит смещение основных границ осадков к северу [59]. Границы диатомовых и айсберговых илов за счет более широкого развития льдов и айсбергов при похолодании смещаются к северу. При потеплении прослеживается обратная картина: границы соответствующих осадков смещаются в сторону Антарктиды. Проследить этот "литологический термометр" на ряде разрезов возможно, если провести четкую корреляцию результатов исследований, полученных различными методами [56].

По длине колонок было проведено сопоставление полярности естественной остаточной намагниченности с изменениями гранулометрического, химического и минералогического состава, а также распределение наиболее показательных видов диатомовых водорослей.

Однообразный литологический состав установлен в колонках (ст. 234, 212; рис. 16), где четко отмечена смена полярности геомагнитного поля; в то же время изменения гранулометрического состава не отразились на поведении вектора остаточной намагниченности (колонки ст. 183, 295; см. рис. 16), полярность их осталась прежней. Следовательно, изменение полярности в указанных колонках нельзя отнести за счет изменения их литологического или химического состава.

Построение палеомагнитных разрезов колонок донных осадков проводилось только после оценки стабильности вектора остаточной намагниченности. Как уже указывалось ранее, на первом этапе работ использовались два вида магнитной чистки: временная и переменным магнитным полем (H -чистка). Наиболее эффективной является H -чистка. Нарращивая амплитуду переменного магнитного поля и каждый раз определяя вели-

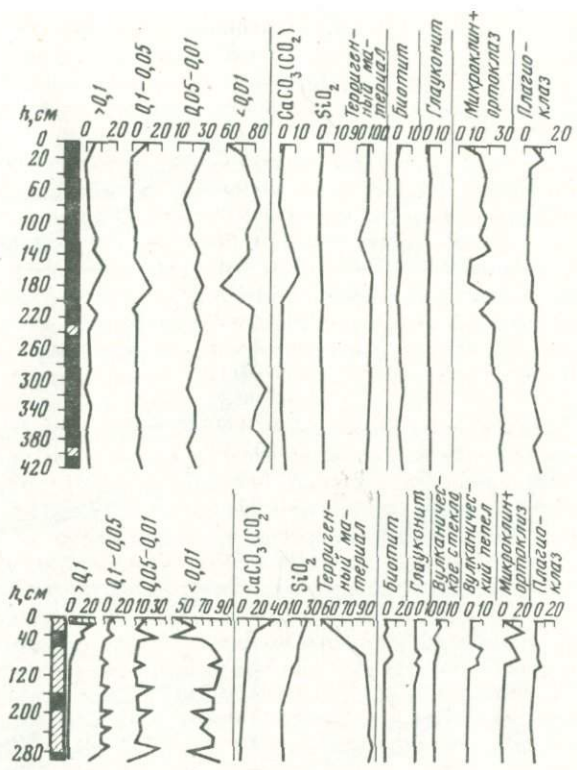


Рис. 16. Изменение магнитной полярности, гранулометрического, химического и минерального составов по длине колонок ст. 234 и 212

чину и направление остаточной намагниченности, находят такой участок кривой $I_n(\dot{H})$, где дальнейшее повышение амплитуды \dot{H} не приводит к заметным изменениям направления вектора \vec{I}_n . Можно считать, что такое направление остаточной намагниченности является стабильным и, по-видимому, отражает направление первичной остаточной намагниченности. Для доказательства этого заключения требуется проведение экспериментов, подтверждающих первичность остаточной намагниченности, что будет далее. Таким образом, выбор оптимального значения амплитуды переменного поля имеет существенное значение при определении стабильных значений вектора \vec{I}_n .

Во многих работах американских исследователей указывается на то, что все образцы донных осадков подвергались чистке только при одной амплитуде переменного поля [151, 200]. Бесспорно, процесс размагничивания значительно ускоряется, но с помощью такой чистки невозможно получить асимптотический отрезок кривой $I_n(\dot{H})$, который и служит показателем снятия вязкой компоненты намагниченности. Практика наших исследований показала, что в зависимости от литологического состава осадков для разрушения вязкой намагниченности требуется применение разных амплитуд переменного поля [41]. Так, на рис. 17 приведены кривые размагничивания I_n переменным полем для отдельных горизонтов

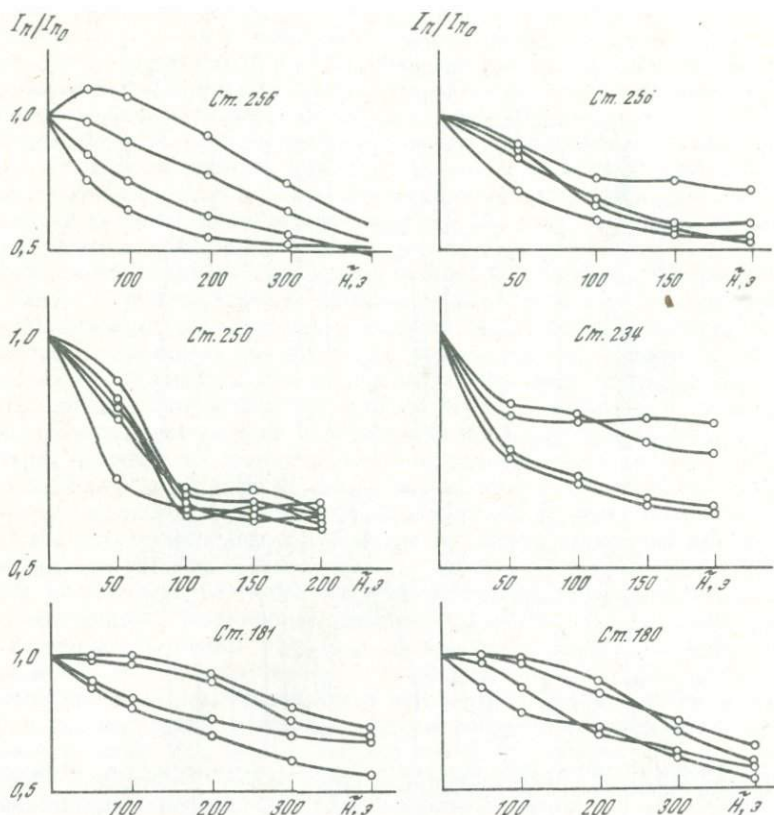


Рис. 17. Размагничивание I_n переменным магнитным полем
Кривые $I_n(H)$ образцов прямой (слева) и обратной (справа) полярности

одной колонки и для разных колонок. На горизонтах 260–314, 314–367 и 693–747 см колонки ст. 256 снятие вязкой намагненности с резким падением величины I_n происходит в полях от 300 до 400 Э, на остальных горизонтах этой же колонки – в меньших переменных полях (с амплитудой в 100–200 Э). Для колонок ст. 250 и 234 амплитуда переменного поля в 50–100 Э оказывается достаточной для снятия вторичной компоненты намагничивания, в то же время для колонок ст. 180, 181 асимптотический характер достигается лишь при $\tilde{H} = 200\text{--}300$ Э (см. рис. 17).

Поэтому значения амплитуды H целесообразно выбирать по разным горизонтам одной колонки, тем более для нескольких колонок одного района, особенно тщательно следует делать размагничивание в горизонтах перехода от одной зоны полярности к другой.

Выделенные после оценки стабильности палеомагнитные зоны прослеживаются в большинстве колонок, сопоставление с геохронологической палеомагнитной шкалой А. Кокса позволило выделить эпохи геомагнитной полярности Брюнес, Матуяма (с прямонамагнитными событиями Харамильо и Олдувей), а также начало эпохи Гаусс. Кроме того, были получены дополнительные материалы, подтверждающие отсутствие в ряде районов осадков моложе 0,7 млн. лет.

Независимо от палеомагнитных исследований для стратиграфического расчленения и определения возраста вскрытых колонками донных отложений были изучены видовой состав диатомей Г.С. Голикова и Г.А. Нагаева и их количественное распределение в осадках. Определения диатомей проводилось в легкой подфракции мелкоалевритовой фракции в осадке с малым количеством диатомей и в неразделенной мелкоалевритовой фракции в богатых диатомеями осадках.

Изученные колонки в основном относятся к антарктической и субантарктической зонам. В антарктической зоне численность диатомей в осадках значительно ниже, чем в эйфотической (за счет их растворения и разбавления створок диатомей терригенным материалом). Антарктический комплекс диатомей представлен преимущественно неритическими планктонными и бентосными сублиторальными видами, самыми холодноводными и приспособленными к ледовому режиму. Океанические виды диатомей в осадках антарктической области играют подчиненную роль: чем ближе к материку, тем их меньше.

Для субантарктической области характерна высокая численность диатомей в осадках. К осадкам этой области приурочены классические диатомовые илы [29]. Подавляющее большинство диатомей субантарктического комплекса относится к океаническим видам, более теплолюбивым, чем неритические и сублиторальные диатомеи антарктической области, занимающие в субантарктическом комплексе подчиненное положение. Большая часть видов диатомей этих комплексов — эндемики антарктической и субантарктической зон [35].

В антарктической флоре насчитывается свыше 40 видов диатомей. Наиболее характерные из них: *Eucampia ealustium* Castr., *Fragilariopsis curta* Hust (доминанты), *Thalassiosira gracilis* Hust, *Th. antarctica* Comber, *Charotia actinochilus* (Ekr.) Hust, *Biddulphia weissfrogii* Janisch, *Coscinodiscus symbolophorus* Grun., *Porosira pseudodenticulate* (Hust) Jouse (субдоминанты).

В состав субантарктической флоры входит свыше 20 видов диатомей. Доминирующие виды: *Coscinodiscus lentiginosus* Janisch, *Fragilariopsis antarctica* (Castr.) Hust, *Coscinodiscus bullatus* Janisch, *C. inflatus* Karsten, *C. tabularis* Janisch, *Astermphalus nialinus* Karsten, *A. koonery* Ekr., *A. parvulus* Karsten (субдоминанты).

В толще осадков отмечена неоднократная смена комплексов диатомей: слои, обогащенные неритическими сублиторальными холодноводными видами, сменяются слоями, где доминируют океанические более тепловодные диатомеи. По разрезу колонок эти изменения не всегда четко выражены, но они несомненно есть и свидетельствуют о смене палеоклиматических условий за время осадконакопления.

Виды диатомей, входящие в состав антарктического и субантарктического комплексов, можно отнести к видам длительного вертикального диапазона (распространения). Их присутствие отмечено нами в осадках, возраст которых — от начала позднего неогена и до настоящего времени. Доминирующие виды этих комплексов *Eucampia balaustium* и *Coscinodiscus lentiginosus* встречаются в осадках почти всех изученных колонок. Виды, имеющие ограниченное временное распространение, также выделены в осадках; они, как правило, уже вымерли к настоящему времени и не характерны для планктона антарктической и субантарктической областей.

Coscinodiscus margaritaceus Castr. и сопутствующий ему *Hemidiscus karsteni* Jouse — океанические, умеренно тепловодные виды. В современную эпоху эти виды вымирают. Максимум развития *C. margaritaceus*

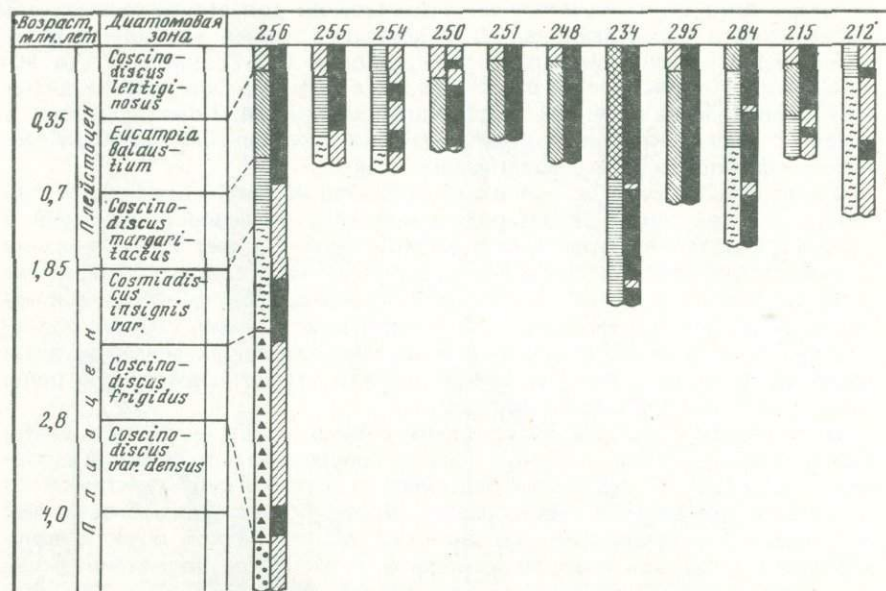


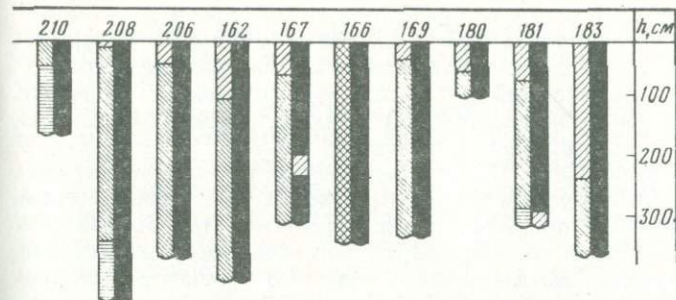
Рис. 18. Сопоставление палеомагнитных и диатомовых зон в изученных разрезах колонок донных осадков

(до 72,5%) приходится на период 1,85–0,7 млн. лет. Количество его резко снижается в период сильного похолодания климата начиная с 0,7 млн. лет назад.

Coscinodiscus insignis Jouse var., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. kolbei* Jouse характеризуют в антарктической и субантарктической областях осадки плиоценового времени [30]. *C. marginatus* вблизи плиоцен-плейстоценовой границы зачастую достигает максимума в своем развитии (50,5%). Вымирание этих видов приходится на конец плиоцена—начало плейстоцена и соответствует событию Олдувей по палеомагнитной шкале. Помимо плиоценовых видов, залегающих в осадках *in situ*, осадки большинства колонок содержали в значительном количестве переотложенные диатомеи палеогенового и неогенового возраста, что создавало трудности при стратификации отложений.

Для биостратиграфического расчленения донных осадков и определении их возраста был использован принцип выделения в осадках диатомовых зон, основанный на эволюционных изменениях зональных видов диатомей — видов-индексов (начиная от верха колонки): *Coscinodiscus lentiginosus*, *Eucampia balaustium*, *Coscinodiscus margaritaceus*, *Cosmiadiscus insignis* var. [30].

Результаты расчленения толщ донных осадков по диатомовым и палеомагнитным зонам приведены на рис. 18. Колонки ст. 250, 251, 248, 295, 162, 167, 180, 183, 291, 373, 276, 463, 166, 206, 169 вскрыли отложения моложе 0,7 млн. лет. В них выделены две диатомовые зоны: *Coscinodiscus lentiginosus* и *Eucampia balaustium*. Большая длина этих колонок (до 383 см) свидетельствует об относительно высоких скоростях осадконакопления в антарктической области океана во второй половине плейстоцена.



Осадки ст. 181, 208, 210, 215, 234, 365, 413, 453, 491, 498 также плейстоценового возраста, однако в них присутствуют осадки, соответствующие диатомовой зоне *Coscinodiscus margaritaceus*, имеющей возраст 0,7 млн. лет. По данным палеомагнитных исследований, в осадках колонок указанных станций выделены горизонты, относящиеся к эпохе Брюнес и частично к эпохе Матуяма, но эти осадки моложе 1,85 млн. лет.

Колонки ст. 254, 255, 256, 287, 367, 369, 411, 496 вскрыли осадки плиоценового возраста. В этих колонках определена диатомовая зона *Coscinodiscus insignis*, относящаяся к позднему плиоцену. Плиоцен-плейстоценовая граница, сопоставимая с событием Олдувей по палеомагнитной шкале А. Кокса и датируемая 1,85 млн. лет назад, проходит в колонках на различных глубинах, что, очевидно, связано с разными скоростями осадконакопления в неодинаковых типах осадков; высокое положение этой границы в ряде колонок объясняется тем, что в них отсутствуют верхние слои осадков, имеющих возраст до 1 млн. лет.

Комплексные исследования по отдельным меридиональным разрезам показали следующие результаты. Первый разрез от ст. 183 до ст. 127 охватывает южную часть трансокеанского разреза: Антарктида — Аденский залив. Колонка ст. 183 длиной 420 см сложена в верхней части (до 3 см) алевритово-глинистыми слабодиатомовыми илами (10–30% аморфного кремнезема), в слое 3–18 см — теми же осадками, окрашенными в коричневый цвет. В пределах слоя отмечено значительное количество частиц мелкого алеврита (до 20–30%), среди которых особенно многочисленны диатомовые водоросли. Содержание диатомовых постепенно возрастает вниз по колонке и достигает, судя по содержанию аморфного кремнезема, максимума на горизонте 8 см (30%). В пределах слоя 18–90 см присутствует плотный голубовато-серый осадок. Заметное уменьшение количества аморфного кремнезема прослеживается в промежутке 80–100 см. Ниже осадки содержат менее 10% аморфного кремнезема и, следовательно, являются типично айсберговыми. Максимальное количество аморфного кремнезема на горизонте 80 см может быть связано с потеплением или климатическим оптимумом. Если, по данным диатомового анализа, мощность зоны А составляет в этой колонке 230 см, то, принимая время отложения этого слоя в 350 тыс. лет, получим среднюю скорость осадконакопления 6,6 мм в 1000 лет, по палеомагнитным определениям — более 6 мм в 1000 лет.

Итак, максимум кремнезема в колонке ст. 183 соответствует, по-видимому, последнему интергляциалу (рисс-вюрм-сангамон) — 185–400 тыс. лет назад. Можно высказать предположение (которое требует проверки

на других колонках), что во время последнего интерстадиала диатомовые осадки местами вплотную подходили к материковому склону Антарктиды. Потепление и подход диатомовых к берегам Антарктиды — кратковременный эпизод, протекавший около 150 тыс. лет назад (горизонт 100 см). Он не повторялся на всем отрезке времени, охарактеризованном осадкам колонки, вплоть до 600 тыс. лет назад.

В нижних частях колонки ст. 183 (глубже 100 см) отчетливо прослеживаются восстановительные условия: осадки окрашены в голубовато-серый цвет с мраморовидными примазками гидротроилита. При воздействии на осадок соляной кислоты обнаруживается запах сероводорода. Условия диагенетического перераспределения четко видны по кривым распределения железа и марганца — на обеих кривых ясно виден максимум аморфного кремнезема в верхнем слое (см. рис. 16). Такое диагенетическое перераспределение не привело к изменению магнитных свойств осадка, прямая намагниченность сохранилась. Условия для диагенетического перераспределения определялись здесь содержанием и составом органического вещества. Для поверхностного окисленного слоя осадков характерно низкое содержание органики, близкое к среднему для пелагических осадков — 0,25–0,30% $C_{орг}$. На горизонте, отвечающем максимальному содержанию аморфного кремнезема, количество $C_{орг}$ почти в 2 раза выше и достигает 0,70%. Высокая продуктивность вод около 122–130 тыс. лет назад была возможна только при значительном потеплении климата, когда район был освобожден от льдов, препятствующих фотосинтезу.

Попытаемся реконструировать картину такого потепления: на дно поступал диатомовый материал, содержание $CaCO_3$ не увеличивалось, следовательно, условия, аналогичные существующим сейчас в южной части диатомового пояса Антарктиды, были достаточно холодными. Оледенение материка сохранилось, но климат у берегов был мягче современного.

Обращает на себя внимание обратный ход кривой распределения аморфного кремнезема и $C_{орг}$, связанного с поступлением биогенного материала и титана, являющегося индикатором терригенного материала (см. рис. 16). Постоянство содержания титана и гранулометрического состава по всей длине колонки свидетельствует о том, что условия поставки на дно терригенного материала на протяжении последних 600 тыс. лет существенно не менялись — поставка все это время была в основном ледовой. Изменения в распределении компонент-индикаторов терригенного материала связаны с возрастанием биологической продуктивности при потеплении климата.

В осадках колонки ст. 183 четко выделяются две диатомовые зоны А и Б, граница между которыми соответствует 350 тыс. лет. Как и следовало ожидать, граница, соответствующая рубежу эпох Брюнес—Матуйма (690–700 тыс. лет), в ней не достигнута, вся колонка относится к эпохе прямой полярности Брюнес (см. рис. 16).

Колонка ст. 181 была получена у основания материкового склона Антарктиды, и поэтому в ней могли быть нарушения и противоречия, связанные с перемещением осадков — оползнями или турбидитными потоками. Изучение гранулометрического состава подтвердило это предположение: по всей длине колонки наблюдаются резкие изменения содержания фракции мельче 0,01 мм — от 10 до 80%. Колонка сложена почти исключительно обломочным и глинистым терригенным (айсберговым) материалом, содержание $CaCO_3$ в среднем 10% и такое же количество аморфного кремнезема (за исключением отдельных слоев). Содержание $C_{орг}$ в пределах пелаги-

ческих осадков обычно меньше 0,2% и только в верхней части колонки около 0,3%. Диагенетического перераспределения марганца и железа здесь не отмечается.

Осадки колонки ст. 181 представляют собой серые и зеленовато-серые алевроито-глинистые и глинистые илы с многочисленными прослоями более грубых осадков, связанных с появлением диатомовых водорослей. По данным микроскопического исследования, содержание диатомовых водорослей в этом слое возрастает до 20–30% (в пересчете на аморфный кремнезем); отмечено значительное количество гравийно-галечных частиц ледового разноса, содержание титана в тех же пределах, что и для ст. 183.

По результатам диатомового анализа в осадках колонки ст. 181 выделяются (в пределах 320 см) три слоя — А, В, С; их границы 70 и 290 см. По палеомагнитным данным, колонка начинается с очень небольшой зоны обратной полярности и оканчивается также в зоне обратной полярности. В соответствии с датировкой диатомовых зон граница слоев В и С отвечает границе эпох Брюнес—Матуйяма. Верхняя зона обратной полярности определена по четырем образцам. В верхней части колонки 4 образца намагничены обратно; возможно, их обратная полярность связана с наличием неконсолидированного слоя. Не рассматривая самой верхней части разреза, получим хорошее совпадение палеомагнитных и биостратиграфических данных. Скорость осадконакопления, подсчитанная на основании предположения, что горизонт 70 см соответствует возрасту 0,35 млн. лет, будет равна 2 мм в 1000 лет. Если же принять за основу горизонт 290 см, возраст которого соответствует 0,7 млн. лет, то скорость осадконакопления немногим более 4 мм в 1000 лет. Следовательно, скорость осадконакопления по длине колонки меняется более чем в 2 раза. Возраст нижних слоев колонки примерно 1 млн. лет.

Колонка ст. 180 расположена у основания материкового склона Антарктиды; ее длина 100 см. В верхней части она сложена серым алевроитово-глинистым илом с незначительной примесью диатомовых водорослей (меньше 10% аморфного кремнезема), слабокарбонатна — 10–30% CaCO_3 . В пределах 60–68 см происходит смена гранулометрического состава на алевроито-глинистый айсберговый бескарбонатный ил, в слое 68–72 см — даже на крупноалевритовый ил (очень плотный). По всей колонке преобладает терригенный материал, лишь в верхних 40 см из-за увеличения CaCO_3 содержание двуокиси титана снижается.

По данным диатомового анализа, колонка стратифицируется только приблизительно, поскольку значительны процессы переотложения, вполне естественные у основания склона. Граница между зонами А и В, соответствующая 0,35 млн. лет, выделяется здесь условно на горизонте 58 см.

По результатам палеомагнитных исследований, вся колонка имеет прямую полярность, что в целом согласуется с выводом диатомового анализа. Для осадков этой колонки были проведены определения абсолютного возраста по ионию. Средняя скорость седиментации оказалась 3,2 мм в 1000 лет. По данным диатомового анализа (граница слоев А и В 58 см), средняя скорость осадконакопления 1,7 мм в 1000 лет. Учитывая условия переотложения части материала, совпадение значений скоростей осадконакопления можно считать удовлетворительным.

По положению на меридиональном разрезе колонка ст. 180 соответствует колонке ст. 172, которая также целиком относится к зоне прямой полярности магнитного поля (длина колонки ст. 172 равна 75 см). Эта колонка сложена серыми алевроито-глинистыми и глинисто-айсберговыми илами с небольшим количеством диатомовых водорослей. По данным

определений абсолютного возраста иониевым методом, средняя скорость седиментации здесь 4,1 мм в 1000 лет, что подтверждают палеомагнитные исследования. Изучение всех колонок, расположенных в южной части разреза, независимыми методами показывает сходные результаты.

На первой глубоководной ст. 123 к северу от о-ва Кергелен получена колонка на глубине 1000 м. До горизонта 320 см она сложена диатомовыми илами, обогащенными фораминиферами и прослоями фораминиферовых осадков. Палеомагнитные исследования подтвердили, что осадки колонки имеют прямую намагниченность. По данным гамма-метода (экспресс-вариант иониевого метода), скорости седиментации здесь значительны: это подтверждает заключение палеомагнитного метода о том, что колонка не достигла границы, соответствующей рубежу эпох Брюнес—Матуяма.

К северу от ст. 123 колонки сложены карбонатными осадками или красными глубоководными глинами, т.е. эта часть разреза при всех ранее происходивших колебаниях климата не выходила за пределы фораминиферовой зоны.

На ст. 125 получена колонка длиной 358 см, в ней выделены четыре палеомагнитные зоны, граница эпох Брюнес—Матуяма соответствует уровню 230 см. По данным радиоляриевый анализа, проведенного М.Г. Петрушевской [83], нижняя граница слоя I, соответствующая 0,3—0,4 млн. лет, расположена на горизонте 150 см; далее вплоть до основания идут отложения горизонта II. Сопоставление со схемой Дж. Хейса подтверждает предположение о том, что суммарный объем двух фаунистических зон Ω и Ψ примерно соответствует эпохе Брюнес для колонок ст. 125 и 126 (рис. 19).

Разнообразные исследования проведены для колонки ст. 126, сложенной карбонатными илами. Ее длина 352 см; граница эпох Брюнес—Матуяма, по палеомагнитным данным, соответствует горизонту 350 см, т.е. скорость осадконакопления составляет 5,0 мм в 1000 лет. Радиоляриевый анализ показал: граница между слоями I и II расположена на горизонте 200 см, средняя скорость седиментации 5,7 мм в 1000 лет. Для этой же колонки были проведены определения скорости осадконакопления двумя методами ядерной геохронологии: по результатам иониевого метода — 6,7, радиевого — около 7,0 мм в 1000 лет. Таким образом, результаты определений независимыми методами дают сходную величину скорости седиментации для этой колонки в пределах 6—7 мм в 1000 лет.

На ст. 127 была получена колонка карбонатных осадков длиной 290 см. Малеомагнитным методом граница эпох Брюнес—Матуяма определена на горизонте 200 см. Колонка ст. 127 неплохо коррелирует, с данным литолого-геохимических и минералогических исследований, с колонкой ст. 126; горизонты, соответствующие границе эпох Брюнес—Матуяма, хорошо увязываются между собой. Это дает возможность считать границу прямой и обратной полярности осадков в этих колонках действительно границей Брюнес—Матуяма, поскольку для ст. 126 она проверена несколькими независимыми методами.

Второй меридиональный разрез представлен колонками ст. 201, 203, 206, 210, 212. Для интерпретации разреза привлекаются также результаты исследований по колонке ст. 215, расположенной на одной широте (60° ю.ш.) с колонкой ст. 210.

На ст. 201 с глубины 840 м получена колонка серых и кремовых айсберговых осадков. По палеомагнитным данным, в колонке зафиксированы осадки прямой и обратной полярности, граница эпох Брюнес—Матуяма

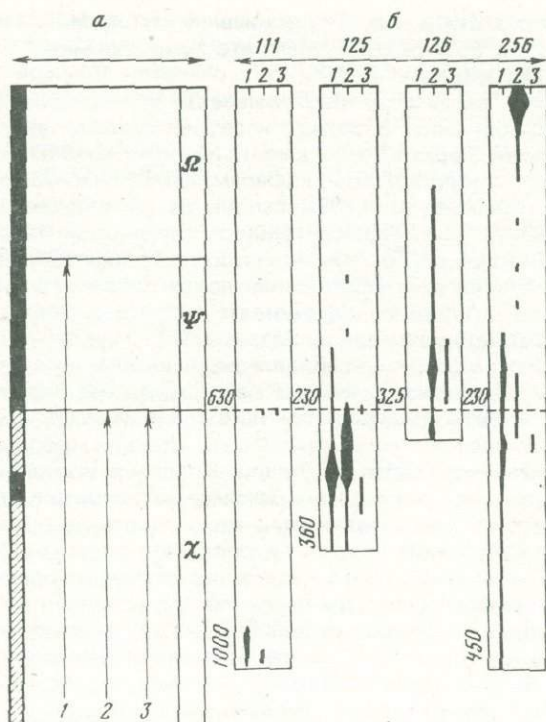


Рис. 19. Распределение скелетов видов-индикаторов биостратиграфических зон λ и ψ , по данным (а) Дж. Хейса и (б) Т.И. Линьковой

1 — *Stylatractus universa* Haÿs; 2 — *Pterocanium trilobum* (Haeckel); 3 — *Saturnalis circularis*

соответствует горизонту 150 см. В сходных условиях в прибрежной части Антарктиды (ст. 203) была получена колонка айсберговых осадков длиной 217 см. В ней обнаружена граница эпох Брюнес—Матуяма и, кроме того, по-видимому, в обратной эпохе Матуяма — событие Харамильо. Скорости седиментации в этих двух колонках близки (2,1 и 3,1 мм в 1000 лет).

Иные условия отмечаются для станций, расположенных в нижней части материкового склона, например для ст. 206. В колонке станции (длина 367 см), сложенной айсберговыми осадками, обнаружена только верхняя зона прямой полярности. По всей длине колонка представлена алевроито-глинистым илом, практически бескарбонатным и бескремнистым; содержание терригенного материала 90—100%, только в нижней части примерно с 240 см появляется вулканическое стекло. Минеральный состав тяжелой и легкой фракций не меняется, так как состав питающей провинции и действие механизма поставки на дно терригенного материала, т.е. льдов, постоянны. По результатам диатомового анализа, граница зон А и В проходит примерно на горизонте 30 см.

Для колонки ст. 208, взятой с глубины 4747 м, т.е. с ложа южной части Индийского океана, наряду с палеомагнитными определениями имеются также данные диатомового и радиолариевого анализов. Почти по всей длине колонка сложена слабокремнистыми (10—30% аморфного кремнезема), алевроито-глинистыми и глинистыми илами. Содержание CaCO_3

в осадке крайне незначительно, в основном это терригенный айсберговый материал (от 75 до 95% осадка), неизменяемый по минералогическому составу и сходный с осадками ст. 206.

В определениях палеомагнитным методом и выводах диатомового анализа имеются большие расхождения. Диатомовым анализом здесь установлены зоны А (горизонт 0—2 см), В (горизонт 2—340 см) и С (горизонт 340—440 см). Таким образом, граница эпох Брюнес—Матуяма должна соответствовать горизонту 340—350 см, но ее записи там нет. Данные диатомового анализа противоречат также и результатам радиоляриевого анализа [83]. Граница слоев I и II, соответствующая 0,3—0,4 млн. лет (радиоляриевый анализ), проходит на горизонте 300 см, что хорошо коррелирует с палеомагнитными определениями и подтверждает отсутствие в этой колонке обратнопольярной эпохи Матуяма (0,7 млн. лет).

В колонке диатомового и слабодиатомового ила со ст. 210 (длина колонки 158 см) отмечаются резкие изменения содержания пелитовой фракции (от 50 до 90%) и аморфного кремнезема. Минеральный комплекс соответствует комплексам ранее описанных станций разреза, но в нем обнаружено вулканическое стекло. В данных палеомагнитного, радиоляриевого и диатомового анализов также отмечаются расхождения. Диатомовым анализом в осадках верхней части колонки и вплоть до горизонта 40 см определена зона В (верхняя зона А отсутствует); ниже, от 40 до 158 см идут отложения зоны С. Если это так, то граница эпох Брюнес—Матуяма должна соответствовать горизонту около 40 см, но она не выделена. Как показал радиоляриевый анализ, в верхней части колонки и до 158 см, залегают отложения горизонта I, т.е. ожидать появления слоев, образовавшихся на границе эпох Брюнес—Матуяма, не следует, что и соответствует действительности.

На одной широте со ст. 210 расположена ст. 215. Колонка взята из переходной зоны от диатомовых к фораминиферовым осадкам. Поскольку она получена на глубине, большей критической, то прослоям, соответствующим на малых глубинах фораминиферовым илам, здесь отвечают прослой красной глубоководной глины. Скорость седиментации в колонке в целом должна быть значительно ниже, чем в колонке ст. 210. По данным диатомового анализа, граница горизонта I проходит на 28 см, II и III — на 160 см, вплоть до низа колонки идут отложения слоя III. Граница эпох Брюнес—Матуяма должна проходить на уровне 150—160 см; по палеомагнитным исследованиям, она обнаружена на уровне 100 см; ниже в осадках обратнопольярной эпохи Матуяма выделяются прямонамагнитные осадки события Харамильо.

Самая северная станция этого разреза — 127, где с глубины 4017 м получена колонка длиной 288 см; в верхней части она сложена слабокарбонатными и слабокремнистыми осадками, в нижней — чистыми терригенными илами. По всей длине колонки осадки очень тонкие — алевроитово-глинистые и глинистые илы. В минеральном комплексе типично присутствие вулканического стекла и пепла. Палеомагнитные исследования указывают на отсутствие молодых отложений (эпоха Брюнес), что подтверждается и результатами радиоляриевого анализа; в верхней части колонки залегают отложения слоя IV, который с несогласием лежит на слое V. Возраст осадков верхней части колонки более 1,6 млн. лет. В этом случае осадки с обратной полярностью, характерные для большей части колонки, соответствуют эпохе Матуяма. Горизонт с прямой намагниченностью отвечает, по-видимому, событию Олдувей, а нижний — верхней части эпохи Гаусс.

Диатомовый анализ показал, что разрез колонки начинается сверху

отложениями слоя С, на горизонте 57 см они сменяются отложениями слоя D. Граница между слоями С и D отвечает событию Олдувей (1,85 млн. лет), что соответствует данным радиоляриевго анализа. Определения абсолютного возраста оказались здесь безрезультатными — это косвенное подтверждение отсутствия верхних молодых частей разреза.

Сочетание методов биостратиграфии и палеомагнетизма дает возможность расшифровать колонку ст. 127, сложенную древними (плиоценовыми) осадками. Сопоставления гранулометрического, химического и минералогического анализов для этой колонки показывают, что в плиоцене существовали та же система поставки осадочного материала, те же минералогические провинции, что и в настоящее время. Приведенный материал подтверждает оледенение Антарктиды по крайней мере в плиоцене или ранее.

Третий меридиональный разрез, проходящий по 20° в д. от берегов Антарктиды до Южной Африки, охватывает колонки ст. 234, 248, 250, 251, 254, 255, 256. Колонка длиной 415 см была получена на ст. 234 у основания материкового склона Антарктиды. Колонка сложена серыми и зеленовато-серыми алевритово-глинистыми и глинистыми айсберговыми илами, практически бескарбонатными и бескремнистыми. Терригенный айсберговый материал составляет в этой колонке 95—100%, причем его минеральный состав по длине колонки существенно не меняется (см. рис. 18). Палеомагнитными исследованиями в осадках колонки установлены две узкие зоны обратной полярности (горизонты 235—247 и 395—410 см). Данные диатомового анализа показывают, что отложения верхней части колонки горизонта 230 см отвечают слоям А и В. Граница, соответствующая 0,7 млн. лет, проходит именно там, где она установлена по палеомагнитным исследованиям (230 и 235 см).

Таким образом, осадки верхней части колонки (до горизонта 230 см) должны быть отнесены к эпохе Брюнес, причем самые верхи до горизонта 30—40 см, по-видимому, перетолжены (по материалам литологических исследований). Слой от 230 до 410 см (по результатам диатомового анализа) относится полностью к слою С, т.е. имеет возраст от 0,7 до 1,85 млн. лет и охватывает, следовательно, большую часть эпохи Матуяма. Вероятнее всего, зона прямой намагниченности отвечает событию Харамильо, несмотря на значительные скорости седиментации. Небольшой участок прямой полярности в нижней части колонки относится в этом случае к событию Олдувей, определения абсолютного возраста из-за перетолжения верхней части оказались неудачными.

На ст. 248 была получена колонка длиной 198 см, сложенная чередующимися по вертикали диатомовыми илами и красной глубоководной глиной. Как уже указывалось, красная глубоководная глина на глубинах, больше критических, заменяет карбонатные отложения и ее прослои соответствуют фораминиферовым илам. Для колонки характерны постоянство гранулометрического состава и отсутствие CaCO_3 . Распределение аморфного кремнезема по вертикали очень неравномерно. Осадки верхней части колонки, до горизонта 20—22 см, представлены высококремнистым диатомовым илом (более 50% аморфного кремнезема), на горизонте 22—38 см — кремнистым илом (от 30 до 50% аморфного кремнезема). Прослой слабокремнистой красной глубоководной глины установлен на горизонте 38—80 см, ниже он сменяется кремнистым диатомовым илом (слои 80—120 см), а на горизонте 120—160 см — снова красной глубоководной слабокремнистой глиной. Нижняя часть колонки (ниже горизонта 160 см) состоит из диатомового ила (30—50% аморфного кремнезема).

Результаты палеомагнитных исследований показали, что осадки всей

колонки ст. 248 обладают прямой полярностью и соответствуют эпохе Брюнес, т.е. имеют возраст меньше 0,7 млн. лет. Диатомовый анализ показал, что отложения слоя А оканчиваются на горизонте 30 см (возраст 0,35 млн. лет), далее (до основания колонки) идут отложения слоя В. Совпадение данных диатомового и палеомагнитного анализов хорошее.

Для колонки ст. 250 результаты диатомового анализа противоречат палеомагнитным. По данным палеомагнитных исследований, осадки верхней части колонки относятся к обратнопольярной эпохе Матуяма; по результатам диатомового анализа — к слою А, который заканчивается на уровне 60 см и сменяется вниз по колонке отложениями слоя В. Если считать возраст пород на границе слоев А и В 0,35 млн. лет, то средняя скорость седиментации (по определениям диатомового анализа) составляет 2 мм в 1000 лет. По иониевому методу, средняя скорость осадконакопления в верхней части колонки несколько выше — 6 мм в 1000 лет. Причины расхождений в результатах анализов, проведенных указанными методами, требуют дополнительных исследований.

Осадки колонки ст. 251 (длина 195 см) намагничены по всей длине в направлении современного магнитного поля, что совпадает с данными диатомового анализа. Граница между слоями А и В проходит здесь примерно на горизонте 12 см, ниже — диатомовые и глинисто-диатомовые илы слоя В, возраст которых не более 0,7 млн. лет.

Интересны результаты исследований колонки ст. 254, расположенной по меридиональному профилю далее на север. В самых верхних слоях колонки длиной 220 см, сложенной обогащенными пеплами, вулканическим материалом и диатомовыми илами, установлена обратнопольярная зона. Данные диатомового анализа показывают отсутствие двух верхних диатомовых зон А и В. Разрез осадков этой колонки начинается зоной С (0—183 см), возраст которой 0,7—1,85 млн. лет. Таким образом, отнесение обратнопольярной зоны в осадках верхней части колонки к эпохе Матуяма подтверждается диатомовым анализом. В этом случае первый горизонт прямой полярности отвечает событию Харамильо, а второй, нижний, — событию Олдувей. Возраст осадков нижних слоев колонки, по-видимому, больше 2,0 млн. лет и соответствует плиоцену.

Колонки ст. 255 и 256 следует рассматривать совместно, поскольку данные исследований по ним очень близки. Обе колонки сложены карбонатными илами и глубоководными глинами. Колонка ст. 256 отобрана поршневой трубкой и имеет длину 1078 см. На ст. 255 была получена колонка длиной 200 см, верхняя часть осадков в ней характеризуется прямой намагниченностью, нижняя — обратной. Граница зон прямой и обратной полярности проходит на горизонте 140 см; по результатам диатомового анализа, эта граница, соответствующая границе зон В и С, установлена на уровне 50 см. Зона С (от 0,7 до 1,85 млн. лет) лежит в интервале от 50 до 173 см и в нижней части колонки сменяется зоной D. Сопоставление определений диатомового, радиоляриевого и палеомагнитного анализов для колонки ст. 256 было уже приведено ранее.

Таким образом, комплексные исследования по меридиональным профилям Индийского океана позволили, во-первых, установить независимость направления вектора I_n от литологического состава отложений; во-вторых, показали преимущество комплексных исследований при координации и детализации результатов по стратиграфическому расчленению и определению возраста осадков по отдельным горизонтам в изученных донных отложениях и, в-третьих, дали возможность восстановить и уточнить палеоклиматическую обстановку в южной части Индийского океана.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ЭКСПЕДИЦИОННЫХ УСЛОВИЯХ

ПРЕИМУЩЕСТВА ПРОВЕДЕНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЭКСПЕДИЦИОННЫХ УСЛОВИЯХ

Палеомагнитные исследования донных осадков, проведенные в высокоширотных районах океана, обнаружили чередование зон прямой и обратной полярности [39, 40, 46, 47]. Выделение зон обратной полярности в этих районах поставило вопрос о дальнейшем расширении палеомагнитных исследований в тех районах, где элементы земного магнитного поля были бы существенно различны. Основываясь на предположении о том, что магнитное поле Земли есть поле аксиального диполя, нами был выбран район экватора, где, как известно, максимальна горизонтальная составляющая магнитного поля Земли при практически полном отсутствии вертикальной составляющей в отличие от районов высоких широт.

Применявшаяся ранее методика отбора образцов по сухим кернам обеспечивала надежную ориентировку только по вертикали и менее надежную ориентацию отдельных частей колонок относительно друг друга. В экваториальных областях направление вектора остаточной намагниченности близко к горизонтальному, и поэтому решающее значение при выделении зон различной полярности приобретает склонение. Поскольку пока нет приборов, обеспечивающих азимутальную ориентировку пробоборников, необходимо проведение для всех частей колонок строгой ориентировки относительно стенок трубки. Такая методика позволяет определить не само склонение, а изменение его по длине колонки относительно верхнего слоя. Строгая взаимная ориентировка отдельных частей колонки, а следовательно, всех образцов относительно произвольно выбранного направления (верхнего слоя колонки) может быть обеспечена на борту судна при выталкивании керна из трубки.

Использование сухих коллекционных частей колонок может вносить и вносит целый ряд погрешностей, которые связаны с поворотом отдельных частей колонки в основном при ее выталкивании, разделке, сушке и хранении [42]. Ориентировка в пределах отдельных отрезков сухих коллекционных частей керна по произвольно выбранному направлению склонения и выделение зон прямой и обратной полярности по изменению вектора \vec{I}_n в них на 180° не позволяет, особенно для приэкваториальных широт, проводить выделение зон прямой и обратной полярности. С этой точки зрения утверждение авторов о получении непрерывных данных по изменению направления вектора \vec{I}_n по всей колонке выглядит некорректно [6].

Следует отметить и еще один не менее важный факт, который имеет место при работе с сухими образцами донных осадков. При сушке коллекционных частей колонок в термопечах (без контроля температуры, достигающей иногда 250°C) происходит не только обезвоживание, но и возникновение паразитной парциальной термоостаточной намагниченности в процессе сушки, что подтверждают опыты по термочистке. Кроме того, в зависимости от формы и размеров зерен ферромагнитной фракции, чаще всего магнетита, являющегося в основном носителем намагниченности в глубоководных донных осадках, при высыхании наблюдается изменение не только величины остаточной намагниченности, но и направления вектора \vec{I}_n . Степень этих изменений в основном зависит от содержания воды и времени высушивания [159]. Как показали экспериментальные работы, обезвоживание дает возможность свободной переориентации мелких частиц,

ответственных за намагниченность абиссальных осадков [144]. Такая переориентация во внешнем магнитном поле сушильной термопечи и магнитного поля самого судна может привести к появлению вторичной паразитной намагниченности. Экспериментальные работы подтверждают это предположение [223]. В них показано, что даже при малом обезвоживании происходит возникновение намагниченности, резко искажающей величину и направление первичной намагниченности. На направление I_p оказывает влияние и процесс образования трещин при высыхании осадков [42].

Необходимость измерения вектора остаточной намагниченности сразу же после отбора образцов из колонки диктуется также и тем, что в стационарных условиях в течение длительного хранения образуется вязкая лабораторная намагниченность, пропорциональная логарифму времени. Кроме того, происходит разрушение естественной вязкой намагниченности. Процессы, возникающие при хранении керна, не дают возможности проводить палеомагнитное расчленение осадков на зоны прямой и обратной полярности без проведения многочисленных и трудоемких лабораторных исследований, а нередко приводят к необратимым изменениям величины и направления вектора ЕОН.

Было изучено более 50 колонок из приэкваториальных областей Тихого и Индийского океанов. Исследования их показали, что поворот склонения по длине колонок часто совпадает с границей отдельных кусков колонок, что не позволяет надежно выделять зоны прямой и обратной полярности, так как нет уверенности в том, что изменение склонения связано с изменением направления естественной остаточной намагниченности.

В 1970 г. нами была поставлена задача выработки методики отбора и измерения донных осадков непосредственно в экспедиционных условиях. Основной задачей экспедиционных палеомагнитных исследований являлось получение экспресс-информации в виде стратиграфических палеомагнитных разрезов. Осуществление измерений в рейсе непосредственно после отбора образцов из колонок, не проводившееся ранее ни в СССР, ни за рубежом, имеет ряд преимуществ по сравнению с обработкой сухих кернов. Образцы не успевают приобрести произвольно направленной вторичной намагниченности, сохраняют естественную влажность, что обеспечивает отсутствие трещин. Кроме того, в ряде случаев палеомагнитные исследования не позволяют однозначно определить возраст осадков — необходимо привлечение данных других методов, это в первую очередь относится к разрезам, в которых отсутствуют молодые осадки, намагниченные по современному полю.

При экспедиционных работах палеомагнитный метод органически включается в комплекс других методов изучения донных осадков, что позволяет коррелировать результаты и оперативно решать целый ряд геологических вопросов. К числу последних относятся, в частности, возможность расчленения немых осадочных толщ, корреляция разрезов, что особенно важно при полигонной системе работ, предварительное определение возраста осадков, оценка скоростей осадконакопления.

Получение палеомагнитных стратиграфических разрезов на борту судна позволяет также сразу же решать вопрос о наличии или отсутствии в колонках донных осадков верхних горизонтов. Так, результаты первых экспедиционных работ в 1970 и 1972 гг. подтвердили отсутствие в некоторых районах Тихого океана верхних горизонтов осадков. Кроме того, исследования на борту судна позволяют контролировать вертикальность вхождения пробоотборников в грунт и учитывать разворот верхних слоев осадка в трубке во время ее погружения в донные отложения.

Непосредственные измерения на судне дают возможность после обработки и построения стратиграфических палеомагнитных разрезов выделять слои, в которых обнаруживаются повороты вектора остаточной намагниченности, указывающие на наличие инверсий магнитного поля Земли, что, в свою очередь, позволяет в таких горизонтах проводить дополнительный отбор образцов для проведения более детальных исследований, а также осуществлять подъем серии колонок на одном полигоне.

МЕТОДИКА ОТБОРА ОРИЕНТИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ ИЗ КОЛОНОК ДОННЫХ ОСАДКОВ

При подготовке к 48-му рейсу нис "Витязь" (1970 г.) опробовались различные способы отбора образцов. Предполагалось, что образцы будут отбираться в полистироловые каркасики кубической формы с ребром 24 мм и толщиной стенок 2 мм. Однако при испытании опытной партии кубиков выяснилось, что для их изготовления должны быть разработаны особая технология отливки, а также методика снятия электростатических наводок, появляющихся при вращении кубика на измерителе остаточной намагниченности.

В связи с этим решено было отбирать образцы цилиндрической формы в капсулы из папье-маше высотой 13 мм и диаметром 13 мм. Капсулы изготавливались из одного слоя бумаги и одного слоя батиста. С 1971 г. для изготовления стаканчиков использовались гильзы 16-миллиметрового калибра, высота капсул составляла 16 мм, диаметр 16 мм. В последующие годы использовались специально изготовленные полистироловые кубики с ребром 24 мм, практически не дающие электростатических наводок.

Общая методика палеомагнитных работ должна ставить целью прежде всего отбор образцов с максимально возможной частотой. В колонках небольшого диаметра образцы отбирались в среднем через 2,5–5 см по всей длине колонки, а в местах видимых литологических изменений — чаще. В колонках большого диаметра проводится в основном сплошной отбор образцов, реже через 2,5 см. Кроме того, для магнитно-минералогических исследований отбирались в трубках большого диаметра дополнительно образцы, которые сразу же запаивались в полиэтиленовую пленку.

Способ отбора заключался в следующем. Поскольку колонка при выталкивании из трубы нарезается на куски по 50–60 см, строго фиксируется взаимное положение отрезков. Если не используются вкладыши, то на внутренней части трубы наваривается штрих, с помощью которого сразу же при выталкивании наносится черта, которая в дальнейшем фиксируется. В случае использования вкладыша на нем рисуется черта, которая является маркером при дальнейшей распиловке колонки на части.

После зачистки колонки эта черта, обозначающая одно определенное направление по отношению к стенкам трубки, а следовательно, и к монолиту осадка в его естественном залегании, позволяет четко ориентировать образцы по всей длине колонки относительно верхнего слоя. После разрезания колонки на коллекционную и рабочую части, в центре, а не у края колонки проводится отбор образцов, ориентированных "верх—низ". Отбор осуществляется следующим образом: заготавливаются этикетки размером не более 2,4 см; для этого удобнее всего использовать телетайпную или любую другую бумажную ленту. На этикетке две цифры: верхняя — номер образца, расстояние от верха колонки до верха образца, см; нижняя — номер станции. Этикетки укладываются таким образом, чтобы нумерация шла сверху вниз. На этикетки сверху вдавливаются кубик без крышки.

Затем они подрезаются ножом или лопаточкой и закрываются крышкой. Частота отбора: лучше вести непрерывный отбор — кубик к кубику, в крайнем случае через 5 см.

После измерений образцы выдувались из кубиков, запаивались в полиэтиленовую пленку для избежания процесса усыхания и укладывались в пермаллоевые стаканы, что исключало воздействие внешних магнитных полей в процессе транспортировки.

ИЗМЕРЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ОСАДКОВ НА БОРТУ СУДНА

Экспресс-метод предполагает проведение на борту судна измерений магнитной восприимчивости по всей длине колонок, измерение остаточной намагниченности, проведение размагничивания вектора EOH температурой и переменным магнитным полем.

Измерения магнитной восприимчивости k выполнялись с помощью стандартного каппаметра ИМВ-2 (минимальная измеряемая величина k составляла $(2-3) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM). Исследования магнитной восприимчивости k проводились не по отдельным образцам, а сразу же после подъема и зачистки колонки по монолиту естественно-влажного осадка. Обычно колонка разрезается на две части, одна из которых — коллекционная, другая — для отбора образцов на все виды анализов [24]. При обработке массовых измерений магнитной восприимчивости был использован вероятностно-статистический анализ, объемная информация заменялась небольшим числом величин (средним значением k и дисперсией σ^2), строились гистограммы, графики измерения в горизонтальной и вертикальной плоскостях и схемы площадного районирования.

Исследования показали, что существуют определенные зависимости между распределением величин магнитной восприимчивости донных отложений и их литологическим составом, скоростью осадконакопления, плотностью осадков, придонными динамическими процессами [45]. В основном изменение величины k обусловлено определенными типами глубоководных осадков [2, 7, 15, 23, 37, 90].

Каппаметрические характеристики донных осадков, более 200 колонок, полученные из различных районов Мирового океана (глубоководных впадин, областей подводных хребтов, поднятий, шельфовых областей), показали, что глубоководные осадки характеризуются разнообразными величинами магнитной восприимчивости: от $3 \cdot 10^{-6}$ до $(50-100) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Как известно, значение магнитной восприимчивости определяется составом и концентрацией ферромагнитной фракции. Количество ферромагнетиков в осадках часто изменяется в зависимости от удаленности источников сноса, а также от самого вида источника. В том случае когда в осадках присутствует пирокластический материал, магнитная восприимчивость резко возрастает. Состав ферромагнитной фракции чаще всего представлен в донных отложениях такими минералами, как магнетит, титано-магнетит, гидроокислы железа, пирротин, гематит и др.

В литологически однородных толщах различия в магнитной восприимчивости зависят в основном от концентрации ферромагнетиков, последняя, в свою очередь, при прочих равных условиях — от уплотненности осадка. Увеличение естественной влажности осадков приводит к уменьшению количества ферромагнитной фракции в единице объема и, естественно, к снижению значения k .

Изменение литологического состава осадков обычно фиксируется изменениями значений k , что можно использовать при расчленении осадочных толщ и визуальном описании колонок.

Рассмотрим характерные значения магнитной восприимчивости для наиболее распространенных известковых, кремнистых и глинистых типов осадков дна Мирового океана (рис. 20).

Известковые осадки представлены главным образом кокколито-фораминиферовыми илами и их разновидностями, реже туффитами, обогащенными радиоляриями и этмодискусами. Они характеризуются наименьшими среди прочих типов осадков значениями магнитной восприимчивости. Фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые илы более чем в 80% случаев имеют значения k $(5-15) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM. Величина k порядка $(15-26) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM характерна для туффитов, обогащенных радиоляриями или этмодискусами. Кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые илы близки к рассмотренным ранее существенно фораминиферовым разновидностям известковых осадков, однако значения магнитной восприимчивости их больше $(15-20) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, что, по-видимому, вызвано уменьшением количества биогенных и карбонатных частиц.

Кремнистые осадки, представленные в основном диатомово-радиоляриевыми и радиоляриево-диатомовыми илами, реже — этмодискусами и глинами, характеризуются в целом более высокими (до $50 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM) значениями k , и их отличает более широкий диапазон значений магнитной восприимчивости. На гистограмме четко выделяются два максимума: $(5-10) \cdot 10^{-6}$ и $(30-40) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM (см. рис. 20). Наличие двух максимумов можно объяснить присутствием этмодискусовых илов, обогащенных радиоляриями, мелкими диатомеями и глинистыми частицами. Для диатомово-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов характерны наиболее высокие значения k — при максимуме параметра от $30 \cdot 10^{-6}$ до $50 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Глинистые осадки — мио- и эвпелагические глины — отличаются друг от друга тем, что эвпелагические глины характеризуются более однородными значениями магнитной восприимчивости, чем глины миопелагические. Для эвпелагических глин характерны значения k $(35-55) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, для миопелагических глин — $(20-55) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM. Этот факт можно объяснить тем, что миопелагические глины представлены широким спектром переходов от эвпелагических глин к пелагическим, глинисто-биогенным и биогенным илам. Наиболее низкие среди глинистых осадков значения магнитной восприимчивости характерны для разностей, переходных к кремнистым осадкам. Гемипелагические (терригенные) глины отличаются большим разнообразием величин k .

Увеличение значений k отмечается во всех типах осадков с появлением в них вулканокластического материала. Прослой тефры имеют максимальные значения магнитной восприимчивости — до $70 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM. Следует отметить, что в изменениях величины магнитной восприимчивости большую роль играет процесс осадконакопления: темпы седиментации, процессы консолидации осадков. Там, где темпы осадконакопления биогенных илов велики, отложения характеризуются меньшими значениями магнитной восприимчивости, так как происходит увеличение содержания биогенного материала на единицу объема, а следовательно, относительное уменьшение количества ферримангнитной фракции, что и ведет к уменьшению способности осадка к намагничиванию. Это особенно наглядно проявляется в шельфовых областях, до начала материкового склона (напри-

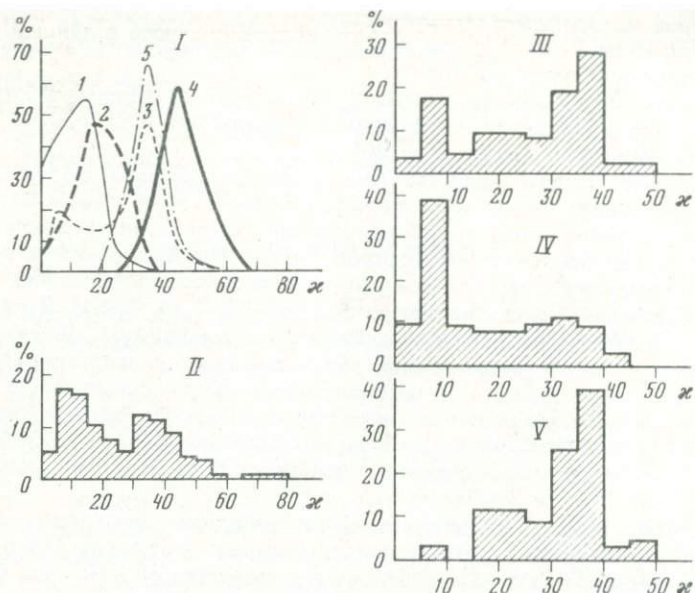


Рис. 20. Распределение магнитной восприимчивости различных типов осадков
 I — кривые распределения k : 1 — фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые илы, 2 — кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые илы, 3 — кремнистые осадки, 4 — эвпелагические глины, 5 — миопелагические глины; II — фораминиферовые и кокколитовые илы, $n = 647$; III — кремнистые осадки, $n = 113$; IV — этмодискусовые илы, $n = 46$; V — диатомово-радиоляриевые илы, $n = 67$

мер, в шельфовой области Тихого океана, вблизи Перу, на шельфе Баренцева моря). Заниженные значения k донных осадков на шельфе часто затрудняют корреляцию отдельных литологических горизонтов.

На характер изменения магнитной восприимчивости осадков влияют не только различия в скоростях осадконакопления, но и другие факторы. В частности, величина магнитной восприимчивости зависит от удаленности от континентальных источников сноса, т.е. от районов поставки терригенного и вулканогенного материала. На профиле Мурманск—Земля Франца-Иосифа, например, отмечена четкая зависимость величины магнитной восприимчивости от близости континентальных источников сноса — гранитоидов Фенноскандии и базальтов Земли Франца-Иосифа. Значения k в этих районах достигают $(100-200) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, т.е. увеличиваются в десятки раз по сравнению с центральным участком профиля.

Степень консолидации осадков также существенно влияет на магнитные свойства. Чем менее плотен осадок, тем больше проявлено разубоживание ферритмагнитной фракции и, следовательно, уменьшение магнитной восприимчивости. Отмечено, что для голоценовых и плиоцен-четвертичных осадков из различных районов Мирового океана характерны несколько заниженные значения магнитной восприимчивости, обусловленные слабой консолидацией этих образований.

Таким образом, использование каппаметрических характеристик донных осадков позволяет не только оперативно проводить их литологическое расчленение (особенно когда нет ярко выраженных визуальных изменений), но и судить об изменении скорости осадконакопления в одно-

типных отложениях, а также определять источники сноса в данный район терригенного и вулканогенного материала.

Изменение остаточной намагниченности глубоководных слабомагнитных осадков в рейсе потребовало модернизации серийного рок-генератора ИОН-1. Основные помехи при работе с ИОН-1 вызывались вибрациями судна и, кроме того, низкочастотным "шумом", появляющимся при работе экспедиционных и судовых приборов. Проведенные в 48-м рейсе нис "Витязь" пробные измерения на серийном измерителе остаточной намагниченности показали, что для массовых измерений, которые следует проводить в экспедиционных условиях, требуется реконструкция серийного прибора, которая позволит проводить измерения в рейсе с коэффициентами закругления не только 10,3, но и с единицей.

Заводской вариант измерителя остаточной намагниченности питается от сети $220 \text{ В} \pm 10\%$ с частотой $50 \pm 0,5 \text{ Гц}$. Для исключения сетевых помех система питания была заменена на автономную — от источников постоянного тока. Питание ламп накала усилителя осуществляется от четырех аккумуляторов 5 НКН-100, соединенных последовательно. Напряжение анода обеспечивается пятью батареями 100 АМУГ.

В заводском варианте ИОН-1 использовался держатель образцов, выполненный из оргстекла с капроновой петлей для крепления образцов. Нами этот держатель был заменен на деревянный с удлиненными щечками, а также изготовлен деревянный кубик, в который вставлялся образец.

Это позволило, с одной стороны, значительно уменьшить электростатические помехи и, с другой — за счет нового держателя и иного способа закрепления образцов при измерении в несколько раз ускорить процесс снятия отсчетов.

Для обеспечения экспресс-информации потребовалось еще больше ускорить процесс измерения образцов. Для этого в приборе ИОН-1 был установлен микроамперметр типа М-906 на 50 мкА с нулем посередине шкалы. На лимбе генератора опорного сигнала были поставлены упоры, ограничивающие вращение лимба до 90° . Закрепление лимба опорного сигнала в двух положениях 0 и 270° позволило сократить число снятий показателей при измерении одного образца с шести до двух.

Указанные усовершенствования заводского варианта ИОН-1 позволили увеличить производительность труда в 3–5 раз.

Для проведения термочистки на корабле образцы извлекались из полистироловых стаканчиков и помещались в толстый (более 8 мм) двойной экран из пермаллоя с целью экранирования от земного магнитного поля и магнитного поля корабля, затем устанавливались в сушильный шкаф с определенной температурой. Образцы выдерживались сначала при температуре 100°C не более 5 ч (в основном 4 ч), далее после измерений им давалась температура 200°C с выдержкой в 3 ч и температура 240°C — не более 3 ч.

Сходимость результатов (направлений вектора \bar{I}_n) после 4-часовой T -чистки при $T = 100^\circ\text{C}$ хорошая, что говорит о магнитной стабильности осадков (табл. 5). На рис. 21 приведена стереопроекция, на которой нанесены изменения направления вектора \bar{I}_n в процессе чистки на борту судна отдельно для прямо- и обратномагнитных образцов. После T -чистки вектора \bar{I}_n группируются в узких областях, обозначенных на рисунке пунктиром и находящихся в противофазе друг относительно друга. Иначе говоря, T -чистка не изменила картины после первоначальных измерений, но заметно улучшила ее: уточнились границы N и R зон,

Таблица 5

Значения магнитных параметров при температурной очистке

Номер образца	$T, ^\circ\text{C}$	Время выдержки, ч	D	J	I_n
100	Первое измерение		147	-33	3,1
	100	3	160	-8	4,8
	100	10	161	-6	3,3
	200	3	162	-2	2,9
	220-240	3	160	-8	2,4
150	Первое измерение		138	-21	7,2
	100	3	172	-17	5,5
	100	10	154	-18	3,7
	200	3	154	-16	3,2
	220-240	3	155	-23	3,1
200	Первое измерение		115	-10	7,8
	100	3	155	-23	1,4
	100	10	145	-18	1,1
	200	3	145	-8	0,8
	220-240	3	147	0	0,7
250	Первое измерение		79	-16	1,7
	100	3	275	-16	0,8
	100	10	273	-11	0,6
	200	3	267	-14	0,5
	220-240	3	261	-13	0,4
240	Первое измерение		107	-24	4,9
	100	3	126	-19	4,1
	100	10	127	-14	3,1
	200	3	126	-15	2,4
	220-240	3	127	-15	2,1
300	Первое измерение		253	-5	3,3
	100	3	265	+2	2,3
	100	10	265	+3	1,7
	200	3	265	+5	1,3
	220-240	3	260	+6	1,2
305	Первое измерение		298	-17	2,8
	100	3	283	-13	2,3
	100	10	289	-16	1,7
	200	3	285	-11	1,3
	220-240	3	274	+8	1,2
420	Первое измерение		347	+39	9,3
	100	3	354	+45	5,1
	100	10	347	+34	3,6
	200	3	343	+49	3,2
	455	Первое измерение		149	+9
100		3	203	+4	6,3
100		10	211	+6	4,2
200		3	211	+7	3,8
220-240		3	207	+7	3,4
470	Первое измерение		142	0	7,4
	100	3	123	-26	5,7
	100	10	139	-21	4,5
	200	3	129	-24	3,6
	220-240	3	122	-29	3,6
480	Первое измерение		122	+53	6,2
	100	3	122	+33	3,5
	100	10	128	+35	3,3
	200	3	126	+34	2,6
	220-240	3	123	+35	2,5

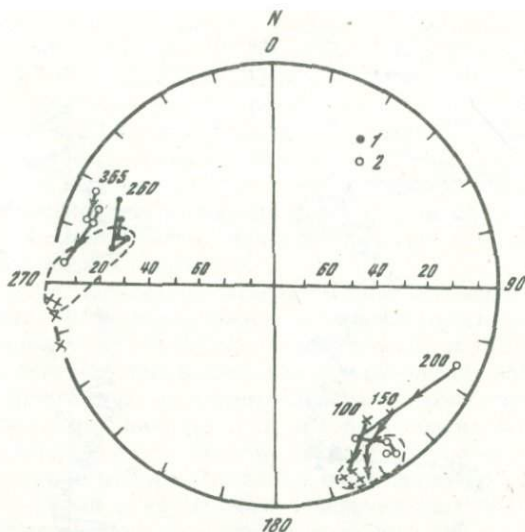


Рис. 21. Изменения направления вектора I_n при T -чистке
Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная

четко устанавливался знак наклона, что особенно существенно в приэкваториальных широтах, где величина наклона мала.

Следует отметить, что не для всех типов осадочных пород T -чистка дает такие хорошие результаты. Для некоторых осадков даже нагревы до $100\text{--}200^\circ\text{C}$ вызывают резкие изменения направления I_n , обусловленные физико-химическими процессами, в том числе обезвоживанием, и, как результат последнего, свободной переориентацией мелких частиц, что чаще всего приводит к изменению величины и направления остаточной намагниченности [114]. Наиболее надежной, но более трудоемкой является чистка переменным магнитным полем.

УСТАНОВКА ДЛЯ РАЗМАГНИЧИВАНИЯ ОБРАЗЦОВ В ПЕРЕМЕННОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

До настоящего времени методика чистки переменным магнитным полем исключала использование ее в рейсе: во-первых, имеющиеся конструкции размагничивающих установок крупногабаритны, во-вторых, они рассчитаны на стационарные условия, которые исключали изменение положения в процессе чистки как колец Гельмгольца, так и самой катушки, в центре которой находится размагничиваемый образец.

При подготовке в 14-му советско-американскому рейсу (1974 г.) в лаборатории была создана (Г.Г. Стадниченко) новая компактная переносная установка для размагничивания образца на судне. Установка предназначена для размагничивания образцов горных пород переменным магнитным полем с частотой 50 Гц в полевых условиях. Размагничиваются образцы-кубики с ребром в 24 мм. Величина напряженности магнитного поля соленоида плавно изменяется от 0 до 600 Э. В размагничивающей установке кубический образец вращался относительно диагонали куба. Направление переменного поля составляло 45° с диагональю и при медленном вращении образца y -, x - и z -я компоненты ЕОН (направление по ребрам куба) в

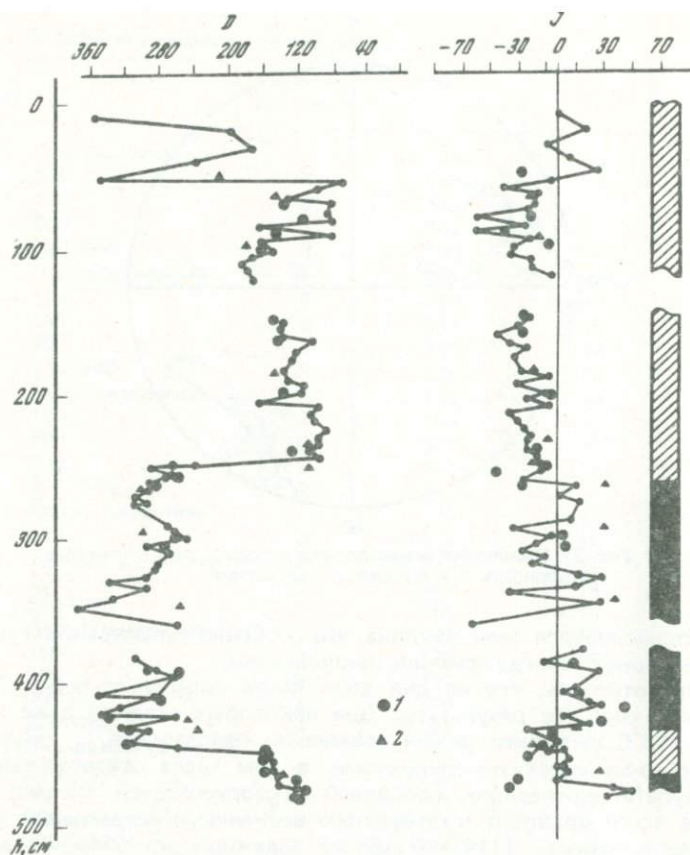


Рис. 22. Изменения склонения и наклонения по разрезу колонки ст. 7410
Значения: 1 — после *T*-чистки, 2 — после *H*-чистки

течение некоторого времени оказывались совпадающими с направлением поля. Возможные эффекты по подмагничиванию исключались повторным измерением образца при повороте на 180° .

Держатель и соленоид заключены в трехслойный цилиндрический пермаллоевый экран, обеспечивающий достаточно надежную компенсацию земного магнитного поля. Соленоид выполнен на пластмассовом каркасе с длиной обмотки 250 мм, $r_{\text{внешн}} - 40$ мм, $r_{\text{внутр}} - 33$ мм и содержит 1860 витков провода ПЭВ-1 диаметром 1,25 мм. Регулирование тока в соленоиде осуществляется с выносного пульта посредством двух последовательно соединенных автотрансформаторов. Установка требуемой напряженности переменного поля соленоида контролируется по амперметру, градуированному в эрстедах.

Особенно ценным является возможность проведения лабораторных исследований (*H*-чистки) в условиях точки на движущемся судне. Экономический эффект от ввода ее в действие определяется тем, что во-первых, увеличивается производительность работ по размагничиванию примерно в 3 раза (за счет сокращения количества измерений одного образца) и,

во-вторых, экономится время на проведение лабораторных исследований в стационарных условиях на берегу; кроме того, размагничивание в данном случае проводится на свежих, неизменных образцах, что позволяет более уверенно выделять первичную остаточную намагниченность.

Результаты размагничивания переменным полем на судне показали, что амплитуды поля в 50 Э достаточно четко выделяют стабильные направления вектора остаточной намагниченности.

При сравнении результатов \vec{H} - и T -чисток противоречий не наблюдается, применение \vec{H} -чистки требует меньше времени и не связано с химическими и структурными изменениями, возможными при T -чистке (рис. 22) для глубоководных донных отложений.

Таким образом, проведение палеомагнитных исследований (а не только отбор образцов) в экспедиционных условиях имеет ряд преимуществ:

1. В экваториальных областях направление вектора ЕОН близко к горизонтальному, поэтому при выделении зон различной полярности решающее значение приобретает склонение. Отсутствие азимутальной ориентировки пробоотборников приводит, как это проиллюстрировано для Тихого океана, к полной потере информации при работе с сухими коллекционными частями колонок, в которых имеются лишь ориентировка "верх-низ" и отсутствует взаимная ориентировка отдельных частей. Введение ориентировки всех частей колонки относительно одного произвольно выбранного направления (верхнего слоя колонки) обеспечивает возможность фиксации изменения склонения по длине колонок, а следовательно, уверенное выделение зон прямой и обратной полярности.

2. При сушке коллекционных частей колонок в термолечах в магнитном поле печи и самого судна происходит не только обезвоживание, но и возникает паразитная парциальная термоостаточная намагниченность.

3. Получение палеомагнитных стратиграфических разрезов на борту судна позволяет контролировать вертикальность вхождения пробоотборников в грунт.

4. При экспедиционных исследованиях палеомагнитный метод органически включается в комплекс других методов изучения донных осадков, что особенно важно в тех случаях, когда имеются неполные разрезы, в которых отсутствуют молодые осадки.

5. Построение палеомагнитных стратиграфических разрезов на борту движущегося судна особенно результативно при полигонной системе работ, в районах распространения "немых" осадочных толщ.

6. Проведение капаметрии в рейсе позволяет осуществлять литологическое расчленение осадков, фиксировать изменение скоростей осадконакопления в однотипных отложениях, а также определять источники сноса в данный район терригенного и вулканогенного материала.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ДОМЕННАЯ СТРУКТУРА ФЕРРИМАГНЕТИКОВ И ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Определение древнего геомагнитного поля основано на изменении величины и направления естественной остаточной намагниченности, которую приобретают осадки в процессе седиментации магнитных частиц. Достоверность такого определения зависит от свойств ЕОН, которая, в свою очередь, связана с минеральным составом, структурой и состоянием ферримангнитных частей в породе. Выявление особенностей состава ферримангнитной фракции позволяет решать целый комплекс задач, в частности, дает возможность восстановить палеоусловия образования ЕОН осадков, наличие или отсутствие вторичных процессов в течение жизни пород, оценить их роль в намагниченности осадочных отложений [67]. В связи с этим изучение ЕОН глубоководных осадков позволяет получить данные об истории геомагнитного поля, что дает возможность решать задачи палеоокеанологии (магнитостратиграфия, физическая океанография, прогноз климата, палеогеография и т.п.) и физики ядра Земли.

Достоверность палеомагнитных данных основывается на доказательстве синхронности образования стабильной части ЕОН времени формирования пород. Информация о составе ферримангнитной фракции тесно связана с вопросом о природе ЕОН, а для реальных пород сложного состава — с выяснением того, какая из компонент является носителем первичной остаточной намагниченности. Отсюда вытекает необходимость диагностики вида намагниченности, в частности для изверженных пород остаточная намагниченность может быть термоостаточной и частично химической; для осадочных пород — ориентационной или химической.

Ориентационная намагниченность — это основной вид первичной намагниченности терригенных пород, поэтому изучение процессов ее возникновения и сохранения имеет фундаментальное значение для палеомагнитологии.

Под ориентационной седиментационной (детритовой) намагниченностью понимается намагниченность, обусловленная "крупными" магнитными частицами, которые подвержены при осаждении действию систематических и случайных сил при процессе седиментации. Ориентационная постседиментационная (постдетритовая) намагниченность — намагниченность, связанная с "мелкими" магнитными частицами, ориентация которых происходит только по геомагнитному полю после осаждения в полужидкой среде. Для тонкодисперсных глубоководных осадков характерна ориентационная постседиментационная намагниченность. Постседиментационное поведение частиц в полужидком осадке до его уплотнения существенно влияет на образование ориентационной намагниченности.

Разработка общей стратиграфии наталкивается на значительные трудности, связанные с процессами, сопутствующими седиментационным в придонном слое [30, 42, 146, 189]. Ориентации частиц по направлению геомагнитного поля мешают придонные течения. Негативное влияние придонных динамических процессов может проявляться двойко: во-первых, в виде сноса частиц и, во-вторых, как изменение направления намагниченности, что создает эффект кажущейся инверсии магнитного поля — псевдоинверсии.

Снос частиц приводит к полной потере информации о направлении и величине древнего геомагнитного поля. Псевдоинверсия связана прежде

всего с формой и гранулометрией осаждающихся частиц. Для "крупных" частиц не сферической формы (эллипсообразной и палочкообразной) имеет место ориентировка по направлению течения [43]. Таким образом, на частицу действуют две ориентирующие силы: внешнее геомагнитное поле и течение.

Рассмотрим возможный случай появления псевдоинверсии под действием течения при конкретном макрорельефе дна. Как известно, подводный рельеф дна океана характеризуется большим количеством подводных гор и гайотов, не говоря уже о холмах, грибах, грядах и увалах. Рассмотрим возможный вариант получения псевдоинверсии за счет несоответствия направлений геомагнитного поля и течения, вдоль которого располагаются своими длинными осями ферримагнитные частицы. Независимо от величины угла между течениями и направлением геомагнитного поля угол между векторами естественной остаточной намагниченности и геомагнитным полем должен быть острым, и тем не менее возможно возникновение псевдоинверсии, вызванное изменением наклона вектора \vec{I}_n частиц благодаря придонному течению. В том случае, когда течения отсутствуют, существенное влияние оказывают дезориентирующие случайные силы различной природы.

Степень ориентировки ферримагнитных частиц зависит от напряженности магнитного поля Земли, от величины магнитного момента, определяемого магнитным состоянием частиц, их доменной структурой, размером и видом магнитного минерала, и действия случайных моментов сил.

Т. Нагата [72], описывая физический механизм образования ориентационной намагниченности, в уравнение (1) внес ограничение — все случайные силы, действующие на частицу, им не рассматривались ($\eta(t) = 0$). Эти случайные факторы, имеющие дезориентирующее действие, могут иметь различную природу. А.Н. Храмов, Д. Коллинсон, Ф. Стейси выделяют броуновское тепловое движение [131, 211]; Т.И. Линькова, А.Л. Кравчинский, Д. Кент — броуновское движение и дезориентирующую деятельность роющих организмов-иллоедов [42, 170, 168]; К.С. Бураков, П.К. Рябушкин — вес частиц [17]:

$$I \frac{d^2\theta}{dt^2} = -\lambda \frac{d\theta}{dt} - MH \sin\theta + \eta(t). \quad (1)$$

Если считать инерционный член $I \frac{d^2\theta}{dt^2}$ в уравнении (1) малым по сравнению с остальными, то вращательное движение частицы можно описать дифференциальным уравнением I порядка:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{MH}{\lambda} \cos\theta + \frac{1}{\lambda} \eta(t). \quad (2)$$

В $\eta(t)$ включена динамика воздействия на частицу со стороны придонного слоя воды и близлежащих частиц-соседей. По виду уравнения (2) можно составить уравнение для функции распределения магнитного момента по углу θ ($0 \leq \theta < \pi$). Тогда ансамбль из большого числа N ферримагнитных частиц будет создавать ориентационную намагниченность

$$I_{rd} = N \langle I \rangle,$$

здесь $\langle I \rangle = \langle M \cos\theta \rangle$ — средний момент зерна по направлению поля.

Решение уравнения (2) для постседиментационной намагниченности с учетом дезориентирующих факторов [104] имеет вид

$$I_{rd} = NML (MH\lambda/S_0), \quad (3)$$

где N — число частиц в единице объема; S_0 — параметр, характеризующий действие дезориентирующих факторов; $L (MH\lambda/S_0)$ — функция Ланжевена.

В этом решении учтена зависимость ориентационной намагниченности от случайных сил и, в частности, от гранулометрического состава магнитных частиц, который в реальных горных породах различный.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОМЕННОЙ СТРУКТУРЫ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

В донных осадках, как и в изверженных породах, могут находиться группы магнитных частиц, различающихся по своим объемам. В пределах отдельных групп объемы частиц примерно одинаковы. В зависимости от объема и спонтанной намагниченности материала частицы могут быть много-, псевдо-, однодоменными и суперпарамагнитными. Однодоменные частицы можно разделить на гистерезисные, намагничивание которых характеризуется прямоугольной петлей с определенным значением критического поля, и суперпарамагнитные, которые дают вклад в индуктивную намагниченность и пропорциональны напряженности магнитного поля. В реальных горных породах возможны любые количественные соотношения частиц вышеперечисленных групп. Хранителями остаточной намагниченности пород и, в частности, палеомагнитной информации являются псевдооднодоменные и однодоменные гистерезисные частицы. В дальнейшем под однодоменными подразумеваются только гистерезисные частицы, безгистерезисные относятся к суперпарамагнитным. Отсюда понятна важность доказательства того, что в породе присутствуют одно- и псевдооднодоменные частицы.

При определении вида магнитных частиц, иначе говоря, доменной структуры данной породы, используется целый ряд критериев: Лаури—Фуллера, Большакова—Щербаковой и т.п. Для определения доменной структуры глубоководных осадков проводилось измерение комплекса параметров: во-первых, измерялось отношение остаточной намагниченности насыщения I_{rs} к индуктивной или полной намагниченности насыщения I_s ; во-вторых, измерялись коэрцитивная сила H_c , разрушающее поле H'_{cs} , отношение H'_{cs}/H_c ; в-третьих, снимались кривые зависимости от температуры остаточной намагниченности насыщения; в-четвертых, вычислялся параметр D , который будет определен ниже.

В обзоре В.П. Щербакова и В.В. Щербаковой приведена сводка критериев по определению доменной структуры магнитных зерен [104], при этом характер структуры определяется по величинам параметров, как показано в табл. 6.

В этой работе отмечается, что применение комплекса различных критериев идентификации однодоменных зерен в горной породе дает наиболее определенные результаты. Обсуждая различные критерии, авторы указывают, что недостатком часто используемого параметра I_{rs}/I_s является влияние на его величину различных других факторов, помимо доли однодоменных частиц в породе. Среди этих факторов наиболее существенно наличие пара- и суперпарамагнитных частиц в образце, индуктивный магнитный момент которых может сделать как угодно малой величину I_{rs}/I_s даже

Таблица 6

Критерии доменной структуры

Тип структур	$H_c, \text{Э}$	H'_{CS}/H_S	I_{rs}/I_s
Однодоменные	> 200	< 2	0,2–0,8
Псевдооднодоменные	30–200	2–3	0,05–0,3
Многодоменные	30–50	$> 3-5$	$\leq 0,05$

Таблица 7

Параметры для определения доменной структуры осадочных пород

Образец	I_{rs}/I_s	$H_c, \text{Э}$	H'_{CS}/H_c	$D \cdot 10^4, \text{Э}^{-1}$
K72–150	0,17	147	2,8	43
K72–330	0,15	134	3,1	50
K80–420	0,46	135	3,0	51
K80–140	0,23	129	3,4	53
K80–660	0,12	112	3,5	60
K80–560	0,22	130	3,3	51
K105–315	0,17	128	3,0	49
K105–445	0,21	122	3,2	54
K105–515	0,20	101	3,4	61
K105–605	0,13	108	3,2	60
K105–738	0,15	125	3,1	40
6337–90–95	0,22	145	2,3	49
6337,10–15	0,22	144	2,6	52
248,33	0,21	127	2,6	61
2474,20	0,21	145	2,3	34
2520–9	0,19	144	2,5	59
3338,195	0,15	112	2,7	105
3345,65	0,09	87	3,5	185
3337,92,5	0,14	63	3,7	93

при остаточной намагниченности, определяемой только одноименными частицами.

В.С. Печников предложил параметр D , влияние парамагнитного момента на который, по крайней мере, значительно меньше, нежели на величину I_{rs}/I_s ($D = M_i(H)/HM_{rs}$), где M_i — индуктивный магнитный момент в поле небольшой напряженности; H , M_{rs} — остаточный магнитный момент насыщения.

Так как M_i измеряется в поле, близком к нулю (до 2 Э), а парамагнитный момент пропорционален полю, то им в данном случае можно пренебречь. Зависимость D от доменной структуры магнитных частиц можно качественно проиллюстрировать двумя экстремальными случаями. Для идеально многодоменных частиц M_i близок к M_s , отношение $M_{rs}/M_s \sim 10^{-3}$, следовательно, $D \sim 10^{+3} \text{Э}^{-1}$. Для однодоменных частиц $M_i \ll M_{rs}$ и $M_i \ll M_s$, тогда $D \approx 0$. Сопоставление определения доменной структуры при помощи D с результатами применения других критериев (H_c , H'_{CS} , I_{rs}/I_s) показывает, что величины D , заключенные в пределах от 0 до $70 \cdot 10^{-4} \text{Э}^{-1}$, соответствуют преимущественно однодоменным частицам в

образце, $D = (70-150) \cdot 10^{-4} \text{ Э}^{-1}$ определяют промежуточный случай, а $D > 150 \cdot 10^{-4} \text{ Э}^{-1}$ показывают преимущественную роль в образце многодоменных частиц. В табл. 7 приведены структурно-чувствительные параметры, найденные для ряда осадочных пород, взятых в различных районах Тихого океана и Охотского моря. Как видно из табл. 7, представленные результаты свидетельствуют об однодоменности частиц. Из около 40 исследованных образцов только у обр. 3345-65 $D = 185 \cdot 10^{-4} \text{ Э}^{-1}$, что соответствует наличию многодоменных частиц в этой породе. Отношение I_{rs}/I_s этого образца равно 0,09, что подтверждает вывод, сделанный на основании анализа D о его доменной структуре. Обр. 3337-92,5 содержит частицы как с однодоменной структурой, так и с многодоменной, либо псевдооднодоменные частицы, так как его $D = 124 \cdot 10^{-4} \text{ Э}^{-1}$; $I_{rs}/I_s = 0,14$; $H_c = 62 \text{ Э}$; $H'_{cs} = 230 \text{ Э}$.

Сопоставление D и I_{rs}/I_s позволяют сделать заключение о присутствии существенной парамагнитной фазы в исследованных осадочных породах.

МАГНИТНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Определение минералогического состава проводилось с помощью терромагнитного анализа, при котором снимались параметры насыщения при различных температурах, коэрцитивные спектры и параметры нулевого состояния γ_0 и Δ_m [8, 79, 118].

Кривые зависимости I_s , I_{rs} , I'_{rs} от температуры позволяют исследовать состав ферромагнетиков любых размеров: от крупных зерен до пылевых включений. Специфика использования кривых $I_s(T)$ и I_{rs} описана в работе Г.Н. Петровой [74]. Для осадочных пород сравнение кривых $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ позволяет определить температуру Кюри имеющихся в осадке магнитных минералов, а также сделать качественные выводы о распределении частиц по блокирующим температурам. Кривые терморазмагничивания получены на терморок-генераторе К.С. Буракова [16].

Для нахождения зависимости от температуры I_s , I_{rs} , I'_{rs} магнитный момент образца измерялся с помощью вибрационного магнитометра как в присутствии магнитного поля, так и после его снятия в диапазоне температур от 12 до 980°C. Терромагнитный анализ заключался в определении минералогического состава по измерениям остаточной I_{rs} и полной I_s намагниченности насыщения, а также параметра I'_{rs} от температуры. При этом I_{rs} представляет собой остаточную намагниченность образца после воздействия на него поля H_s при температуре T , I'_{rs} — остающаяся при данной температуре часть намагниченности, полученная при предыдущей температуре. Разница $I_{rs} - I'_{rs} = \Delta I_{rs}$ пропорциональна минералогическим и структурным изменениям, которые происходят при нагреве до верхней границы температурного интервала [49, 84].

С помощью вибрационного магнитометра были получены кривые нормального намагничивания $I_r(H)$ в полях от 0 до 2000 Э. Аналогичные кривые снимались на установке П.Г. Ясонова [105]. Кроме того, на магнитометре измерялась индуктивная намагниченность образцов в небольшом поле для вычисления его начальной восприимчивости k и параметра D .

Для повышения разрешающей способности терромагнитного анализа (ТМА) проводился параллельно дифференциальный терромагнитный анализ (ДТМА) на авторегистрирующих крутильных весах. Интерпретация кривых ДТМА может быть осложнена процессами перестройки кристаллической решетки минералов или химическими превращениями, проис-

ходящими при нагреве. Полученные кривые ДТМА при разных скоростях нагрева и при последовательных нагревах позволяют выделить пики на кривых, соответствующие минералогическим и структурным изменениям при нагреве [51]. Анализ формы кривых зависимости параметров насыщения от температуры при первом и повторном нагревах позволил выделить два типа кривых, соответствующих различному качественному составу присутствующих в осадках носителей намагниченности. На кривых первого типа наблюдается резкий спад $I_{rs_1}(T)$ при температурах 100–130 и 250–320°C. Первый спад может быть вызван превращением гидроокислов железа, если в этой области температур не наблюдается характерного спада $I_s(T)$, либо круто спадающим спектром блокирующих температур образца (если величина $I_s(T)$ сопровождается характерным убыванием при увеличении температуры). Второй спад кривых I_{rs_1} связан, вероятнее всего, с переходом маггемита в гематит, так как повторные кривые $I_{rs_2}(T)$ в таких случаях идут чаще всего ниже кривых первого нагрева.

Анализ кривых $I_{rs_1}(T)$ первого типа показал, что гидроокислы, вероятно, находятся в парамагнитном состоянии и не участвуют в создании ЕОН; в образцах, кроме магнетита, присутствует маггемит, распад которого наблюдается в области температур 200–300°C (рис. 23, а). Вогнутый характер кривых объясняется тонкодисперсностью частиц. По-видимому, однодоменным частицам, определяющим гистерезисные процессы в осадках, соответствует резко спадающий "хвост" функции распределения частиц по объемам. При небольшом прогреве значительное количество переходит в супермагнитное состояние, обеспечивая вогнутость кривых I_s и I_{rs} . Вероятно, при нормальной температуре в осадках уже присутствует достаточно суперпарамагнитных частиц, дающих вклад в I_s , т.е. величина отношения I_{rs}/I_s в этих условиях может быть много $< 0,5$ при I_{rs} , обусловленной только однодоменными частицами (см. рис. 23, в, д). Ко второму типу относятся кривые с пологим характером спада I_{rs} и I_s при повышении температуры (см. рис. 23, б, е). Анализ кривых второго типа указывает на присутствие магнетита с незначительными включениями гематита. Для северо-западной части Тихого океана основная часть изученных образцов обладает кривыми второго типа. Например, обр. 340 (основание колонки ст. 1680) содержит магнетит. На кривых $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$ и $I'_{rs}(T)$ отмечаются точка Кюри 575°C и незначительный "гематитовый хвост". Отношение $I_{rs}(20^\circ\text{C})/I_s(20^\circ\text{C}) = 0,18$ характеризует, скорее всего, однодоменное или псевдооднодоменное состояние тонкодисперсного магнетита (см. рис. 23, з). При нагреве $> 200\text{--}300^\circ\text{C}$ по кривым ТМА наблюдается процесс, характерный для большинства осадочных пород, итогом которого является превращение гидроокислов железа в гематит (см. рис. 23).

Перед снятием кривых $I(T)$ исследовались кривые $I_r(H)$. Коэрцитивный спектр имеет максимум для всех изученных образцов (см. рис. 23, е). Параметры спектра нулевого состояния для образцов примерно такие: $\gamma_0 = 4$, $\Delta_m = 1,8$. Насыщение намагниченности наступает в магнитных полях 1500–2000 Э. Область Релея кривой нормального намагничивания представлена интервалом до 180 Э. Оба фактора характерны для тонкодисперсного магнетита.

Анализ описанных выше результатов позволяет выяснить происхождение окисных соединений железа в исследованных колонках. Остановимся на особенностях магнетитов как основной фазы, несущей остаточную намагниченность. Магнетиты (точка Кюри 580°C) обнаружены во всех без исключения изученных осадках. Зерна магнетитов однодоменны и

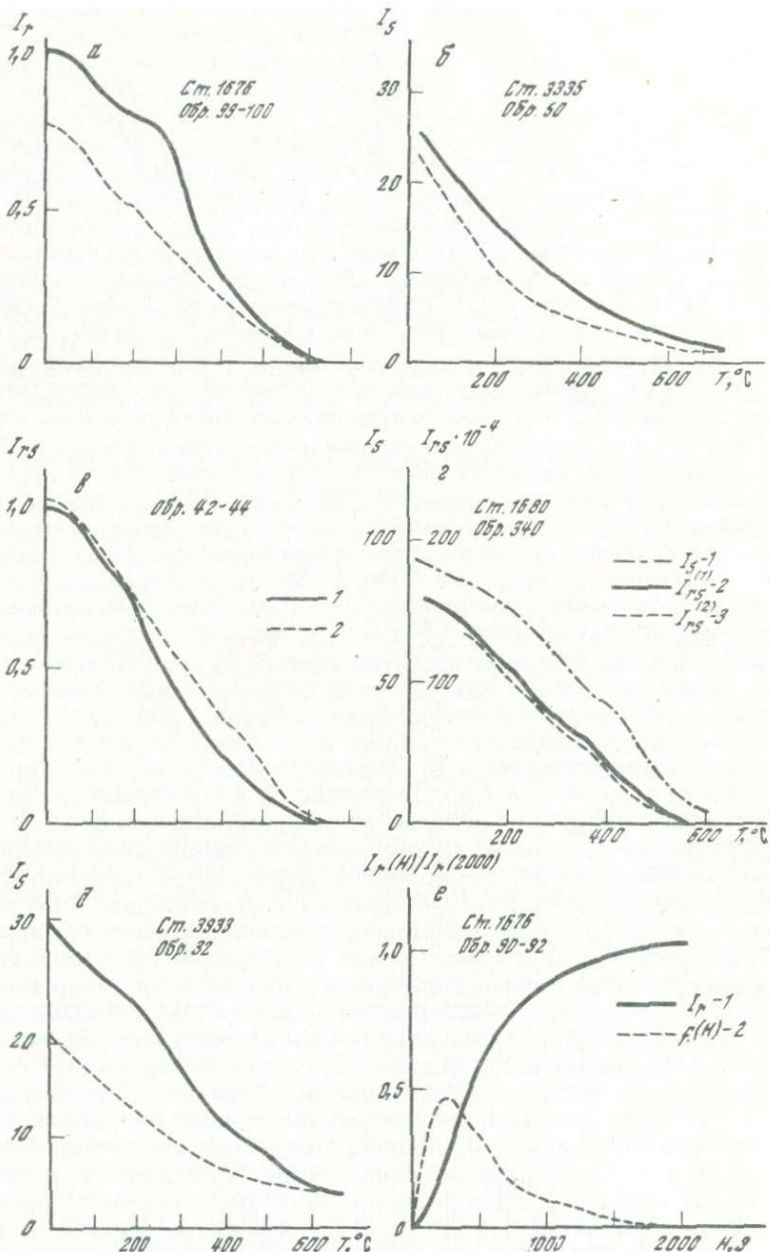


Рис. 23. Результаты термомагнитного анализа некоторых образцов

а, е — кривые терморазрушения остаточной намагниченности насыщения (1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев); б, д — температурная зависимость индуктивной намагниченности насыщения (1 — нагрев, 2 — охлаждение); в — кривая нормального намагничивания и ее коэрцитивный спектр; г — температурная зависимость намагниченностей при первом нагреве (ход кривых: 1 — $I_s(T)$, 2 — $I_{rs}(T)$, 3 — $I_{rs}(T)$)

Таблица 8

Характеристика кривых нормального намагничивания и коэрцитивных спектров

Номер станции	Номер образца	H_m , Э	H_c , Э	H'_{cs} , Э	I_{rs} , 10^{-6} Гс
1920	97-100	180	218	1000	8867
1920	145-147	220	177	1300	8430
1925	57-60	185	177	1000	36577
1925	102-105	135	164	800	30714
1925	157-160	150	162	700	14485
1925	197-200	150	160	1000	15834
1929	132-135	180	205	1000	38182
1929	150-152	170	167	1000	15847
1936-10	50-52	100	80	800	22192
1936-10	222-225	130	138	600	21319
1936-13	105-107	165	142	600	9201
1936-13	217-220	100	141	600	7049

псевдооднородными. Еще одной особенностью магнетитов является неизменность их состава с глубиной, а следовательно, можно говорить об однородности накопления осадка и о том, что магнетиты не могли образоваться непосредственно в осадке за счет изменения титаномагнетитов, а привнесены в осадок вместе с терригенным немагнитным материалом. К. Кобаяши [172] делает заключение, что они могут происходить из континентального гранита либо из андезита островных дуг. Выносы трех наиболее мутных рек тропической и субтропической влажной зоны Азии — Меконга, Янцзы и Хуанхэ — являются, по существу, главными поставщиками терригенного материала [9]. Тонкодисперсная фракция разносится течениями и попадает не только в западную, но и по сложным путям в центральные части океана. В северо-западной части Тихого океана придонные течения образуют круговорот с движением по часовой стрелке. Течение Курошио входит в систему циркуляции вод северного субтропического антициклонического круговорота. Филиппинская и Японская островные дуги могут быть также одним из источников поставки магнетита.

Аутигенные железосодержащие парамагнитные минералы (гидроокислы железа) накапливаются в осадке независимым путем и, скорее всего, являются продуктом гидротермальной деятельности, связанной с вулканизмом.

По характеру кривых нормального намагничивания исследованные колонки в северо-восточной и центральной части Тихого океана могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся колонки, насыщение остаточной намагниченности которых наступает в полях порядка 1000 Э. Максимум кривой коэрцитивного спектра наблюдается в полях 160–170 Э, что для глубоководных осадков характеризует относительно мягкую магнитомягкость минералов. Осадки второй группы колонок достигают насыщения в полях 500–600 Э, что говорит об их большей магнитной мягкости, максимум коэрцитивного спектра соответствует полю 150–160 Э. Разрушающее поле H'_{cs} равно 140 Э.

Как видно из табл. 8, насыщение достигается в образцах различных станций в широком диапазоне полей от 600 до 1300 Э и характеризует различный гранулометрический состав магнетитовых зерен. При этом

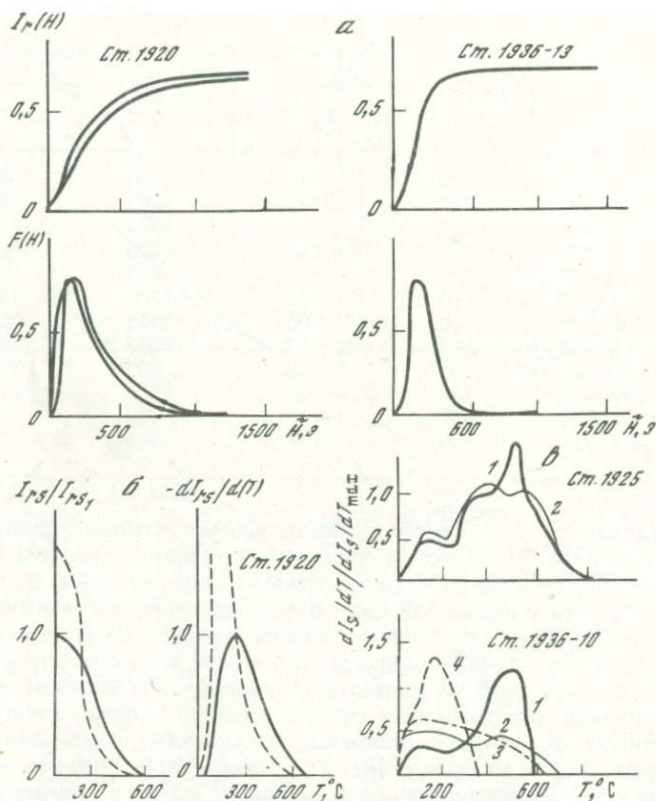


Рис. 24. Дифференциальные кривые терморазмагничивания

а — кривые нормального намагничивания и их коэрцитивные спектры; б — кривые терморазрушения остаточной намагниченности насыщения и спектры их блокирующих температур; в — кривые дифференциального термомангнитного анализа для четырех образцов

для образцов из колонок каждой станции характерно свое поле насыщения H_s . Гранулометрическое распределение зерен ферритмагнитных минералов в зависимости от географического положения станции можно объяснить тем, что поступающий с континентов или в результате выветривания дна осадочный материал распространяется в океан тем дальше, чем он тонкодисперснее, т.е. грубообломочный материал осаждается ближе к континенту, а тонкодисперсная фракция достигает центральной части Тихого океана.

На кривых I_{rs_1} первичного нагрева отмечаются температуры перехода маггемита в гематит в интервале 275–400°C (рис. 24, б). Пересечения кривых терморазрушения I_{rs} с осью абсцисс происходят при 530–540°C.

По-видимому, это точка Кюри титанистого магнетита, однако нельзя исключить возможность того, что эта температура является максимальной блокирующей температурой магнитных частиц в образце. Японские исследователи, изучавшие осадки центральной части Тихого океана, принимают эту температуру за точку Кюри титанистых магнетитов [172]. На кривых ДТМА первичного нагрева отмечается пик в области 500–600°C (см.

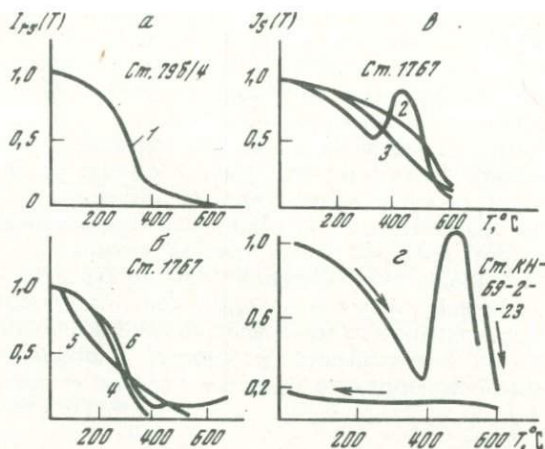


Рис. 25. Кривые размагничивания некоторых образцов

а, б — кривые терморазрушения остаточной намагниченности насыщения (4 — первый нагрев, 5 — второй нагрев, 6 — третий нагрев); в, г — температурная зависимость $I_s(T)$ (1—3 — номера нагревов, стрелки — нагрев и охлаждение)

рис. 24, в). На повторных кривых магнетит почти не проявляет себя — он окисляется до гематита. При изменении скорости нагрева с 50 до 150°C/мин на кривых $-dI_s/dT$ пик, соответствующий магнетиту, несколько смещается. Это связано с запаздыванием процесса его окисления до гематита. Окисление начинается еще до точки Кюри магнетита. Максимум процесса превращения маггемита в гематит на кривых ДТМА наблюдается в районе 275–400°C, что совпадает с результатами термомагнитного анализа.

На кривых повторного нагрева $I_{rs}(T)$ и $-dI_s/dT$ отмечается ферри-магнитная фаза с точкой Кюри 400°C. По-видимому, за счет широкого спектра блокирующих температур пик на кривых ДТМА размыт. Появление нового ферримагнитного минерала, вероятно, надо связывать с присутствием карбонатного детрита. При нагреве до 700°C карбонат железа и магния (анкерит) образуют магнезиоферрит. Твердый раствор $Fe_3O_4-Mg_3O_4$ ферримагнитен. Его температура Кюри плавно уменьшается с ростом содержания магния от 578 до 310°. Аналогично образуется твердый раствор $Fe_3O_4-Mn_3O_4$ — яacobсит. На образование таких фаз при прогреве осадков Красного моря указывали Д. Странгвей и др. [213].

На кривых ДТМА первичного нагрева отмечается прогиб в интервале 100–200°C, который оказался характерным для всех изученных образцов. На повторных кривых ДТМА прогиб отсутствует (см. рис. 25, а, б). Это подтверждает предположение о том, что спад намагниченности обязан, по-видимому, начальному этапу превращения гидроокислов железа, связанному с дегидратацией образцов.

В осадках Японского моря выделены следующие ферримагнитные фазы: титанистый магнетит с T_c более 470°C и пирротин, ТМА и ДТМА фиксируют фрагментарно по длине колонок превращение немагнитных сульфидов железа в магнетит (см. рис. 25, а, б). Данные по изучению осадков, полученные в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, можно сопоставить с данными японских исследователей. ТМА осадков ст. КН-69-2-23 по $I_s(T)$ выявил магнитные сульфиды железа с I_c

от 320 до 390°C. При нагревании на воздухе происходит возрастание $I_s(T)$ между 400 и 347°C с образованием магнетита (см. рис. 25, в, з). Точки Кюри магнетита соответствуют 500°C и выше, что связано с частичным замещением железа в решетке магнетита титаном [172]. При нагреве выше 600°C магнетит окисляется до гематита.

Таким образом, исследование осадков термомагнитным методом позволили установить, что магнитная фракция донных осадков представлена однодоменными и суперпарамагнитными частицами магнетита, маггемита и гематита; ЕОН обусловлена в основном однодоменными и псевдо-однодоменными частицами магнетита, иногда титанистого магнетита с высокими точками Кюри. Маггемитовые фазы не характерны для изучения осадков и выявлены лишь в некоторых колонках. Отсутствие заметного окисления ферромагнитных минералов по длине колонки объясняется наличием в осадках значительного количества биогенного материала, выполняющего роль кислородного буфера и тем самым препятствующего окислению.

ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

Определение природы ЕОН является одной из первоочередных задач палеомагнитных исследований. Оценка стабильности величины и направления вектора ЕОН по отношению к воздействию переменного магнитного поля убывающей амплитуды, температуры и времени позволяет выделить первичную и вторичную компоненты намагниченности. Диагностика каждого вида намагниченности требует специальных исследований [93, 223]. Механизм образования каждой из них бывает разным. В случае осадочных пород выявление ориентационной намагниченности позволяет считать ее синхронной образованию осадка, т.е. первичной. Существуют два метода выявления детритовой ориентационной намагниченности: метод переосаждения и метод сравнения характеристик стабильности [5, 74, 159]. При изучении природы донных осадков использовались оба метода.

Метод переосаждения основан на том, что для различных видов остаточной намагниченности (термоостаточной, химической, ориентационной) характерна разная степень ориентации магнитных моментов ферромагнитных частиц [146]. По отношению к направлению вектора геомагнитного поля может быть введена числовая характеристика степени ориентации частиц — кучность (K) [63], которая показывает, во сколько раз максимальная энергия диполей ферромагнетиков МН в земном магнитном поле больше энергии случайных возмущений E_0 :

$$K = MH/E_0.$$

Коэффициент переосаждения D близок к единице в случае ориентационной природы ЕОН, если сохранены подобия по числу ферромагнитных частиц ($N_{др} \approx N_{лаб}$), дезориентирующей характеристике среды ($E_{др} \approx E_{лаб}$) и напряженности магнитного поля ($H_{др} \approx H_{лаб}$):

$$P = \frac{I_n}{I_{rd}} = \frac{NML(K_n)}{NML(K_d)},$$

следовательно, P является диагностическим коэффициентом вида намагниченности.

Для осадочных пород может иметь место и химическая природа ЕОН. В этом случае соответствующий коэффициент кучности будет больше по

Таблица 9

Значения коэффициента переосаждения P

Номер станции	$I_n, 10^6$ Гс	$I_0, 10^6$ Гс	Поправочный коэффициент	P^*
1920	20,3	18,0	1,02	1,1
1925	32,0	33,3	1,08	0,89
1929	22,1	9,6	1,3	1,76
1936	10,8	8,0	1,05	0,9

* Поправочный коэффициент на концентрацию ферри магнетика и напряженность поля в месте отбора.

Таблица 10

Значения коэффициента \bar{P}_i

Параметры	$\tilde{H}_k, \text{Э}$						
	0	50	100	150	200	250	300
$I_{ri} \cdot 10^{-6}$ Гс	15,5	15,15	14,4	13,1	11,25	10	8,3
$I_n \cdot 10^{-6}$ Гс	5,4	4,56	4,4	4,05	3,75	3,5	2,9
$P_i (\tilde{H}_k)$	2,87	3,32	3,37	3,23	3,16	2,85	2,9
	$\sum_k P_i (\tilde{H}_k) / 7 = 3,09$						
$I_{ri} \cdot 10^{-6}$ Гс	—	—	1,29	1,0	0,8	0,60	0,59
$I_n \cdot 10^{-6}$ Гс	—	—	0,24	0,24	0,23	0,21	0,19
$P_i (H_k)$	—	—	5,37	4,34	3,47	3,28	3,1
	$\sum_k P_i (\tilde{H}_k) / 5 = 3,9$						

сравнению с переосажденным лабораторным коэффициентом $K_{\text{лаб}}$ ($K_n = K_c > K_d$). Коэффициент переосаждения в этом случае значительно больше единицы.

Следует, однако, иметь в виду, что к сильно литифицированным породам нельзя применять метод переосаждения. Кроме того, проводить переосаждение следует в жидкой среде с учетом вязкости среды (λ морской воды, λ пресной воды) и дезориентирующих факторов, действующих на частицы ферримангнетика в реальных условиях ($S_0 \text{ in situ} > S_0$ в стоячей воде) [49]. Численные значения этих поправок определены пока только для коэффициента λ . При переосаждении использовалась стоячая вода.

Из различных районов Тихого океана были отобраны для переосаждения литологически однородные осадки. Согласно методике они размачивались в воде и заливались в сосуд из органического стекла высотой 60 см [98]. Частицы осаждались в контейнеры с ребром 7,5 см. Для измерения на рок-генераторе отбор образцов производился в кубики. При переосаждении в лабораторном магнитном поле образцы осадков выдерживались в течение 10 дней в положении *in situ*, такое же время — в противоположном направлении.

Величина ориентационной намагниченности определялась отношением

$I_{rd} = (I_1 + I_2)/2$, где I_1 и I_2 — остаточные намагниченности, измеренные в двух указанных положениях. Вязкая компонента намагниченности определяется $I_{rv} = (I_1 - I_2)/2$.

В наших экспериментах относительный вклад вязкой намагниченности (I_{rv}/I_{rd}) составлял в среднем 20–25%. Такая же величина вязкой составляющей была определена при оценке кривых размагничивания переменным магнитным полем и по диаграммам Зийдервилда. В табл. 9 приведены результаты переосаждения в лабораторном поле. Коэффициент переосаждения, вычисленный с учетом поправки на палеонапряженность геомагнитного поля района отбора образцов, указывает на ориентационный механизм формирования намагниченности осадков (средняя величина P порядка 1,2) (табл. 10).

МЕТОД СРАВНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СТАБИЛЬНОСТИ

Для осадочных пород самым надежным методом определения вида намагниченности является метод переосаждения. Тем не менее, как уже указывалось, он не применим к сильно литифицированным породам. Универсальным, экспрессным, хотя и менее надежным является метод сравнения характеристик стабильности. Этот метод разрабатывался еще в докторской диссертации Г.Н. Петровой (1962 г.). Для осадочных пород его трактовка заключена в следующем. Ориентационная намагниченность обладает тем признаком, что, будучи стабильнее идеальной, полученной в постоянном поле такой же величины к воздействию \vec{H} , по величине она в 3–5 раз меньше ее. При химической намагниченности в данном случае однодоменных зерен I_{rc} близка к идеальной I_{ri} , а по стабильности — к I_{rt} [62]. Такие результаты были приняты за основу при использовании метода сравнения характеристик стабильности.

Количественный результат применения метода сравнения характеристик стабильности на образцах тонкодисперсных осадков представлен в табл. 10. Вычисление соотношения идеальной намагниченности к остаточной проводилось в 5–7 точках соответствующих кривых $I_n(\vec{H})$ и $I_{ri}(\vec{H})$. Полученные средние значения отношений I_{ri}/I_n (3,09 и 3,9), а также тот факт, что I_n стабильнее идеальной, позволяют считать природу ЕОН изученных осадков ориентационной.

Таким образом, изучение природы ЕОН показало, что для определения вида намагниченности в донных осадках могут быть использованы два метода: переосаждение и сравнение характеристик стабильности. К сильно литифицированным породам можно применять только метод сравнения характеристик стабильности.

СТАБИЛЬНОСТЬ И КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Диаграммой Зийдервилда будем называть графическое изображение измерения в двух ортогональных проекциях (x, y) и (y, z) вектора ЕОН при воздействии на него температурой или магнитным полем (либо непосредственно при воздействии, либо после воздействия T или \vec{H} определенной амплитуды).

В работе получены графические зависимости $I_n(T)$ в плоскости образца (x, y) или (y, z) . Для глубоководных донных осадков ориентация "верх–низ" и графическая зависимость (y, z) позволяют сразу же определять полярность вектора ЕОН. Процесс температурного размагничива-

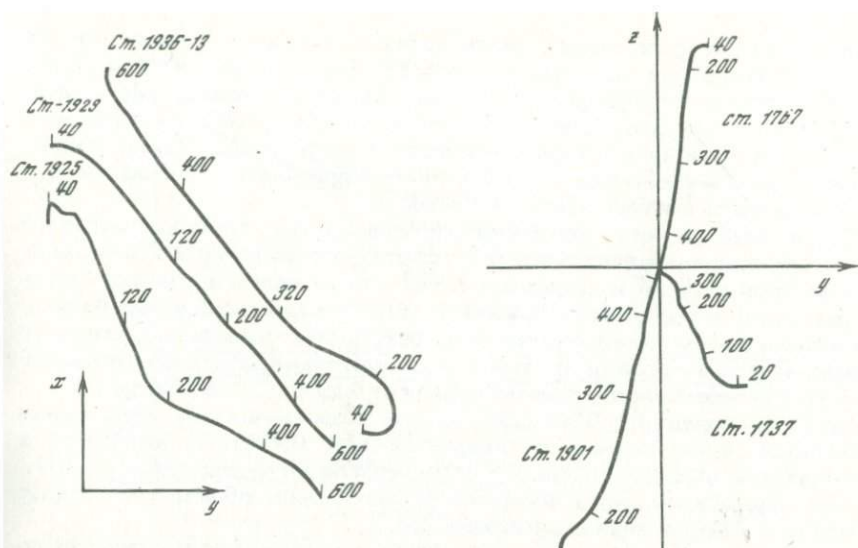


Рис. 26. Диаграммы Зийдервилда

ния фиксировался непрерывно и детально. Компенсация внешних магнитных полей практически идеальна (4-слойный пермалоевый экран). Исследования проведены в Казанском государственном университете на установке П.Г. Ясонова [105].

Этот способ изображения в виде двух графиков (x, y) , (y, z) позволяет в момент эксперимента провести компонентный анализ ЕОН (по величине x -, y -, z -компонент и направлению вектора I_n).

Диаграмму Зийдервилда можно получить при ступенчатом прогреве или воздействии переменным магнитным полем \vec{H} [232]. Преимущество их по сравнению со стереопроекциями и кривой $I_n(T)$ прежде всего в идентичности температурного состояния образца при снятии диаграммы Зийдервилда и кривых ТМА и ДТМА, а также в визуальном и техническом удобстве использования декартовой системы координат.

На рис. 26 представлены проекции на плоскости (x, y) , (y, z) графиков разрушения ЕОН образцов температурой из центральной части Тихого океана. Они получены на модернизированном рок-генераторе ИОН-1. При сопоставлении температурных диаграмм кривых ТМА и ДТМА видно, что ЕОН обязана в основном частицам магнетита, в меньшей степени маггемиту. Причем, вероятно, маггемитовая компонента ЕОН состоит из двух частей. Одна, как и магнетитовая, — ориентационного происхождения, другая — вторичная. Судя по результатам опытов переосаждения, вторичная намагниченность обусловлена химической намагниченностью тонкодисперсного маггемита, разрушение которого наблюдается в интервале температур 275–320°С.

При таком компонентном составе ЕОН рекомендуется комбинированная массовая чистка образцов: чистка полем $\vec{H} = 100\text{--}150$ Э, затем T -чистка 200–250°С. Это позволяет выделить направление и оценить вклад каждой из компонент ЕОН в суммарную намагниченность. Для осадков окраинных морей (Японское море) проекции (y, z) диаграммы Зийдервилда показали, что стабильность ЕОН к воздействию температуры не зависит от того,

в геомагнитном поле какого знака произошло намагничивание осадков (в поле прямой или обратной полярности) (см. рис. 26). ТМА и ДТМА показали, что в составе этих отложений, кроме магнетита, присутствует пирротин (см. рис. 25). Причем, если магнетит отмечен на всех горизонтах колонки, то аутигенный пирротин присутствует не везде. Можно предположить, что намагниченность, связанная с пирротинем, вторична. Вязкая намагниченность снимается при $T = 40-100^\circ\text{C}$.

После выборочного терморазмагничивания на термомагнитометре П.Г. Ясонова проводились массовые испытания стабильности ЕОН воздействием температурой и переменным магнитным полем в кольцах Гельмгольца. В том случае, когда разрушение ЕОН температурой и переменным магнитным полем давали одинаковые результаты, проводилось массовое размагничивание образцов на стандартной установке [99] с возрастающей амплитудой переменного магнитного поля от 0 до 400 Э и более.

Характер поведения ЕОН осадков при размагничивании переменным магнитным полем зависит от коэрцитивности магнитных минералов в образце: при высоких значениях \bar{H} отмечается плавный ход кривых $I_n(H)$. Чистке переменным магнитным полем подверглись образцы на границе смены знака направления намагниченности.

В том случае, когда вязкая компонента намагниченности совпадает по направлению со стабильной компонентой ЕОН, отмечаются значительный спад величины I_n и неизменность ее направления в полях до 25 Э; при несопадении направлений I_v и I_n наблюдается увеличение намагниченности до $\bar{H} = 25-50$ Э, затем наступает резкий спад величины I_n , после $\bar{H} = 175-200$ Э кривая выполаживается. Снятие вязкой составляющей остаточной намагниченности для образцов из зон прямой и обратной полярности приведено на рис. 27. Характерно, что значительное уменьшение величины и минимальные изменения направления вектора I_n происходят в полях 0-50 Э. Направление вектора I_n стабилизируется после снятия вязкой компоненты.

Основные результаты, полученные при изучении состава и структуры ферримагнитной фракции и природы остаточной намагниченности, сводятся к следующему:

1. Показано влияние придонных гидродинамических процессов на формирование ориентационной намагниченности глубоководных осадков. Негативное влияние систематических и случайных динамических процессов на ферримагнитные частицы донных отложений заключается в том, что если величина древнего геомагнитного поля меньше значения эффективного поля систематических сил немагнитной природы ($H_{др} \ll H_{сп}$), то по таким осадкам нельзя проводить палеомагнитные стратиграфические построения. При формировании намагниченности осадков должно выполняться неравенство $H_{др} \gg H_{сп}$.

2. Выявлены состав ферримагнитной фракции и вклад каждого магнитного минерала в естественную остаточную намагниченность. Во всех без исключения изученных образцах из различных районов Тихого, Индийского океанов, Баренцева и Японского морей обнаружены магнетиты, иногда титанистые магнетиты. Определен размер зерен (однодоменный, псевдооднодоменный) магнитных минералов, показано, что он варьирует в зависимости от географического местоположения колонки. Выделены также маггемитовые фазы и гидроокислы железа, в Японском море — гексагональный пирротин и немагнитные сульфиды железа.

3. Установлен компонентный состав ЕОН. Палеомагнитный метод пересадки и метод сравнения характеристик стабильности, температурные

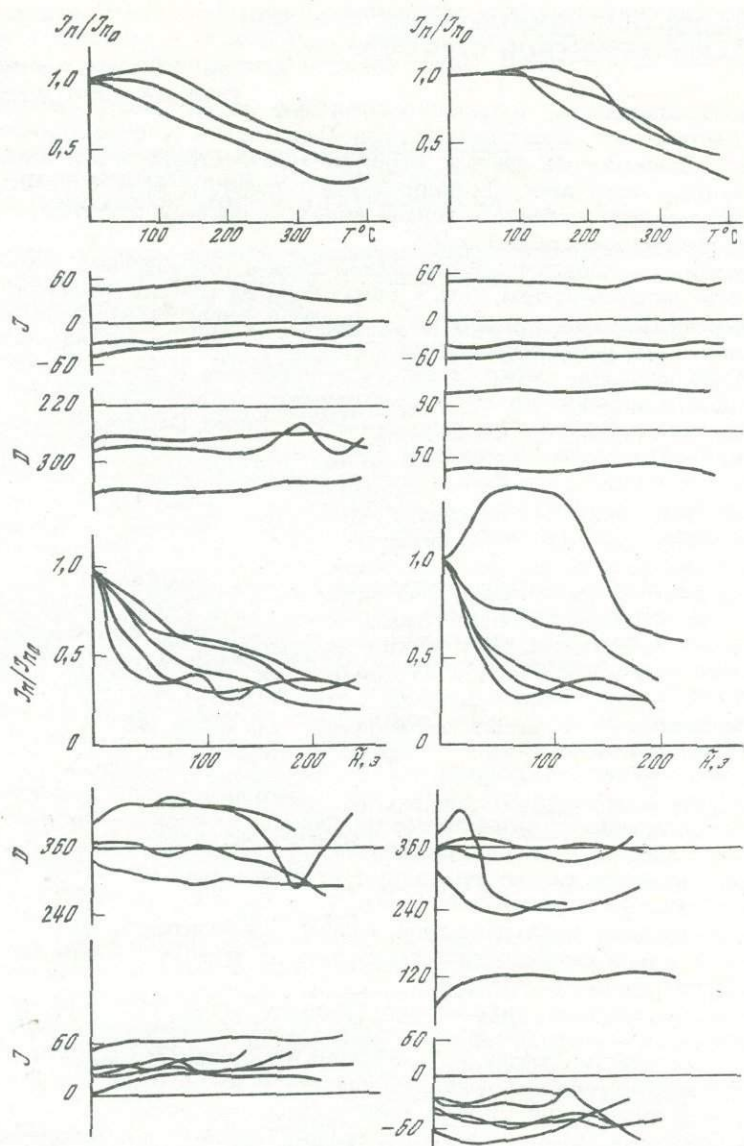


Рис. 27. Результаты чистки переменным магнитным полем и температурой

диаграммы разрушения I_n в плоскостях (x, y) и (y, z) и кривые размагничивания переменных магнитным полем показали, что первичной намагниченностью является ориентационная намагниченность, в основном созданная зернами магнетита. Там, где выделена маггемитовая компонента остаточной намагниченности, возможно предположить, что она состоит из двух частей. Одна часть не совпадает с магнетитовой составляющей и разрушается при температурах 320–420° С.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Как уже отмечалось, только комплексные исследования, учитывая недостатки того или иного метода, позволяют получать объективные и наиболее информативные данные. Используемые в стратиграфии классические методы часто дают противоречивые результаты даже в пределах одного региона, что особенно наглядно видно на примере изучения опорных и стратотипических разрезов [66].

Корреляция разновозрастных отложений даже в сопредельных территориях бывает затруднена тем, "что в одних районах развиты преимущественно континентальные, а в других — морские фации" [18]. Свободная от этих недостатков магнитометрическая шкала, построенная для локального района, не всегда легко может быть привязана к другим шкалам, поэтому для сопоставления магнитометрической шкалы с другими шкалами была создана магнитогеохронологическая шкала, в которой по определениям К—Аг-метода установлены временные интервалы истории магнитного поля Земли [133]. Использование этой шкалы внесло неоценимый вклад в развитие стратиграфии, по образному выражению В.В. Меннера, — "меру и число". Тем не менее проблем в палеомагнитной стратиграфии еще много.

Собственно палеомагнитная стратиграфия, основывающаяся на выделении зон той или иной полярности магнитного поля Земли, сталкивается прежде всего с вопросом идентификации этих зон. Выделение индивидуальных черт в палеомагнитных эпохах является первоочередной задачей. Там, где рассматривается довольно большой диапазон геологической истории, охватывающей несколько палеомагнитных эпох, сопоставление в них аномального поведения магнитного поля в короткие интервалы времени — палеомагнитных событий, количество событий в отдельные эпохи, их временная протяженность позволяют идентифицировать выделенные зоны с определенными интервалами геохронологической палеомагнитной шкалы. В том случае, когда рассматриваются разрезы, охватывающие небольшие промежутки времени в течение одной палеомагнитной эпохи, или очень древние образования (более 20 млн. лет), для которых нет геохронологической палеомагнитной шкалы, проводить палеомагнитную корреляцию с определением возраста только по палеомагнитным данным в большинстве случаев нельзя [43].

Следует иметь в виду, что в реальных разрезах, сложенных многочисленными пачками с различными мощностями, обычно меняется по разрезу не только литологический состав, но и скорость осадконакопления, не говоря уже о часто имеющихся перерывах, тектонических нарушениях и размывах. Поэтому необходимо привлечение комплексных методов исследований, и прежде всего биостратиграфического, радиологического и литологического, для определения в большом диапазоне временного интервала с целью привязки полученных палеомагнитных разрезов либо к геохронологической шкале А. Кокса, либо к гипотетической шкале, основанной на гипотезе расширяющегося океанического дна. После привязки к указанным шкалам палеомагнитный метод позволяет во многих случаях проводить стратиграфическое расчленение с большой детальностью (до 10 тысяч лет) уже независимо от провинциальных комплексов развития фауны и флоры.

Это, в свою очередь, как отмечалось на II Межведомственном стратиграфическом совещании по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР

(Магадан, 1974 г.), обеспечивает эффективность первоочередного направления поисковых и разведочных работ [100]. Глобальная корреляция отдельных магнитостратиграфических шкал позволяет создать геохроно-палеомагнитную шкалу.

ЭКСПРЕССНЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ С ПОМОЩЬЮ ИЗОТОПНОГО ГАММА-МЕТОДА

Попытки использовать измерения радиоактивности донных осадков с целью определения возраста и скорости осадконакопления предпринимались давно [83, 99, 19, 85].

На первых этапах исследования использовался период полураспада иония Th^{230} (I_0). Распределение иония в колонке является основой для определения возраста с учетом того, что время полураспада его составляет 83 тыс. лет. Однако использование этого метода, основанного на геохимическом родстве Th^{232} и Th^{230} , априорно предполагает ряд допущений, которые не соответствуют действительности [14]. В число постулатов, сформулированных Э.Д. Гольтбергом и М. Коиде [19], входят такие, как допущение о нулевом возрасте верхней части осадков; присутствие миграции Th^{230} ; анализируемые осадки не содержат перетолженного материала и др., что не отвечает естественному процессу осадконакопления. Поэтому в последнее время используется гамма-спектрометрический метод, позволяющий определить скорости осадконакопления в пределах 300–500 тыс. лет [85, 202], но и он не свободен от недостатков. В связи с этим рассматривают более короткий временной интервал образования осадков, чем тот, который заложен в самом методе.

В 8-м и 14-м рейсах наис "Дмитрий Менделеев" использовалась модификация спектрометрического метода, относительная простота, высокая чувствительность и экспрессность которого позволяют с успехом использовать его в судовых условиях. В основе его лежит определение горизонта, на котором график концентраций U (Ra) выходит на фоновый уровень, на так называемую точку перегиба или, иначе говоря, точку, где достигается равновесие иония с его продуктами распада. Возраст этого уровня принимается равным 300 тыс. лет.

Следует, однако, иметь в виду, что верхние слои осадков сильно обогащены всеми дочерними радиоактивными элементами. Здесь, как указывал Н.М. Страхов, происходит медленный распад избыточных против равновесия количеств Ra (I_0, Ra). Это в свою очередь приводит к тому, что участки, принимаемые как равновесные, содержат избыточное количество Ra и, как следствие, занижают истинные скорости седиментации.

Палеомагнитные исследования донных осадков, выполненные в комплексе с изотопными, позволяют проводить возрастное расчленение по всей длине колонок, а в дальнейшем коррелировать разновозрастные образования по различным акваториям. Горизонт, соответствующий 300 тыс. лет, является маркером, по которому верхняя зона прямой полярности сопоставляется с эпохой Брюнес, что позволяет использовать геохронологическую палеомагнитную шкалу для точного возрастного расчленения изучаемых донных отложений.

В табл. 11 приведено сопоставление результатов палеомагнитного и гамма-спектрометрического методов. Оценки скоростей седиментации даны по палеомагнитному методу в предположении, что граница эпох Брюнес–Матуйма соответствует 0,7 млн. лет; по иониевому методу пред-

Таблица 11

Скорости осадконакопления по данным палеомагнитного и иониевого методов в Тихом океане (эпоха Брюнес), мм/1000 лет

Номер станций	Палеомагнитный метод	γ-метод	Номер станций	Палеомагнитный метод	γ-метод
574-1	He < 4,5	4,6			
570-3		4,0			
557	He < 2,9	3,0	980-2	He < 0,9	1,0
521	5,6	6,3	982-1	2,0	1,2
514	2,7	2,0	984	5,0	3,2
511	0,5	0,7	990	He < 9,5	9,2
556-5	2,5	3,4	992	He < 2,0	5,4
527	2,0	5,0	994-1	0,9	1,0
980-1	He < 2,0	1,0	996	He < 1,2	0,6 (самый верх)
981-3	0,9	0,8	997	He < 4,7	1,3
982-2	He < 2,1	1,2	999	2,3	2,1
987	1,3	2,2	1000	3,0	3,1
991	He < 2,6	4,8	1004-2	3,4	2-4
993	He < 2,1	3,0	1006	1,9	1,5
995	He < 2,9	3,7	1009	He < 2,0	2,9
599-1	2,9	2,5	1012	He < 2,0	1,7
602-2	5,0	6,0	1013	1,6	1,7
602-2	3,8	4,5	1014	He < 1,7	2,1
520-P	1,1	1,5	1016	He < 3,0	2,9
513	He < 6,7	6,0	1016-4	He < 1,5	2,4
512	1,8	1,2	1016-6	He < 3,0	2,0
557-2	He < 2,9	3,0	1025	He < 0,5	1,0
526-1	He < 3,6	6,5	1029	2,0	1,7
			1030-1	4,1	5,6
			1030-3	5,3	5,6

полагается, что точка "перегиба" иония соответствует уровню, возраст которого 300 тыс. лет.

Следует отметить, что в том случае, когда параллельно с отбором колонок донных осадков осуществлялся сбор дочерпательных проб, В.М. Купцов проводил определение длины размытой в трубе верхней части колонки.

Как видно из табл. 11, для большинства изученных колонок наблюдается согласие результатов. Исключение составляют несколько станций. Расхождение результатов по ним, возможно, связано с тем, что именно в этих районах наблюдается миграция радия по длине колонки, что сразу не должно привести к искажению информации. Полученное согласие результатов определения скоростей седиментации по двум указанным методам подтверждает предположение о том, что с помощью палеомагнитного метода получаются заниженные значения скоростей осадконакопления, о чем подробно будет сказано далее.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ И РАДИОЛЯРИЕВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В связи с интенсивными геологическими работами по изучению дна океана особое значение приобретает детальная разработка различных методов исследования. Дж. Хейс, Н. Опдак и другие опубликовали ряд инте-

ресных сообщений о почти полном совпадении результатов палеомагнитного и радиоляриевого анализов донных колонок, взятых в Тихом и Индийском океанах и в Антарктике [155, 157, 201]. Дж. Хейс объясняет это тем, что некоторые виды радиолярий вымерли или изменили свой ареал в момент обращения магнитной полярности: в начале эпохи Матуяма, начале или конце события Олдувей, начале эпохи Брюнес. Эти виды рассматриваются как индикаторы стратиграфических зон Ω , Ψ , χ , Φ (см. рис. 19). При этом длительность временных границ зон такая же, как и длительность смены полярности геомагнитного поля, по палеомагнитным данным. Т.И. Линькова и М.Г. Петрушевская [83] попытались провести аналогичные работы на подобных колонках, взятых с дизель-электрохода "Обь" в 1956–1958 гг., с целью выяснения надежности предложенных Дж. Хейсом видов-индикаторов и дополнительной проверки совпадения результатов палеомагнитного и радиоляриевого анализов в отношении границы зон Хейса Ψ/χ , которая, по его данным, соответствует границе эпох Брюнес–Матуяма (0,7 млн. лет).

Методика радиоляриевого анализа, описанная М.Г. Петрушевской, несколько отличается от примененной Дж. Хейсом. Так, Дж. Хейс отмывал только скелеты крупнее 0,5–0,6 мм в диаметре и в этой фракции просчитывал примерно до 500 скелетов, 16 выделенных им современных (живущих ныне) видов и 16 вымерших видов (всего 32 вида), определяя при этом частоту встречаемости и процентное соотношение между ними. М.Г. Петрушевская отмывала и более мелкие (все свыше 0,3–0,4 мм в диаметре) скелеты, принимая во внимание и просчитывая все встречаемые раковинки. Среди них удавалось определить до 250 видов и подвидов радиолярий [77, 78].

Поскольку среди просчитывавшихся 400–500 экземпляров многие виды (например, предложенный Дж. Хейсом как индикатор зоны *Stylactacus universa* Hays) обычно представлены 1–2 экземплярами, то для их учета дополнительно просматривались примерно 1–2 тыс. скелетов. Такая методика позволяет не только оперировать с видами, на которые обратил внимание Дж. Хейс, но также иметь сопоставимые материалы по распределению большого числа других видов.

Палеомагнитные исследования проводились по коллекционным частям колонок, методика измерений и лабораторных исследований не отличалась от проведенной ранее. Следует только отметить, что отбор образцов здесь проводился сплошь по всей длине колонок без пропусков, размеры образцов составляли 2–5 см.

Методика отбора образцов, применявшаяся американскими коллегами, отличалась от нашей [202]. Отбор одного образца в 50-сантиметровом интервале со сгущением до 10 см в местах инверсий является, по нашему мнению, слишком редким и может привести к пропуску существенных деталей разреза, несмотря на то, что сами образцы были меньших размеров (2 см³).

Донные отложения изученных колонок магнитостабильны, пригодны для палеомагнитных построений, в них представлена эпоха Брюнес и граница эпох Брюнес–Матуяма.

В верхней части колонок ст. 111, 125, 126, 256 обнаружена четвертичная фауна радиолярий; есть все основания предполагать, что эти колонки прошли отложения, накопленные за последнюю эпоху прямой полярности геомагнитного поля (эпоху Брюнес), и вскрыли отложения Матуяма. Следовательно, они должны были пройти границу радиоляриевых зон Хейса Ψ/χ .

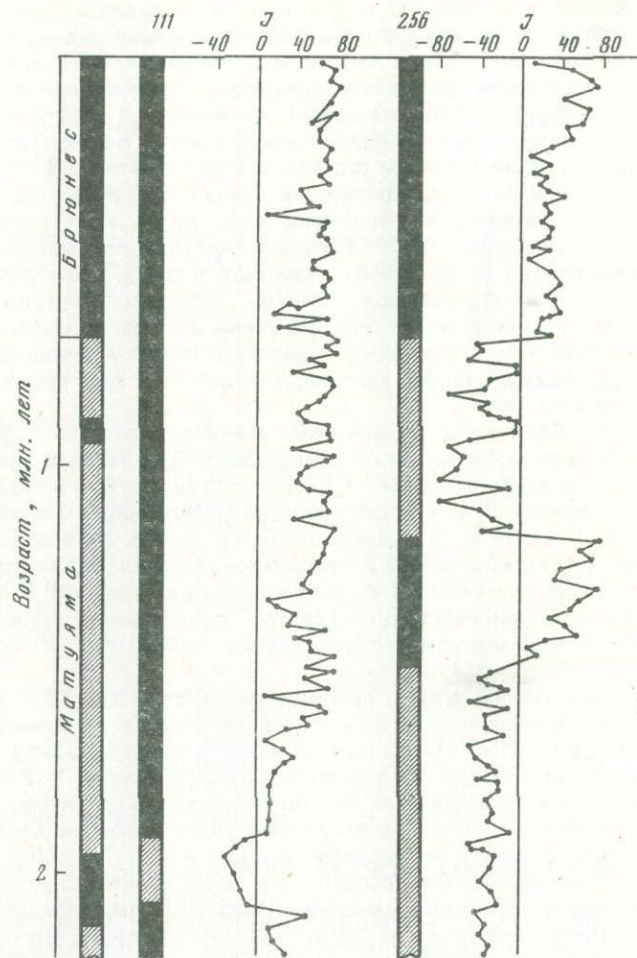
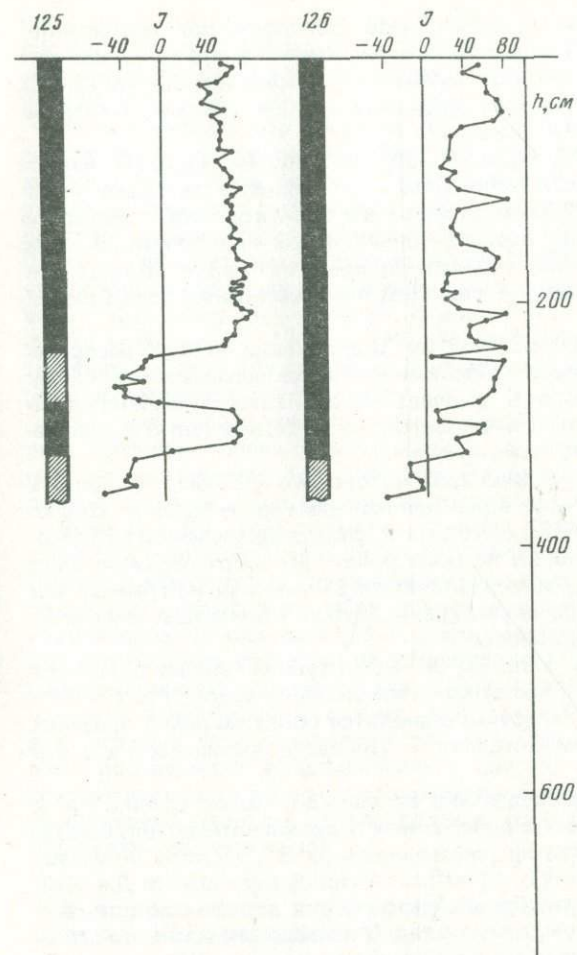


Рис. 28. Палеомагнитные разрезы колонок ст. 111, 256, 125 и 126

Литологические и физико-химические исследования состава, палеомагнитные и радиоляриевые анализы дают основание считать осадки однородными и ненарушенными [58]. Палеомагнитные разрезы колонок ст. 111, 125, 126, 256 представлены на рис. 28. Мощность верхней зоны прямой полярности в этих колонках разная. Наибольшая в колонке ст. 111 (около 6 м), наименьшая — в колонках ст. 125 и 126 (около 2,3 м). Что касается распределения в этих колонках скелетов радиолярий двух видов *Pterocanium trilobum* (Hek) и *Saturnalis circularis* (*S. planetes* in sensu Hays), исчезновение которых, судя по работам Дж. Хейса, должно маркировать смену обратной и прямой полярности, то можно отметить следующее (см. рис. 19). В колонке ст. 111 ($64^{\circ}24'$ ю.ш., $92^{\circ}52'$ в.д., глубина 2825 м) раковинки *Pterocanium trilobum* практически перестают встречаться на горизонте, расположенном значительно ниже 630 см, где проходит граница последней инверсии, датируемая 0,7 млн. лет, а *Saturnalis circularis*



встретился только один раз, именно на этой границе, выше и ниже скелеты отсутствуют. Такое распределение остатков видов-индикаторов границы зоны Хейса не позволяет разграничить эти зоны в колонке ст. 111. Однако если учесть, что замеченное Дж. Хейсом исчезновение этих двух видов вызвано весьма резким похолоданием, наступившим в Антарктике около 0,7 млн. лет назад, то представляется возможным привлечь другие тепловодные и умеренно-холодноводные виды, найденные в колонке ст. 111: *Stylosphae fragilis* Hek, *Clathrocyclos bicornis* (Popofsky), *Dietyophimus tetracanthus* Popofsky, *Panarty* sp., *Pterocorys* sp.

Раковинки этих видов составляют ниже 605 см, как правило, 3–8% общего числа скелетов определенного в этой колонке 41 вида. Выше 605 см раковинки этих видов обычно не дают даже 1%. Это снижение их относительной численности можно рассматривать как следствие того похолодания, которое отмечал Дж. Хейс, считая его характерным для смены зон χ и ψ . Поэтому нам представляется, что для колонки ст. 111 данные ра-

диоляриевого и палеомагнитного анализов обнаруживают совпадение: граница зон Хейса χ и ψ и смена полярности геомагнитного поля соответствует расстоянию около 630 см от верхнего слоя колонки. Однако нельзя не отметить, что виды-индикаторы, предложенные Дж. Хейсом, оказались для этой колонки малопоказательными.

В колонке ст. 125 ($41^{\circ}13'$ ю.ш., $68^{\circ}53'$ в.д., глубина 4650 м), напротив, оба вида *Pterocanium trilobum* и *Saturnalis circularis* перестают встречаться на расстоянии 230–240 см от верхнего слоя колонки, с которым связывается нижняя граница верхней зоны прямой полярности. В этом случае не возникает сомнения, что именно здесь находится граница зон Хейса χ и ψ и что она совпадает с границей палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма.

В колонке ст. 125 ($39^{\circ}10'$ ю.ш., $68^{\circ}04'$ в.д., глубина 4600 м) распределение двух упомянутых видов совершенно не укладывается в схему Дж. Хейса: оба они встречаются в пределах верхней зоны прямой намагниченности. При этом они исчезают не одновременно, *Pterocanium trilobum* заходит гораздо выше, чем *Saturnalis circularis*.

Общего изменения фауны радиоларий, которое можно было бы связать с похолоданием, в нижней части зоны прямой намагниченности не соблюдается. Исчезновение *Saturnalis circularis* и снижение численности *Pterocanium trilobum*, наблюдавшиеся на расстоянии 180 см от верхнего слоя колонки, можно с большой натяжкой считать за указание на границу зон χ и ψ [46, 40]. Однако в этом случае граница χ/ψ на 1,5 м выше, чем граница зон прямой и обратной полярности.

В колонке ст. 256 ($42^{\circ}45'$ ю.ш., $20^{\circ}06'$ в.д., глубина 4992 м) *Saturnalis circularis* на интересовавшем нас отрезке чрезвычайно редок, *Pterocanium trilobum* же не исчезает, а, напротив, становится более частым в пределах верхней зоны — прямой намагниченности. Провести границу зон χ и ψ в этой колонке невозможно.

Следует отметить, что распределение видов-индикаторов границ χ и ψ , во-первых, не всегда совпадает с положением палеомагнитных зон, во-вторых, не согласуется и с распределением скелетов *Stylatractus universus* вида-индикатора границы зон χ и Ω , возраст которой оценивается Дж. Хейсом в 0,4 млн. лет. По схеме Дж. Хейса, этот вид должен заходить значительно выше, чем два обсуждаемых вида. В исследованных же нами колонках он исчезает ниже последних находок *Pterocanium trilobum*, а в колонке ст. 126 (общая длина 360 см) он вообще не встречен.

Встает вопрос, в чем причина имеющихся отклонений. Как уже отмечалось, свидетельств вторичного переотложения всего материала в целом в этих колонках не обнаружено. Напротив, изменение всей фауны радиоларий в целом происходит очень плавно. Скелеты самих двух обсуждаемых видов принадлежат к числу отличающихся хорошей сохранностью [79]. Поэтому маловероятно, чтобы встреченные экземпляры их (*Pterocanium trilobum* в количестве десятков и даже сотен в 1 г воздушно-сухого осадка) были переотложены. Можно предположить, что наблюдаемое распределение скелетов по длине колонок реально отражает распределение этих видов в течение времени формирования осадков, пройденных этими колонками.

Обращает на себя внимание тот факт, что описанные колонки взяты в разных климатических областях: ст. 111 — в высокой Антарктике, ст. 125 и 126 — на периферии тропической области (см. рис. 9). Известно, что два обсуждаемых вида: *Pterocanium trilobum* и *Saturnalis circularis* — в настоящее время не встречаются ни в Антарктике, ни вообще южнее зоны субтропической конвергенции; в тропиках же они, особенно *Pterocanium trilo-*

bum, обычны и в планктоне, и в поверхностном слое донных осадков. В прошлом, судя по работам Дж. Хейса и по имеющимся у нас данным, ареал этих видов был более широк — они встречались даже у берегов Антарктиды [78, 196].

Можно полагать, что сокращение ареалов этих видов, которое Дж. Хейс считает показателем границы зон χ и ψ , происходило не в короткий период между 0,6 и 0,7 млн. лет назад, а более постепенно [80]. Вероятно, сначала эти виды стали редкими в высокой Антарктике, южнее современного положения антарктической дивергенции (ст. 111), а затем, примерно 0,6—0,7 млн. лет назад, они исчезли из района 40—50-х широт. Следует отметить, что большинство колоннок, которое легло в основу приведенной на рис. 28 схемы Дж. Хейса, было взято именно в этих широтах. Интересно также, что та колонка (ст. 125), в которой распределение скелетов *Pterocanium trilobum* и *Saturnalis circularis* соответствует схеме Дж. Хейса, взята как раз в обсуждаемом районе.

Севернее, вблизи субтропической конвергенции, интересующие нас два вида просуществовали гораздо дольше, чем начало эпохи Брюнес, в отдельных теплых районах (ст. 256) они могли встречаться даже в последние десятки тысяч лет. Еще севернее, в тропиках, они обитают и поныне.

Вероятно, Дж. Хейс подметил реальное явление — исчезновение *Pterocanium trilobum* и *Saturnalis circularis*, совпавшее по времени со сменой эпох Брюнес и Матуяма, но, по-видимому, оно имеет локальный характер. Если принять это объяснение наблюдаемых отклонений в распределении видов-индикаторов границы зон χ/ψ от разработанной Дж. Хейсом схемы, то приходится признать, что стратиграфические зоны этого автора χ и ψ не имеют широкого распространения и могут быть прослежены только в сравнительно узкой полосе Южного океана. Этот факт отнюдь не означает, что не следует использовать радиояри для сопоставления указанных шкал; он лишь подтверждает предположение о том, что при глобальной корреляции следует учитывать в связи с климатической зональностью и другими факторами неравномерность распределения тех или иных видов-индикаторов биостратиграфических зон.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Диатомеи, силикофлагеллаты и кокколитофориды изучались в постоянных препаратах, приготовленных из натурального осадка. Для диатомового анализа отбиралось по одной пробе через каждые 10 см по всей длине колонки, причем отбор проводился на тех же горизонтах, где были взяты образцы на палеомагнитный анализ (из одного шурфа). Панцири диатомей и силикофлагеллат присутствуют не во всех изученных колонках из экваториальной части Тихого океана; они встречаются в разрезах колоннок лишь до глубины, не превышающей 540 см [54].

В основу биостратиграфии положены: экологические изменения в видовом составе диатомей и силикофлагеллат; количественные и возрастные изменения [48].

Толща осадков, вскрытая колонками, содержит сходные по видовому составу комплексы диатомей и силикофлагеллат. В комплексе диатомей численно преобладают виды, характерные для современного планктона тропической области. Наиболее массовыми видами являются: *Rhizobolena praebergonii*, *Coscinodiscus nodulifer* A.S., *Coscinodiscus crenulatus* Grun., *Nitzsahis marina* Grun., *Pseudoenotia doliolus* Grun., *Ethmodiscus rex* Hendy,

Rhizosolenia bergonii Perag., *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Pr.-Lavrenko, *Hemidiscus cuneiformis* Wall., *Poperia tessellata* Grun., *Thalassioneina mitschoides* Grun.

Экологические комплексы диатомей в разрезах изученных колонок донных осадков меняются мало. Это обусловлено, по-видимому, незначительными колебаниями температуры поверхностных вод тропической области Тихого океана за время осадконакопления [69]. Изменения в численности диатомей и силикофлагеллат отражают прежде всего изменения продуктивности вод в данном районе океана. Слоям с повышенным количеством диатомей и силикофлагеллат соответствуют более холоднолюбивые формы [61]. Диатомеи и силикофлагеллаты обладают способностью быстро реагировать на изменение внешних условий, что в ряде случаев приводит к появлению или вымиранию отдельных видов. Некоторые виды имеют относительно короткий временной интервал существования.

Вышеперечисленные факты позволили обратить внимание исследователей на установление возможных коррелятивных связей между быстро реагирующими диатомовыми водорослями и инверсиями магнитного поля. Так, Л. Баркл отметил, что в экваториальной части Тихого океана некоторые виды диатомей вымирают на границах инверсий магнитного поля [123, 125].

Филогенетические изменения в составе флоры, выразившиеся в появлении и вымирании некоторых видов диатомей и силикофлагеллат, более отчетливы. В осадках изученных нами колонок это — *Phizosolenia praebergonii* Muhina, *Pseudoeunotia doliolus* (Wall) Grun, *Mesocena elliptica* (Ehr) Detl., *Rhizosolenia praebergonii* — вымерший вид диатомовых водорослей, характеризует осадки позднеплиоценового возраста и отмечен нами только в нижней части колонки ст. 6277-3 в осадках прямой полярности, соответствующих событию Олдувей (рис. 29). Приуроченность *Phizosolenia praebergonii* к палеомагнитному событию Олдувей не случайна: аналогичная закономерность отмечена Л. Барклом при исследовании осадков трех колонок из экваториальной части Тихого океана, расположенных в пределах $2^{\circ}36' - 5^{\circ}58'$ с.ш. и $142^{\circ}39' - 148^{\circ}12'$ з.д., *Pseudoeunotia doliolus* — вид, обитающий в субтропической-тропической области океана. Первое появление вида в изученных колонках ст. 6277-3 и 520-Р (см. рис. 29) приурочено к уровню события Олдувей. Во всех колонках *Pseudoeunotia doliolus* присутствует в осадках, лежащих выше уровня события Олдувей. Следовательно, время существования этого вида около 2 млн. лет (с середины эпохи Матуяма и в эпохе Брюнес).

Mesocena elliptica — вымерший вид силикофлагеллат. Во всех изученных колонках он распространен в осадках, соответствующих R-полярной эпохе Матуяма в палеомагнитной геохронологической шкале; первое появление вида наблюдается позже события Олдувей, исчезновение — позже события Харамильо (ст. 6277-3, см. рис. 29). Приуроченность максимального количества *Mesocena elliptica* в осадках отмечена нами на уровне палеомагнитного события Харамильо [53]. На такое же соотношение палеомагнитных и диатомовых зон было указано К. Кобаяши и др. [171] в колонке ст. KH68-4-18, расположенной вблизи изученной нами колонки ст. 6277-3.

Таким образом, соответствие диатомовых зон и палеомагнитных горизонтов для тропической области Тихого океана можно считать установленным. Для выяснения истории развития и миграции микроорганизмов в зависимости от экологических условий и подтверждения указанного соответствия с палеомагнитной шкалой очень важно было провести подобные исследования в других районах Мирового океана.

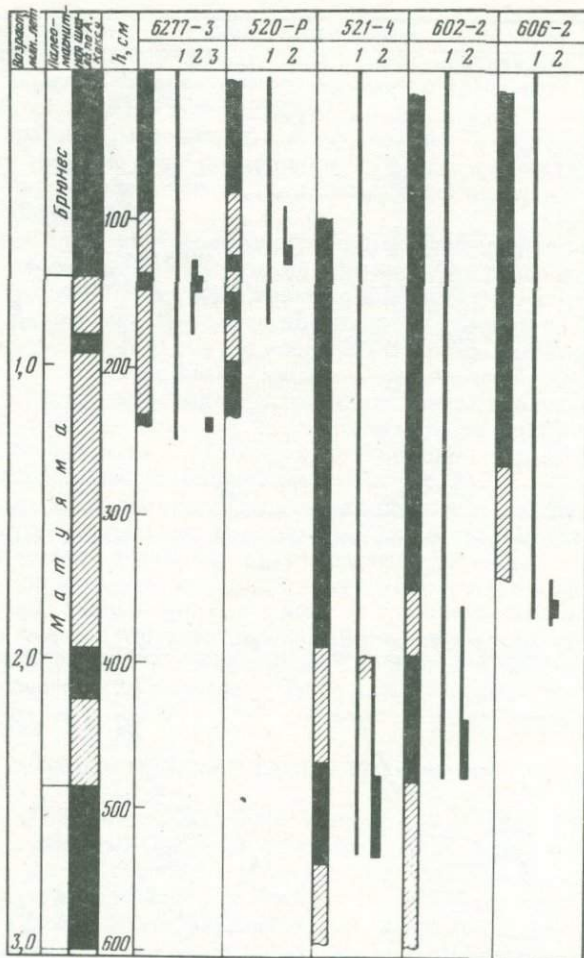


Рис. 29. Сопоставление палеомагнитных и диатомовых зон в изученных разрезах колонок донных осадков

1 — *Pseudonotia doliolus*; 2 — *Mesocena elliptica*; 3 — *Rhizosolenia praebergonii*

Ниже приведены подробные палеомагнитные и микрофлористические исследования колонки ст. 6729-2, расположенной в Индийском океане ($9^{\circ}06'$ ю.ш., $104^{\circ}36'$ в.д.). Колонка этой станции находится в восточном полушарии; при сопоставлении ее с колонкой ст. 602-2 бросается в глаза тот факт, что обе они находятся почти на одной широте, а по долготе одна примерно на 100° в.д., другая на 100° з.д. (рис. 30).

Палеомагнитные исследования проводились по обычной методике. Изменение склонения относительно верхнего слоя осадков и наклонения по разрезу колонки показало наличие прямо- и обратномагнитных горизонтов (рис. 31). Всего в разрезе выделено шесть зон. Зоны прямой полярности совпадают с горизонтами 17–110, 153–180, 252–322 см, зоны обратной полярности — 110–153, 180–253 и 322–386 см.

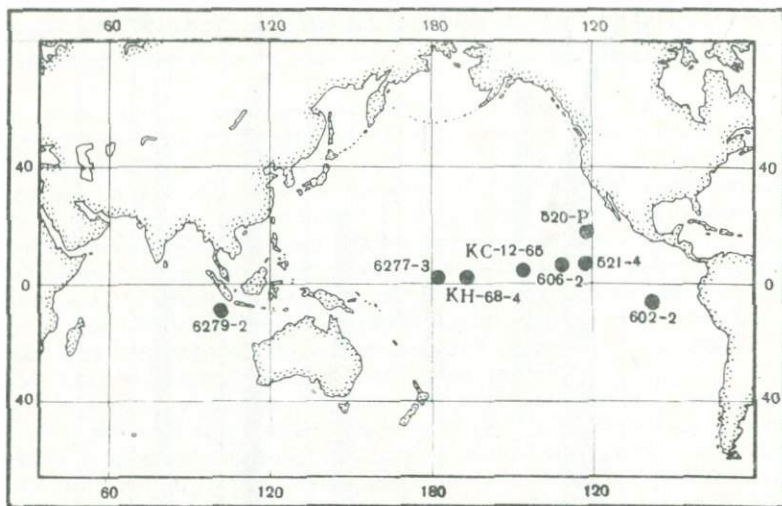


Рис. 30. Местоположение некоторых изученных станций Тихого океана

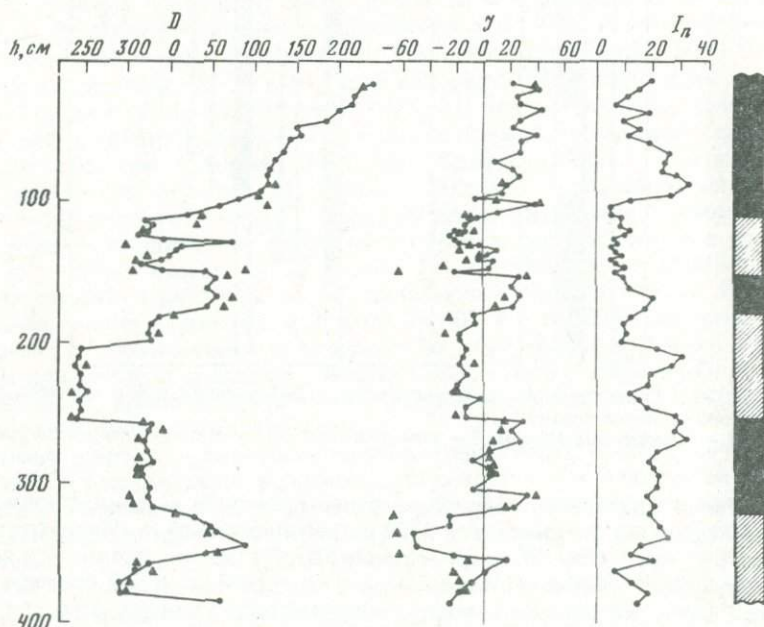


Рис. 31. Палеомагнитный разрез колонки ст. 6729-23
 Треугольники — результаты чистки переменным магнитным полем

При сопоставлении с геохронологической палеомагнитной шкалой А. Кокса можно выделить границу эпох Брюнес—Матуяма на 110 см, в эпохе Матуяма выделяются два события: Харамильо и Олдувей (соответственно на горизонтах 153—180 и 252—322 см).

Таким образом, палеомагнитные исследования позволили провести возрастное расчленение осадков колонки ст. 6729-2 и сопоставить полученные результаты с положением в разрезе вышеперечисленных видов диатомей и силикофлагеллат.

Присутствие в разрезе *Pseudoeunotia doliolus* наблюдается с несколькими перерывами вплоть до 310 см, что не противоречит ранее установленным возрастным границам ее существования (до 2 млн. лет), временному интервалу 1,95—2,13 млн. лет. Максимальное появление *Mesocena elliptica* отмечено на глубине 140—180 см, что совпадает с пряномагнитным событием Харамильо. Наконец, резкое уменьшение количества остатков *Rhirosolenia praerbergonii* происходит на горизонте 250 см, что совпадает с верхней границей события Олдувей, по палеомагнитным данным. Последовательность в расположении указанных органических остатков та же, что и для тропической области Тихого океана (см. рис. 29).

Подмеченная закономерность позволяет проводить корреляцию разрезов донных осадков по двум акваториям. Это, в свою очередь, дает возможность привязать отдельные стратиграфические схемы Индийского и Тихого океанов к единой зональной шкале. Не останавливаясь на причинно-следственных связях и том или другом влиянии инверсий магнитного поля, можно считать, что установленные коррелятивные соотношения могут быть использованы в дальнейшем для корреляции разновозрастных отложений Мирового океана. Аналогичные коррелятивные соотношения были зафиксированы нами и для других колонок из экваториальной части Тихого океана (см. рис. 29).

Южнее, в субантарктической области, были изучены колонки ст. 984, 985, 987, 989.

Колонка ст. 984. Местоположение — центральная часть Тихого океана, дно Южной котловины. Отобрана прямоточной трубкой. Глубина 4830 м. Длина 495 см. До 114 см представлена пелитовым карбонатным биогенным илом. Цвет меняется в широком пределе. Ниже 450 см четко выраженная пятнистость. Присутствуют фораминиферы, кокколиты, диатомеи, радиолярии. Образцы для палеомагнитного анализа отбирались через каждые 2,5 см, в переходных слоях проводился сплошной отбор. На горизонте 114—235 см содержатся кремнистые организмы, диатомеи — 40—60%, радиолярии — 5—10%, обломки биогенных карбонатов составляют в среднем 5%. Присутствуют железисто-глинистые агрегаты, микроконкреции. Железо-марганцевые конкреции встречаются на интервалах 152—156 см и 231—235 см. Ниже 235 см осадки колонки представлены мелкоалевритовым диатомовым илом, здесь диатомовые составляют в среднем 80%, радиолярии — 10%, остальная часть — железисто-глинистые агрегаты. В самой нижней части колонки на горизонте 480—485 см найдена конкреция.

Палеомагнитный разрез колонки представлен семью зонами: 10—190, 230—255, 378—445 и 478—495 см — зоны прямой полярности; 190—230, 255—378, 445—478 см — зоны обратной полярности. При сопоставлении с геохронологической шкалой четко выделяются: эпохи Брюнес, Матуяма и конец эпохи Гаусс. В слоях, принадлежащих обратнойполярной эпохе Матуяма, отмечено два пряномагнитных горизонта, которые сопоставляются с событиями Харамильо и Олдувей (рис. 32).

Диатомеи присутствуют в осадках всей колонки [70]. По длине колон-

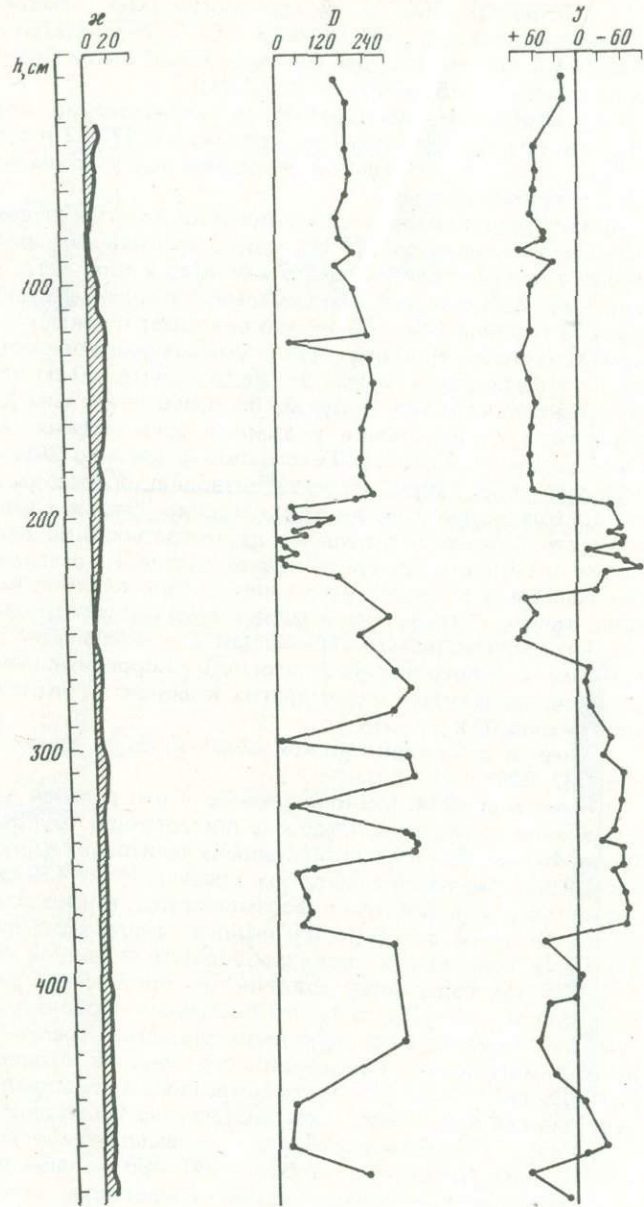
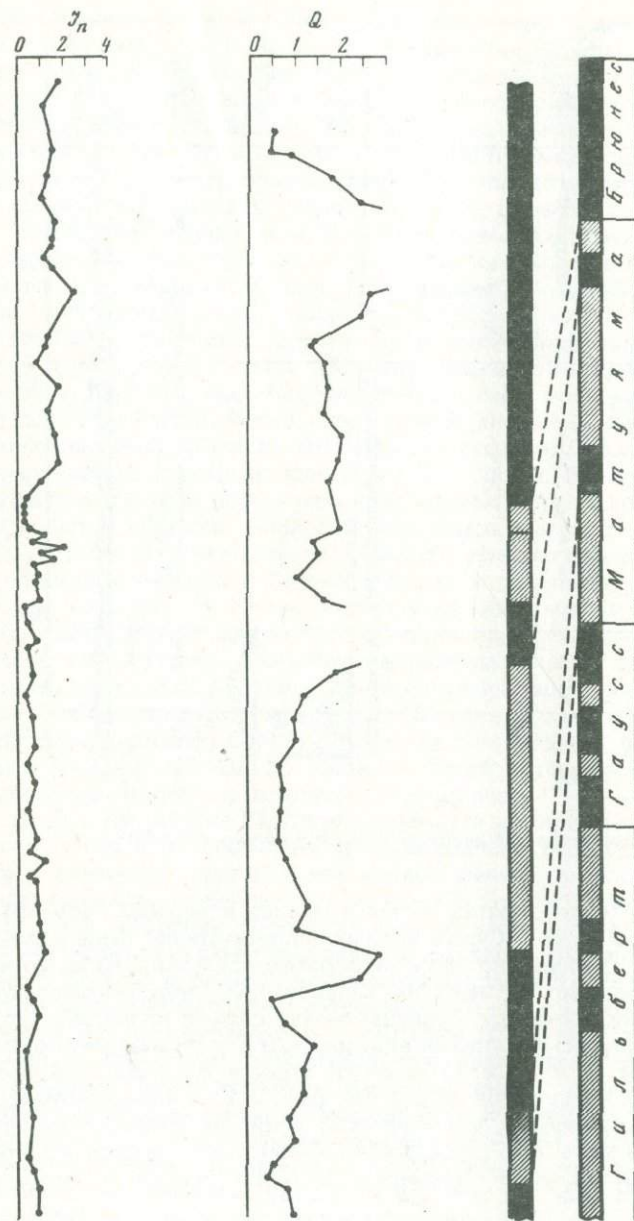


Рис. 32. Палеомагнитный разрез колонки ст. 984



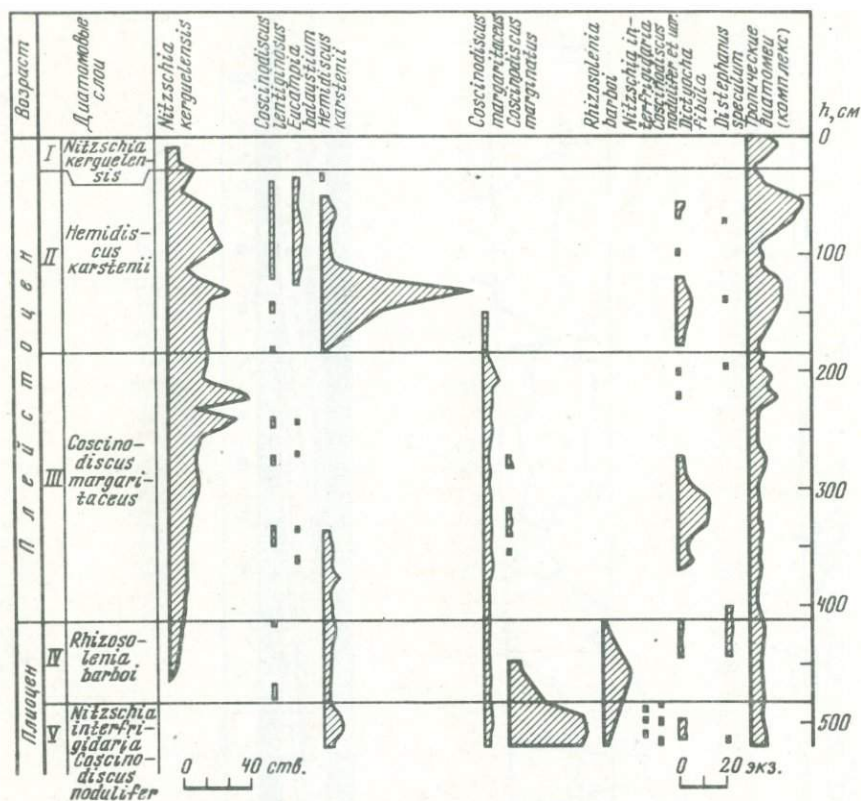


Рис. 33. Распределение диатомей в разрезе колонки ст. 984

ки состав диатомей неоднократно менялся. Флора в верхней части (0–40 см) современная. Ниже 140 см в комплексе присутствуют ныне вымершие виды диатомей. Выделено пять биостратиграфических горизонтов. Название горизонтов дано по наиболее характерному виду в комплексе данного уровня – виду-индексу. Границы между слоями проведены, как правило, по выпадению из комплекса вида-индекса или по резкому сокращению его числа в комплексе. Отмечается строгая последовательность в смене диатомовых комплексов по разрезу (рис. 33). Данные диатомового анализа позволяют считать, что колонкой пройдены осадки позднего плиоцена и большая часть плейстоцена (440–0 см). Верхний слой осадков в колонке, соответствующий примерно 200–250 тыс. лет, отсутствует.

Экологический анализ флоры свидетельствует о климатических колебаниях, произошедших за время осадконакопления. Так, условия формирования *Coscinodiscus nodulifer* V. cuclop и *Coscinodiscus margaritaceus* были тепловодными; *Rhizosolenia curvirostris* и *Eucampia balaustium* – умеренно холодноводными; *Nitzschia kerguelensis* – близкими к современным. Слой с *Nitzschia interfrigidaria* – *Coscinodiscus nodulifer* (510–480 см) полностью не пройден. Верхняя граница слоя проведена условно по вымиранию *Coscinodiscus nodulifer* (комплекс), присутствующего в

осадках в незначительном количестве. Характерным для комплекса является также наличие зонального вида *Nitzschia interfrigidaria* (единично), описанного Мак Коллюмом из плиоценовых осадков Южного океана [144]. Наиболее массовым видом является *Coscinodiscus margin*, в меньшем количестве встречена *Rhizosolenia barboi* — виды, не известные в плейстоценовых отложениях субантарктической области. В комплексе также присутствуют единичные древние диатомеи *Cosmiadiscus insignis*, *Coscinodiscus kolbei*, *Nitzschia fossilis*, *Stephanopyxis* sp., *Denticula* sp.

Число современных антарктических видов диатомей невелико. В осадках практически отсутствуют *Nitzschia kerguelensis*, *Coscinodiscus lenticinosus*, *Eucampia balaustium*. Доля участия в комплексе тропических видов незначительна, это силикофлагеллаты *Distyocha fibula* и единично *Distephanus speculum*. Состав комплекса относительно тепловодный. Слой с *Rhizosolenia barboi* (*Rh. curvirostrus intermis*) соответствует горизонту 480—410 см. Верхняя граница слоя проведена по вымиранию *Rhizosolenia barboi*. Число современных диатомей крайне мало. Присутствуют силикофлагеллаты *Distephanus speculum*, *Dictyocha fibula*. Состав комплекса относительно холодноводный. Слой с *Rh. barboi* соответствует по палеомагнитной шкале началу эпохи Матуяма, от границы эпохи Гаусс до события Олдувей. Слой с *Coscinodiscus margarit* выделен на уровне 410—175 см. Верхняя граница проведена условно по резкому сокращению в осадках количества с *C. margaritaceus* и появлению в комплексе *Hemidiscus karstenii*. В составе комплекса доминируют субантарктические виды. Характерным для комплекса является ныне вымерший вид *Coscinodiscus margaritaceus*. Неретическо-ледовые формы встречены единично и не во всех интервалах слоя. Значительный процент составляют субтропическо-тропические диатомеи. Ниже 200 см единично присутствуют третичные виды диатомей. Состав комплекса тепловодный, особенно в интервалах 360—270 и 220—200 см. Слой с *C. margaritaceus* соответствует большей части эпохи Матуяма в палеомагнитной шкале.

Слой с *Hemidiscus karstenii* встречается на горизонте 170—20 см. Верхняя граница слоя проведена по вымиранию этого вида. Интересен факт, что в основании слоя отмечен количественный максимум встречаемости вида, где число особей составляет 50—70% от общего количества встречаемых здесь диатомей. В осадках верхней части слоя в комплексе присутствуют неретическо-ледовые виды, в том числе *Eucampia balaustium*. Из силикофлагеллат в осадках встречаются *Dictyocha fibula* и *Distephanus speculum*. Состав комплекса в интервалах 110—70 и 50—20 см более холодноводный, чем в интервалах 175—110 см и 70—50 см. Слой с *Nitzschia kerguelensis* (20—0 см) характеризуется комплексом современных видов диатомей и силикофлагеллат. Комплекс видов смешанный. Преобладают субантарктические виды с массовой *T. kerguelensis*, что и определяет название слоя. Значительный процент (30—40%) среди диатомей приходится на широко-тропические виды *Hemidiscus cuneiformis*, *Rhizosolenia bergonii*, *Pseudoenotia doliolus*, *Jhalassiosira oestrupii*. Из силикофлагеллат встречены *Dictyocha fibula*. Состав комплекса умеренно-холодноводный. Результаты диатомового анализа приведены на рис. 33.

Два верхних слоя с *Hemidiscus karstenii* и *Nitzschia kerguelensis* соответствуют эпохе Брюнес по палеомагнитной шкале. На рис. 33 приведены результаты диатомового и палеомагнитного анализов. Полученные результаты достаточно хорошо согласуются и подтверждают определения возрастов отдельных горизонтов по палеомагнитным данным.

По данным гамма-спектрального анализа, граница в 300 тыс. лет в раз-

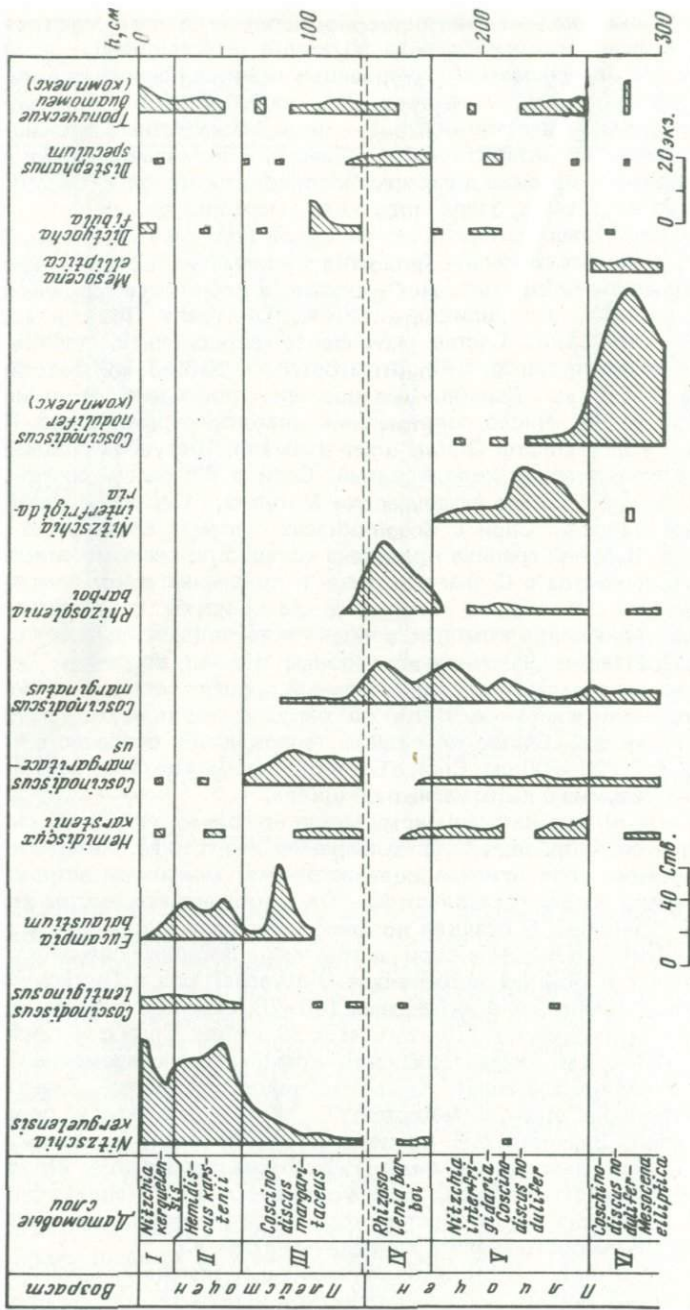


Рис. 34. Распределение диатомей в разрезе колонки ст. 985

резе колонки ст. 984 проходит примерно на 96 см, подтверждая отнесение верхней зоны прямой полярности к эпохе Брунес.

Колонка ст. 985. В осадках этой колонки велика доля вязкой остаточной намагниченности. Только после проведения полного комплекса лабораторных исследований были выделены палеомагнитные зоны. Длина колонки 295 см. Глубина 4500 м. Палеомагнитный разрез представлен девятью зонами: 0—70, 155—170, 205—240, 253—258 и 280—295 см — зоны прямой полярности; 70—155, 170—205, 240—253, 258—280 см — зоны обратной полярности.

При сопоставлении с геохронологической палеомагнитной шкалой выделены эпохи Брунес, Матуяма и Гаусс. В эпохе Матуяма не зафиксировано событие прямой намагниченности Харамильо. Второй горизонт прямой полярности в отложениях эпохи Матуяма с учетом соотношения мощностей выделенных зон можно сопоставить с событием Олдувей. В эпохе прямой полярности Гаусс зафиксировано два обратно намагниченных события [70]. Такое сопоставление подтверждается не только данными биостратиграфического расчленения, но и анализом скоростей седиментации по разрезу колонки.

Результаты диатомового анализа приведены на рис. 34. Видовой состав диатомей и силикофлагеллат близок к таковому в колонке ст. 984. По разрезу колонки наблюдается смена флористических комплексов, аналогичных комплексам колонки ст. 984. В колонке выделено шесть слоев, пять из них идентичны комплексам колонки ст. 984. Отмечена строго выдержанная последовательность в смене комплексов диатомей по разрезу колонки. Слои, выделенные в колонке ст. 985, следующие: *Coscinodiscus nodulifer* — *Mesocena elliptica* — 300—260 см, *Nitzschia interfrigidaria* — *Cosmiadiscus nodulifer* — 260—170 см, *Rhizosolenia barboi* — 170—130 см, *Coscinodiscus margaritaceus* — 130—60 см, *Hemidiscus karstenii* — 60—20 см, *Nitzschia kerguelensis* — 20—0 см. Осадки в интервале 300—130 см датируются плиоценом. Осадочная толща 130—0 см, включающая три верхних слоя, датируется плейстоценом. Распределение видов по разрезу колонки (см. рис. 34) свидетельствует о наличии перерыва в осадконакоплении, имевшем место на границе плиоцена и плейстоцена. По времени перерыв был невелик, о чем свидетельствует ненарушенная последовательность в смене диатомовых комплексов по длине колонки, а отмечено лишь выпадение отдельных участков внутри слоя.

Таким образом, диатомовый анализ подтверждает данные палеомагнитного анализа об отсутствии в разрезе события Харамильо. Колонка ст. 985 вскрывает более древние осадки, чем колонка ст. 984, несмотря на то, что длина ее меньше (примерно 300 см), в то время как колонка ст. 984 составляет около 510 м.

В колонке ст. 985 шестой диатомовый слой охарактеризован присутствием в осадках *Mesocena elliptica* (с 2, 3 и 4 выростами на базальном кольце). Период развития *M. elliptica* совпадает с расцветом зонального вида *Coscinodiscus nodulifer* (см. рис. 34). Скорости осадконакопления в районе колонки ст. 985 в плейстоцене (1—1,4 мм в 1000 лет) были примерно в 3 раза ниже скоростей в районе ст. 984 (4,7 мм в 1000 лет). В то же время скорости осадконакопления в районах обеих станций были близкими для плиоцена (1,5 и 1,7 мм в 1000 лет).

Колонка ст. 987. Длина колонки 195 см. Глубина 4750 м. Палеомагнитный разрез колонки представлен семью палеомагнитными зонами: 5—50, 58—70, 82—110, 138—180 см — зоны прямой полярности; 50—58, 70—82, 110—138 см — зоны обратной полярности. При сопоставлении с геохро-

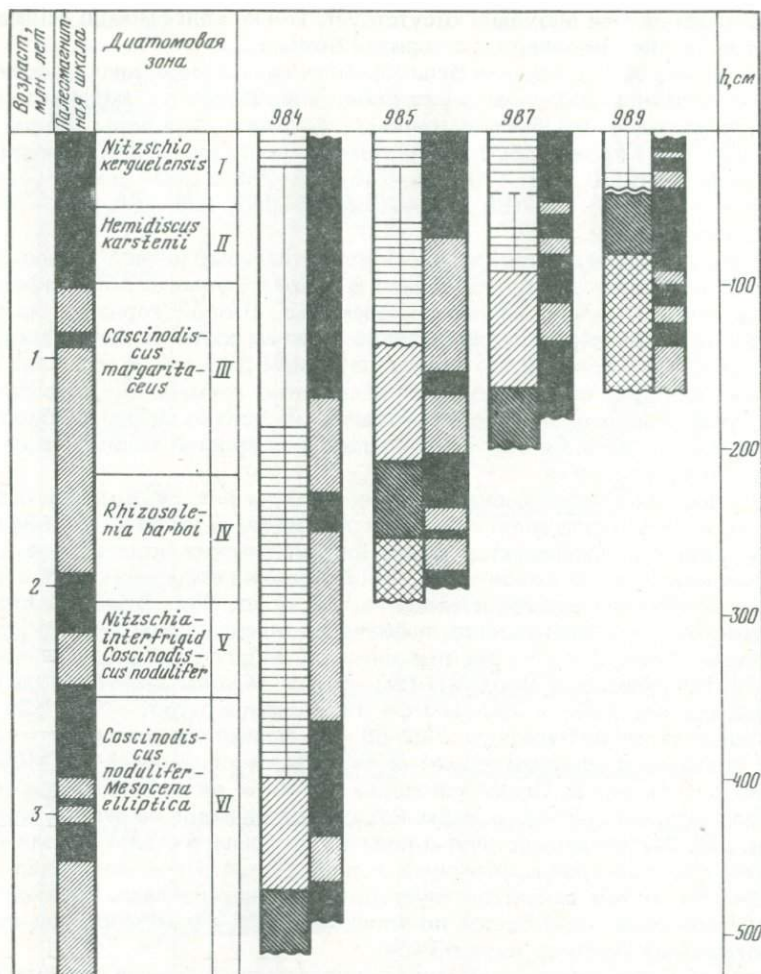


Рис. 35. Сопоставление палеомагнитных и диатомовых зон в изученных разрезах колонок донных отложений

нологической шкалой выделены эпохи Брюнес, Матуяма, начало эпохи Гаусс. Граница эпох Брюнес—Матуяма сопоставляется с границей прямо- и обратномагнитных зон на горизонте 50 см. В обратнопольярной эпохе Матуяма выделено два события: Харамильо и Олдувей на соответствующих уровнях 58—70 и 82—110 см. Начало эпохи Гаусс соответствует горизонту 138 см. Диатомовая стратиграфия подтверждает результаты палеомагнитного расчленения (рис. 35).

Колонка ст. 989. Длина колонки 177 см. Глубина 4450 м. Палеомагнитный разрез представлен десятью палеомагнитными зонами: 10—15, 20—28, 40—90, 100—112, 124—137 см — зоны прямой полярности; 15—10, 28—40, 90—100, 112—124, 137—165 см — зоны обратной полярности. При сопоставлении с геохронологической шкалой обращает на себя внимание сокращение мощности верхней части разреза. Самый верх колонки (эпоха

Брюнес и часть эпохи Матуяма) отсутствует. Тем не менее можно выделить границу эпох Матуяма—Гаусс на горизонте 40 см. В осадках эпохи Гаусс выделены два обратномагнитных горизонта, которые сопоставляются с событиями Каена и Маммот, охватывая уровни 90—100 и 112—124 см соответственно. Граница палеомагнитных зон на горизонте 137 см, по видимому, соответствует концу эпохи Гильберт (3,32 млн. лет) (см. рис. 35). Диатомеи встречаются в осадках по всей длине колонки. Численные максимумы приурочены к горизонтам 150—100 и 40—20 см от верха колонки. Изменения в видовом составе позволяют расчленить колонку на четыре слоя (см. рис. 35).

Слой с *Coscinodiscus nodulifer* — *Mesocena elliptica* (160—80 см), в комплексе данного слоя тропический вид *C. nodulifer* является видо-доминантом и составляет в отдельных интервалах 60—80% от числа встречаемых видов. В интервале 140—80 см в осадках присутствуют силикофлагеллаты *Mesocena elliptica*, *Nitzschia interfrigidaria*.

Слой с *Nitzschia interfrigidaria* — *Coscinodiscus nodulifer* (8—40 см). Наиболее характерно для комплекса данного слоя присутствие в осадках *Nitzschia interfrigidaria*. В комплексе присутствуют также тепловодные *Coscinodiscus nodulifer*, *C. nodulifer*, *V. frigida*, *C. nodulifer*, *V. cyclop*, *C. fabularis*, *Actinocyclus ingens*, *Thalassiosira oestrupii*, *Hemidiscus karstenii*, *H. cineiformis*, *Nitzschia reineholdii*. Количество *C. nodulifer* в осадках данного слоя невысокое.

Слой с *Coscinodiscus margaritaceas* (40—20 см). В колонке присутствуют верхи слоя. Осадки, соответствующие основанию слоя с *Coscinodiscus margaritaceas* и слою с *Rhizosolenia barboi*, а также самой верхней части слоя с *Coscinodiscus nodulifer*—*Nitzschia interfrigidaria* в колонке отсутствуют. Подобное заключение можно сделать на основании того, что в разрезе колонки имеет место нарушение последовательности в смене диатомовых комплексов, выраженное в выпадении из разреза осадков, соответствующих частично или полностью трем диатомовым слоям. Стратиграфический объем отсутствующих осадков составляет примерно 1,5 млн. лет и соответствует позднему плиоцену — раннему плейстоцену.

Слой с *Hemidiscus karstenii* (20—0 см). Состав диатомей в интервале 20—0 см позволяет отнести его к слою *Hemidiscus karstenii*. В колонке этот слой выделен условно и присутствует, вероятно, не полностью. Осадки, соответствующие верхам слоя с *H. karstenii* и слою с *Nitzschia kergulensis*, в колонке отсутствуют.

Можно считать, что разрез колонки ст. 989 вскрывает наиболее древние осадки в этом районе. Таким образом, в донных осадках тропической области Тихого океана виды *Rhizosolenia praebergonii*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Mesocena elliptica* могут быть сопоставлены с определенными участками палеомагнитной шкалы. *Rhizosolenia praebergonii* вымирает на уровне события Олдувей (2 млн. лет назад), *Pseudoeunotia doliolus* характеризует осадки, лежащие выше этого события, т.е. во второй половине эпохи Матуяма и эпохи Брюнес (0—2 млн. лет); максимальное количество экземпляров *Mesocena elliptica* отмечается на уровне события Харамильо (0,89—0,95 млн. лет). Аналогичные соотношения выявлены для тропической зоны Индийского океана.

Опираясь на зональную стратиграфическую шкалу по диатомеям, разработанную для тропической области Тихого океана [145], можно считать, что осадки в колонках ст. 6277-3 (0—240 см), ст. 6729-2 (0—310 см), ст. 520-P (0—140 см), ст. 521-4 (0—540 см), ст. 602-2 (0—480 см), ст. 606-2

(0-370 см) соответствуют одной диатомовой зоне *Pseudoeunotia doliolus*. Возраст осадков этой зоны не превышает 1,9 млн. лет.

В субантарктической и северной областях также установлены коррелятивные соотношения между диатомовыми и палеомагнитными зонами, но здесь характерные виды диатомей уже другие. Использование палеомагнитных и палеоботанических данных позволяет также сделать некоторые выводы о палеоклимате, в частности для субантарктической области Тихого океана в плиоцен—плейстоценовое время. Можно отметить, что в период примерно от 3,2 до 2,4 млн. лет климат в субантарктике был относительно теплым, состав флоры субтропический. Значительное похолодание в этом районе установлено в период от 2,4 до 1,9 млн. лет, в то время здесь наблюдается расцвет флоры, соответствующий бореальной зоне северного полушария Тихого океана. Начало плейстоцена (1,9—0,7 млн. лет) охарактеризовано также потеплением климата, но менее значительным, чем в плиоцене. В похолодании, соответствующем эпохе Брюнес (0,7 млн. лет), выделены этапы потепления [28].

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ И ДИАТОМОВАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Корреляция верхнекайнозойских отложений глубоководных донных осадков Тихого океана, охватывающая границы плиоцена—плейстоцена и миоцена—плиоцена, проводится в настоящее время с помощью увязки отдельных зональных схем для различных климатических поясов. Сопоставление этих зональных схем для экваториальной, северной и южной широт Тихого океана базируется на палеомагнитных датировках, в связи с чем особое внимание должно быть уделено палеомагнитной стратиграфии.

Для глубоководных отложений характерны низкие скорости осадконакопления, поэтому здесь велика возможность пропуска палеомагнитных событий при редком отборе образцов. В этом случае методика отбора и обработка данных по колонкам приобретает первостепенное значение, на что неоднократно указывалось ранее [83, 42]. И тем не менее в настоящее время при использовании палеомагнитных стратиграфических разрезов по глубоководным колонкам донных осадков проводится недостаточно частый отбор образцов (через 10 см интервала), а иногда используются те образцы, в которых при неудачном выталкивании колонок из трубок отсутствуют значительные отрезки (до 3 м в длину), что, естественно, приводит к перерывам в разрезе, а следовательно, к разнообразным и недопустимым вариантам корреляции [126].

При отсутствии указанных недостатков, т.е. непрерывном отборе образцов, ненарушенности керна при выталкивании из труб, литологической однородности разреза колонки, отсутствии видимых перерывов и следов деятельности организмов—илоедов представляло большой интерес провести палеомагнитные и биостратиграфические исследования для верхнекайнозойских образований в различных климатических зонах Тихого океана. Если для экваториальной и тропической областей Тихого океана были установлены корреляционные связи между определенными видами диатомей и палеомагнитными рубежами, то для выяснения истории развития миграции микроорганизмов в зависимости от экологических условий и подтверждения указанного соответствия с палеомагнитной шкалой важно было провести подобные исследования в других климатических областях.

Южнее, для 50–40° ю.ш., в 11 колонках для тех же самых палеомагнитных интервалов показательными оказались другие виды-индексы: в зоне Брюнес четко прослеживается наличие двух видов *Nitzchia kerguelensis* (Hust) и *Eucampia balastium*; *Coscinodiscus margaritaceus* коррелирует с эпохой Матуяма, причем последние находки *Rhizosolenia curvirostris* совпадают с границей палеомагнитных эпох Матуяма–Гаусс; *Coscinodiscus poduliper* V., *Cyclops Youse* сопоставляются с эпохой Гаусс (рис. 36). Таким образом, колонки ст. 990-1, 991-1, 992-1, 993-1, 994-1, 995-3 сложены осадками, в которых отмечены диатомеи двух первых зон, в последних трех станциях выделены эпохи Брюнес и Матуяма; в осадках ст. 995-3 отмечается лишь начало события Олдувей, что говорит о плейстоценовом возрасте осадков.

Колонки ст. 984, 985, 987, 989, 994-3 вскрывают осадки и плиоценового возраста, о чем подробно указано ранее. Полученные данные говорят о хорошем соответствии палеомагнитных и диатомовых зон в этом районе, но здесь, как видно из приведенных данных, характерными для палеомагнитных эпох Брюнес, Матуяма и Гаусс являются уже другие виды-индексы. Для сравнения были проведены исследования в тех же широтах (40–60° ю.ш.), но в Индийском океане. В них из антарктического и субантарктического комплексов диатомей выделены следующие виды-индексы (начиная с верхней части колонок): *Coscinodiscus lentiginosus*, *Eucampia balastium*, *Coscinodiscus margarifauns*, *Cosmiadiscus insignis*. Виды *Eucampia balastium* и *Coscinodiscus lentiginosus* имеют ограниченное временное распространение и характеризуют отложения плейстоценового возраста, соответствующие эпохе Брюнес. Максимальное развитие *Coscinodiscus margaritaceus* приходится на интервал 1,85–0,7 млн. лет. Количество его резко снижается в период сильного похолодания климата, начиная с 0,7 млн. лет. *Coscinodiscus insignis* характеризует осадки плиоценового возраста [48].

Для северной части Тихого океана (южный массив возвышенности Шатского) на 31–36° с.ш. были изучены 5 колонок донных осадков. В разрезе осадков колонок из этого района встречены ассоциации, содержащие элементы бореальной и тропической флор, однако преобладающими оказались тропические виды диатомей. При небольшой длине колонки от 200 до 365 см в трех из них выделено несколько палеомагнитных зон. В колонке ст. 1676 верхняя часть разреза отсутствует (рис. 37). По палеомагнитным данным, в ней выделено пять палеомагнитных зон. Биостратиграфические данные позволяют считать, что она сложена плиоцен-плейстоценовыми отложениями [33]. Основываясь на диатомовой стратиграфии, а также на чередовании и мощности зон прямой и обратной полярности, весь разрез можно сопоставить с эпохой полярности Гаусс, а два обратномагнитных интервала — с событиями Каена и Маммот. Отнесение верхней зоны прямой полярности к эпохе Брюнес подтверждается наличием в тех же горизонтах *Pseudoeunotia doliolus*.

В колонке ст. 1681 в эпохе Матуяма выделены два события, нижнее из них идентифицируется с палеомагнитным событием Олдувей, базальные слои этого разреза содержат единичные экземпляры *Nitzshea Yousea*, отвечающие раннему плейстоцену и характерные для Индийского океана [33].

В колонке ст. 1680 микропалеонтологические исследования показали, что диатомеи присутствуют только в верхнем слое осадков, ниже 320 см и до конца разреза содержатся кокколлиты, в состав которых входят плиоценовые виды *Discoaster brouweri*, *Ceratolithus urmatus*, *Coccolithus*

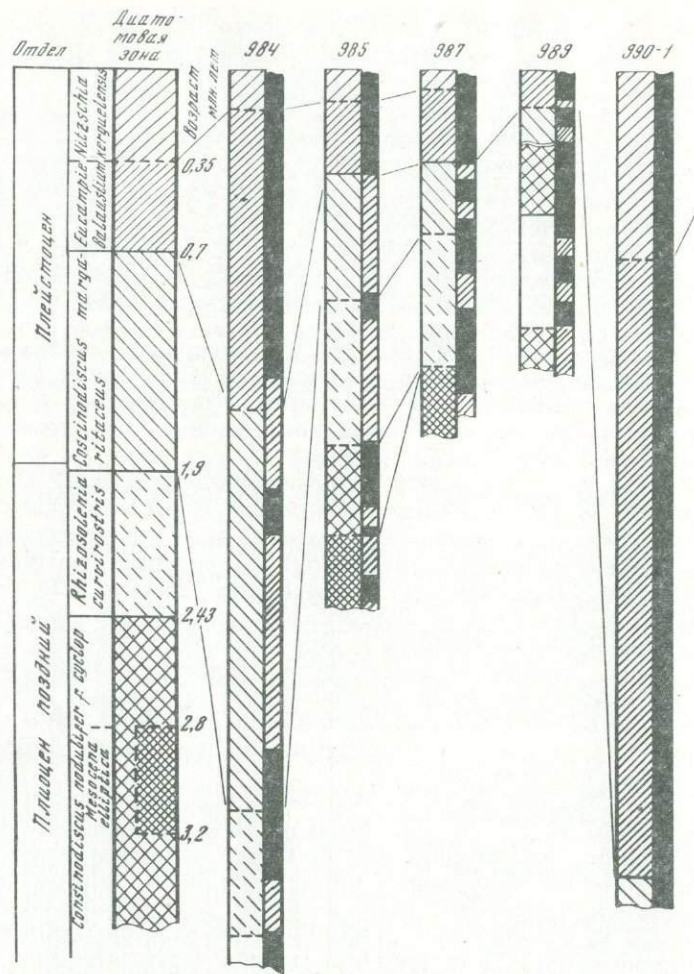
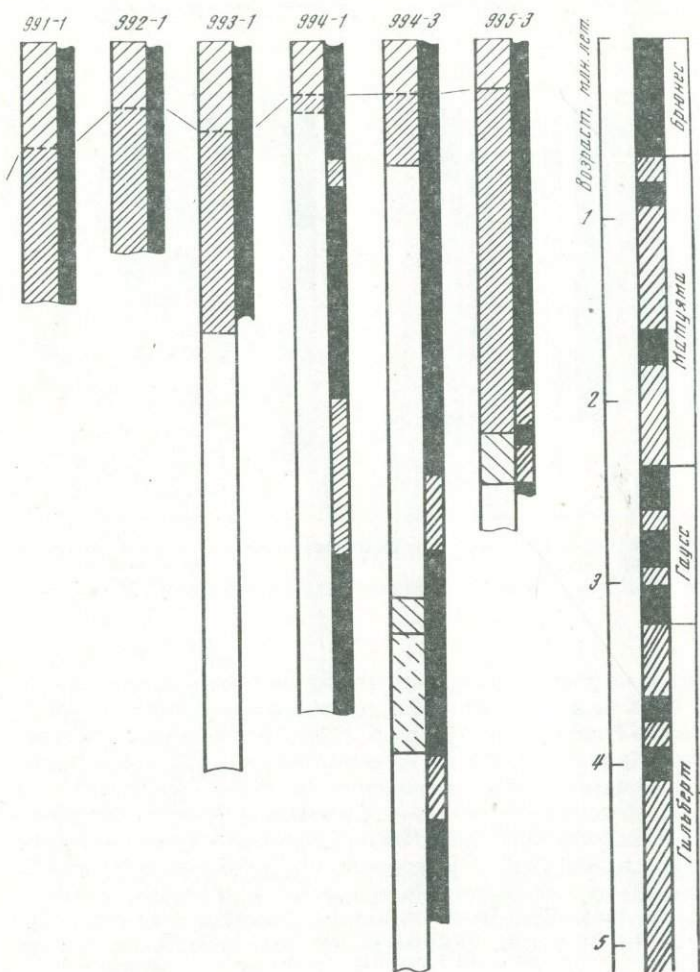


Рис. 36. Сопоставление палеомагнитных и диатомовых зон осадков в разрезах колонок донных осадков Тихого океана

poladioid, возраст вскрытых отложений — верхний плиоцен. Интервал разреза 320–365 см отвечает зоне *Discoaster brouweri* по зональной шкале Бакри [125]. Выше 22 см постепенно увеличивается содержание диатомей. Как правило, это виды *Pseudoeunotia doliolus*, *Coscinodiscus nodulifera*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Nitessia morina*, *Thalassiosira ostrupiv*, их состав отвечает плейстоценовой зоне *Pseudoeunotia doliolus*.

Итак, проведенные нами исследования показали, что на границах эпох Брюнес–Матюяма, Матюяма–Гаусс и на уровне событий в эпохе Матюяма отмечены соотношения между био- и палеомагнитными зонами, позволяющие уверенно коррелировать позднеэоценовые отложения всей Тихоокеанской области независимо от климатической зональности. Иначе говоря, использование палеомагнитного метода позволяет по различным диатомовым зонам экваториальной, тропической и северной широт проводить их



корреляцию и определение возраста. Для миоцен-плиоценовых отложений использовался, кроме диатомей, наннопланктон.

Для иллюстрации приведены разрезы колонок ст. 599-3, 518 и 520-4. В них современные осадки отсутствуют; палеомагнитные разрезы колонок представлены одной мощной зоной прямой полярности, внутри которой встречаются один-два небольших интервала обратной полярности (в колонке ст. 518 они расположены на горизонтах 120–137 и 207–230 см; в колонке ст. 520-4 — на уровне 565–658, см. рис. 38).

В 11-метровой колонке ст. 599-3 граница, соответствующая рубежу палеомагнитных эпох Брюнес–Матюяма, отмечается на горизонте 200 см, на уровне 205 см — перерыв в осадконакоплении, в палеомагнитном разрезе на интервале 200–300 см — *R*-зона; на глубине 300–360 см отбора проб не было, а в интервале 360–1040 см осадки намагничены прямо, за исключением *R*-горизонта (476–520 см). Неполный характер палео-

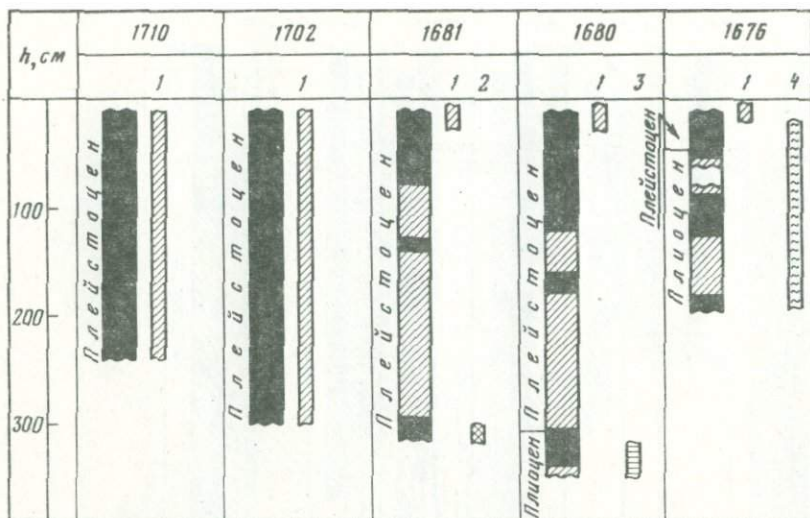


Рис. 37. Сопоставление палеомагнитных и диатомовых зон в разрезах колонок ст. 1710, 1702, 1680, 1681, 1676

1 — *Pseudoenotia doliolus*; 2 — *Nitzschia fossilis*; 3 — *Discoaster brouweri*; 4 — *Nitzschia jousea*

магнитных разрезов не дает возможности сопоставить их с геохронологической шкалой А. Кокса, так как ни в одной из имеющихся в шкале А. Кокса эпох прямой полярности (Брюнес, Гаусс) нет подобных обратно-полярных событий. Кроме того, обе эти *R*-полярные зоны кратковременны, мощность же выделяемой *M*-зоны в колонке ст. 599-3 превышает 9 м. Далее, уменьшение естественной остаточной намагниченности, отмечаемое в осадках, образовавшихся на границе эпох Брюнес—Матуяма, не наблюдается в колонках ст. 518, 520-4. В колонке ст. 599-3 оно фиксируется лишь на горизонте 200 см (что соответствует и смене полярности), отмечая, по-видимому, границу эпох Брюнес—Матуяма. Наличие перерыва в колонке четко выражено, в то же время временной интервал, охватываемый им, не определен.

Мощная *M*-полярная зона с несколькими эпизодами обратной полярности, охватывающая временной интервал около 4 млн. лет, выделяется как седьмая палеомагнитная эпоха. Эта зона была найдена в непрерывном разрезе 27-метровой колонки донных осадков (ст. RC-12-65), изученной Д. Фостером и Н. Опдайком (см. рис. 38) [147].

Наиболее вероятно, что исследованные нами колонки ст. 518, 520 и 599-3 относятся в основном к седьмой палеомагнитной эпохе, возраст границ которой, очень приблизительно определяемый по соотношению мощностей, составляет 7,2—9,5 млн. лет, что соответствует позднему миоцену. Чтобы подтвердить сделанное предположение о возрасте осадков в изученных колонках из тропической области Тихого океана, были проведены тщательные палеоботанический и палеонтологический анализы.

Кокколитовый анализ колонок этих станций позволил выделить по разрезам зоны нанноостатков от нижнего миоцена до голоцена (см. рис. 38). Наиболее детально и четко прослеживаются миоценовые зоны, а плиоценовые практически отсутствуют (определения проведены

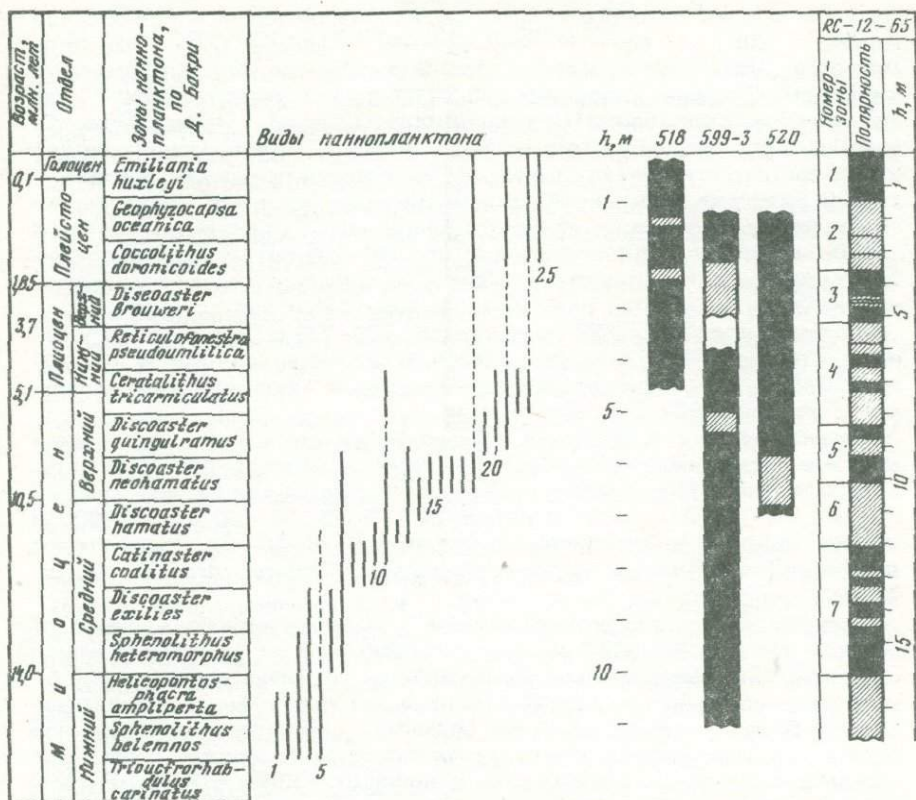


Рис. 38. Виды наннопланктона и палеомагнитные зоны в разрезах колонок ст. 518, 599-3, 520

1 – *Sphenolithus belemnus*; 2 – *Discoaster drugii*; 3 – *Cyclococcolithina neogammatus*; 4 – *Discoaster deflandrea*; 5 – *Coccolithus eopelagicus*; 6 – *Perticulofenestra pseudoumbilica*; 7 – *Discoaster challenger*; 8 – *Sphenolithus heteromorphus*; 9 – *Discoaster*; 10 – *Discoaster exilis*; 11 – *Discoaster variabilis*; 12 – *Catinaster coalitus*; 13 – *Trifarina angulosa*; 14 – *Discoaster homatus*; 15 – *Discoaster neohamatus*; 16 – *Discoaster calcaria*; 17 – *Discoaster guntutus*; 18 – *Discoaster neorectus*; 19 – *Coccolithus pelagicus*; 20 – *Discoaster guingulramus*; 21 – *Discoaster brouweri*; 22 – *Cyclococcolithus leptopora*; 23 – *Ceratolithus tricorniculatus*; 24 – *Helicopontosphaera kamptneri*; 25 – *Ceratolithus cristatus*

М.Г. Ушаковой [54]). При исследовании этих осадков использовалась зональная шкала нанноостатков Берггрена, разработанная при исследовании кокколитофорид в осадках тропической части Тихого океана и основанная на зональной шкале Мартини [116, 187].

В осадках изученных станций определено девять миоценовых зон нанноостатков: нижнемиоценовые – *Sphenolithus belemnus*, *Helicopontosphaera ampliopena*; среднемиоценовые – *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster exilis*, *Catinaster coalitus*, *Discoaster hamatus*; верхнемиоценовые – *Discoaster neohamatus*, *Discoaster guingulramus*; зона *Ceratolithus tricorniculatus* лежит на границе миоцена и плиоцена.

Выше миоценовых в указанных колонках залегают осадки, лишенные нанноостатков (исключение составляют отложения колонки ст. 599-3).

По данным кокколитового анализа, верхняя часть колонки ст. 599-3 (до горизонта 205 см) сложена современными осадками *Cuclococcolithina leptopora*, *Ceratolithus eristatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicopontosphaera kamptneri*. В осадках колонки ст. 599-3 присутствуют перетолженные нижнеплиоценовые кокколиты *Discoaster brouweri*, *D. pentoradiatus*, *D. surculus*, *Ceratolithustricorniculatus*, *C. telesmus*, что в палеомагнитной шкале соответствует эпохе Брюнес, начало которой приурочено к горизонту 200 см. Ниже выделяются пять миоценовых зон наннопланктона, последовательно сменяющих друг друга (снизу вверх) от *Catinaster coalithus* (1070 см) до *Ceratolithus ricorniculatus* (340–205 см). В интервале 425–475 см нанноостатки отсутствуют. Эти зоны относятся к среднему–верхнему миоцену и датируются, по Е. Мартини, 4,5–13 млн. лет.

В осадках колонки ст. 520-4 в интервале 530–730 см отмечены пять зон нанноостатков от *Sphenolithus belemnos* до *Catinaster coalithus* (в интервале 560–530 см), датируемых нижним–средним миоценом (13–18 млн. лет). В верхних 390 см они отсутствуют.

Осадки колонки ст. 518 ниже 140 см содержат кокколиты, относящиеся к четырем зонам нанноостатков от *Sphenolithus belemnos* (650–730 см) до *Discoaster exilis* (160–140 см), которые датируются как нижний–средний миоцен (12–18 млн. лет). В интервалах 10–25, 40–140 и 270–290 см осадки лишены кокколитов, на горизонте 25–40 см присутствуют перетолженные нижнемиоценовые формы *Discoaster druggii*, *D. deflandrei*.

Сравним результаты кокколитового и палеомагнитного анализов. В осадках колонки ст. 599-3 на горизонте 205–340 см содержится наннопланктон зоны *Ceratolithus tricorniculatus* (граница миоцена–плиоцена); по палеомагнитным данным, на горизонте 200 см фиксируется граница эпох Брюнес–Матуяма (возраст 0,69 млн. лет), вторая зона обратной полярности коррелирует с верхней частью зоны *Discoaster neohamatus* (средний–верхний миоцен). Осадки колонок ст. 520-4 и 518, по результатам кокколитового анализа, датируются миоценом, причем осадки нижней части колонки ст. 520-4 и верхней части колонки ст. 518 соответствуют низам среднего – верхам нижнего миоцена; по данным палеомагнитных исследований, они относятся к седьмой палеомагнитной зоне (7,2–9,5 млн. лет – середина верхнего миоцена). Интервал обратной полярности в колонке ст. 520-4 и горизонт 207–230 см колонки ст. 518 соотносятся с зоной *Helicopontosphaera ampliaperta* – *Sphenolethus heteromorphus* (граница нижнего–среднего миоцена). В интервале обратной полярности (120–137 см) в разрезе колонки ст. 518 нанноостатки, по видимому, соответствуют зоне *Catinaster coalithus* – середина среднего миоцена.

Таким образом, по данным кокколитового анализа, осадки ст. 518, 520-4, 599-3 большей частью миоценовые, возраст их примерно от 4,65 до 18 млн. лет, что не противоречит палеомагнитным построениям с отнесением палеомагнитных разрезов этих колонок, за исключением верхнего горизонта ст. 599-3, к седьмой палеомагнитной зоне, возраст которой колеблется в пределах 7,2–9,5 млн. лет. Если учитывать приближенность абсолютных датировок зон нанноостатков по шкале Бакри, а также палеомагнитных границ седьмой зоны по разрезу колонки ст. RC12-65, то совпадение результатов можно считать удовлетворительным.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ И РАДИОЛЯРИЕВАЯ СТРАТИГРАФИЯ КЕРНОВ СКВАЖИН ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Комплексные палеомагнитные и биостратиграфические исследования более древних отложений представляют большой интерес, так как и для них возможность проведения корреляции по различным климатическим областям может базироваться только на независимых физических методах, к числу которых относятся палеомагнитный [125].

В районе Субантарктики была пробурена скв. 278 на $56^{\circ}38,42'$ ю.ш. и $160^{\circ}04,29'$ в.д. недалеко от о-ва Макуори на равнине в южном Эсмеральдовом бассейне на глубине 3675 м. Длина ее 438,5 м. Эта скважина вскрыла наиболее полный из известных сейчас разрезов неогеновых отложений в высоких широтах южного полушария.

Керны скважин были получены из Скрипсовского института океанографии (США) и изучались М.Г. Петрушевской (радиоляриевый анализ), Т.И. Линьковой и М.И. Райкевичем (палеомагнитные исследования). Сопоставление данных по этой скважине с результатами биостратиграфических исследований других разрезов в Антарктике и Субантарктике (28-й рес "Гломар Челленджер") приближает создание зональной биостратиграфической схемы неогеновых отложений для высоких широт южного полушария.

К сожалению, эта схема в силу палеобиогеографических причин трудно сопоставима с уже разработанными биостратиграфическими схемами для тропических и субтропических океанических отложений [82, 206]. Поэтому особое значение представляет увязка биостратиграфических данных с данными палеомагнитного анализа.

Палеомагнитная стратиграфия основывается на выделении палеомагнитных зон различной полярности и сопоставлении их с геохронологическими шкалами. Такое сопоставление предполагает прежде всего непрерывность разреза, постоянство скоростей осадконакопления, ибо резкие и частые изменения скоростей осадкообразования, перерывы, вызванные разными причинами, приводят к сокращению мощностей палеомагнитных зон или к их пропуску, затрудняя корреляцию с палеомагнитной шкалой. Кроме того, при сопоставлении следует обращать внимание не только на полярность той или иной зоны, но и на относительную продолжительность ее в соответствии с той или иной палеомагнитной эпохой, не говоря уже об использовании индивидуальных черт палеомагнитных эпох (количество и относительная мощность кратковременных событий в них). Керны скв. 278 оказались пригодными для палеомагнитных исследований, хотя следует отметить, что в наиболее древних горизонтах разреза отмечаются резкое изменение скорости осадконакопления [169], а также большие пропуски в отборе керна, что, естественно, сказалось на возможности проведения уверенной корреляции этих горизонтов разреза с палеомагнитной шкалой.

По разрезу скв. 278 отобрано 113 ориентированных образцов керна, из которых изготавливались образцы цилиндрической формы диаметров 24 мм и высотой 24 мм, ориентировка при этом сохранялась. Измерения магнитной восприимчивости проводились на приборе ИМВ-2, но из-за того, что датчик прибора имеет большую площадь, чем площадь грани исследуемых образцов, магнитная восприимчивость была несколько занижена. Направление и величина намагниченности измерялись на модернизированном рок-генераторе ИОН-1, порог чувствительности которого $5 \cdot 10^{-8}$ ед. CGSM, погрешность отдельного измерения направления I_n составляет 5° .

По величине естественной остаточной намагниченности I_n установлено

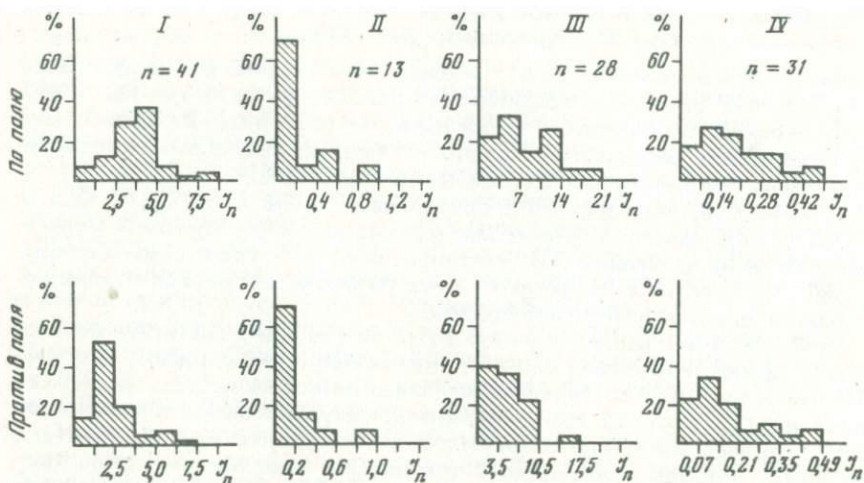


Рис. 39. Гистограммы распределения естественной остаточной намагниченности глубокой скв. 278

Горизонты: I — 101–196 м, II — 196–222 м, III — 222–282 м, IV — 282–358 м

четыре горизонта, в которых величина I_n колеблется от 0 до $14 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM (рис. 39).

Горизонт I. Породы этого горизонта (101–196 м) обладают намагниченностью от $0,8$ до $10 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM. Большинство образцов (60%) имеет величину I_n $(2,5-5) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Горизонт II. Породы второго горизонта (196–222 м) имеют по сравнению с первым меньшую намагниченность — от 0 до $1 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM. Около 70% образцов этого интервала характеризуются значением $I_n < 0,2 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Горизонт III. Породы в интервале 222–282 м характеризуются наиболее высокими значениями I_n , 93% всех образцов имеют намагниченность от 2 до $14 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Горизонт IV. На этом интервале (282–358 м) вскрыты осадки, которые можно отнести практически к немагнитным ($I_n = 0,1 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM). Для 90% образцов I_n не превышает значения $0,35 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM.

Лабораторные исследования проводились по общей методике, приведенной выше. Они показали, что:

1. Временная чистка (выдержка образцов в положении "по полю" и "против поля" в течение двух месяцев) выделила вязкую намагниченность, которая оказалась различной для четырех указанных горизонтов. На гистограммах (см. рис. 39) приведены значения ЕОН до и после временной чистки.

2. Размагничивание переменным магнитным полем не отметило существенных различий в ходе кривых $I_n(H)$ для прямо- и обратномагнитных образцов. Образцы из сильномагнитных пород теряют при воздействии H с амплитудой 200 Э от 30 до 70% первоначального значения остаточной намагниченности, образцы слабомагнитных пород в меньшей степени подвержены размагничиванию переменным полем.

3. Термочистка в пермалловых экранах уменьшает значение ЕОН на 20–50% при нагревах до 220°C . Существенных изменений в направлении

вектора ЕОН не наблюдается. Изменений в минералогическом составе ферромагнитной фракции не происходит, магнитная восприимчивость после прогрева постоянная (см. табл. 7).

4. Термомагнитный анализ свидетельствует об одинаковом составе магнитных минералов из зон прямой и обратной полярности. В табл. 12 приведен состав магнитных минералов по отдельным горизонтам разреза скв. 278.

Следует отметить, что стабильность вектора \vec{I}_n к T и \vec{H} зависит от состава ферримагнитной фракции; для образцов из 7-й палеомагнитной зоны низкая стабильность связана с присутствием маггемита (чем больше маггемита, тем ниже стабильность). Увеличение содержания магнетита и титаномагнетита повышает стабильность вектора \vec{I}_n , что наблюдается в 5-й палеомагнитной зоне.

В результате лабораторных исследований в разрезе скважины выделено десять условных палеомагнитных зон, пять — преимущественно прямой полярности и пять — преимущественно обратной полярности (рис. 40). Отбор образцов в скважине начинается с глубины 100 м. Осадки 1-й эпохи по шкале Лабрекью — эпохи Брюнес — отсутствуют [177]. Образцы из интервала 100—153 м представлены в основном обратномагнитными породами, мощность зоны R-полярности 53 м, в ней выделен один горизонт прямой полярности на глубине 112 м. Незучеными в этой зоне оказались горизонты 105—111, 113—144 м. С учетом биостратиграфических данных, эту зону можно сопоставить с эпохой Матуяма по геохронологической шкале А. Кокса, а горизонт прямой полярности — с событием Олдувей [133].

3-я палеомагнитная зона охватывает интервал глубин 153—176 м и представлена породами преимущественно прямой полярности. Незучеными остались горизонты 157—160, 165—167 и 170—175 м. По-видимому, на горизонте 153—155 м произошел перерыв в осадконакоплении или разрыв, что привело к уничтожению или резкому сокращению осадков, намагниченных по современному магнитному полю, соответствующих поздней части эпохи Гаусс. Ниже залегают осадки обратной полярности. Здесь отмечается пропуск в отборе образцов на палеомагнитный анализ, поэтому нельзя утверждать, что выделенные два интервала обратной полярности соответствуют событиям Каена и Маммот.

4-я палеомагнитная зона (176—187 м) представлена, в основном, породами, намагниченными обратно современному магнитному полю, за исключением интервала 182—184 м. Незученым оказался горизонт 180—182 м. По палеомагнитной шкале Лабрекью и других ее можно сопоставить с четвертой палеомагнитной эпохой.

5-я палеомагнитная зона (192—200 м) представлена двумя горизонтами прямой полярности, разделенными интервалом обратной полярности. Она сопоставляется с пятой палеомагнитной эпохой.

6-я палеомагнитная зона (200—226 м) представлена в основном породами обратной полярности с горизонтом осадков (209—211 м), намагниченных по современному полю. Незучеными остались интервалы 202—206 и 213—221 м. Эта зона может быть сопоставлена с шестой палеомагнитной эпохой.

7-я палеомагнитная зона (226—261 м) представлена породами, намагниченными по современному магнитному полю, с тремя горизонтами обратной полярности: 228—230, 244—245, 247—253; ее можно сопоставить с 7-й палеомагнитной эпохой. Далее сопоставление выделенных палеомагнитных зон с геохронологической шкалой является затруднительным

Таблица 12

Результаты термомагнитного анализа отложений скв. 278, °C

Горизонт (интервал, м)	Ферримангнитные минералы		
	Гидроокислы Fe	Маггемит ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)	Титаномагнетит (TiO_2)
I (101–196)	150	300–350	Нет
II (196–222)	150–175	Нет	350
III (222–282)	Нет	250–300	450–500
IV (282–356)	Нет	425	Нет

в связи с большими пропусками в отборе образцов. Весьма условно проведено расчленение на палеомагнитные зоны 8', 9', 10', 11'.

Зона 8' (261–280 м) представлена фрагментарно только обратномагнитными породами. Возможно, имеющие место в 8-й палеомагнитной эпохе прямомагнитные события здесь пропущены.

Зона 9' (280–304 м) начинается с большого пропуска и представлена фрагментарно прямо- и обратномагнитными породами. Она, возможно относится к 9-й палеомагнитной эпохе, характеризующейся частым чередованием интервалов IV- и R-полярности.

Осадки зоны 10' (304–320 м) намагничены в основном обратно современному полю, в них выделяются два горизонта прямомагнитности. По характеру чередования разнополярных зон она похожа на 10-ю палеомагнитную эпоху.

Зона 11' (320–326 м) представлена как прямо-, так и обратномагнитными осадками, внутри зоны не изученным оказался горизонт 321–322 м; с еще большей долей условности эти отложения можно отнести к 11-й палеомагнитной эпохе.

Таким образом, керны скважин глубокого бурения пригодны для палеомагнитных исследований. При достаточной частоте отбора образцов появляется возможность сопоставить полученные разрезы с палеомагнитной шкалой. В разрезе выделено десять палеомагнитных зон, шесть из которых более или менее уверенно сопоставлены с палеомагнитной шкалой, четыре — отнесены к геохронологической шкале условно.

В разрезе установлены четыре горизонта, характеризующихся различной величиной остаточной намагнитности, которые, вероятно, отражают различные этапы осадконакопления.

Закономерное уменьшение вязкой намагнитности в горизонтах слабомагнитных пород связано с составом ферримангнитной фракции. Здесь основным носителем намагнитности является тонкодисперсный магнетит очень малой концентрации. Отмечена следующая закономерность: слабомагнитные породы характеризуются большой стабильностью к воздействиям T и H, и, как следствие, выделение в них палеомагнитных зон проводится более уверенно. Сопоставление с палеомагнитной шкалой позволяет считать, что формирование изученных осадков до горизонта 320 м произошло не позднее среднего миоцена.

Последовательность смены видов радиолярии в скв. 278 оказалась

Ферримангнитные минералы		$I_{rs_0} \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM	$I_{rs_1} \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM
Магнетит (Fe_3O_4)	Гематит ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)		
550–575	625–675	4451	3674
550	Нет	60	61
575	650	13240	14240
575	Нет	326	319

примерно такой же, какая была описана по материалам других колонок и скважин из высоких широт Индийского и Тихого океанов [81, 82, 155, 204, 129, 230]. Это свидетельствует о реальности полученной картины эволюции фауны радиолярий в этом районе. Исчезновение одних видов и массовое появление других дало М.Г. Петрушевской основание расчленить осадки скв. 278 на 10 горизонтов, обозначенных русскими буквами (см. рис. 40) [204]. Границы этих горизонтов обладают признаком смыкаемости. Мы не приводим здесь для них биостратиграфические характеристики, а останавливаемся только на возможностях привязки палеонтологических данных к палеомагнитной шкале.

1. Для четвертичных отложений сопоставить палеомагнитные и биостратиграфические данные по материалам скв. 278 невозможно из-за отсутствия этих отложений, но эта работа была проведена нами по ст. 256 [83, 30]. Тогда было показано, что выделение радиоляриевых зон X и ψ , граница между которыми должна совпадать с границей эпохи Брюнес–Матуяма и иметь возраст около 690 тыс. лет, не подтверждается [155, 157]. Исчезновение видов *Saturnalis planets Hsk.* и *Pterocanium trilobum Hsk.* на этом уровне в исследованных Дж. Хейсом колонках из южной части Индийского океана представляет собой специфику этих колонок, а не явление, общее для более обширного региона.

2. Нижележащая радиоляриевая зона Ф, или Б, или зона *Clathrocyclos antebicornis*, имеет верхнюю границу, маркированную исчезновением *Cl. antebicornis Petrusch.* = *Cl. bicornis sensu Hays* и *Stichopodium biconicum (Vinassa)* = *Eucyrtidium calvertense*, что должно совпадать с палеомагнитным событием Олдувей эпохи Матуяма [155, 204, 110, 82, 81]. Вероятно, с упомянутым палеомагнитным явлением в Антарктике и Субантарктике совпала значительная перестройка фауны планктона. Зону Ф, по данным Дж. Хейса и соавторов, должна подстилать радиоляриевая зона γ . Нижняя граница зоны Ф маркирована, по данным Дж. Хейса, исчезновением *Desmospyris spongiosa Hays* и *Pseudocubus vema (Hays)*, что должно совпадать с нижней границей осадков эпохи Матуяма. Материалы скв. 278 подтвердили такое определение уровня указанных границ. Этого нельзя сказать о сроках вымирания вида *Prunopyle titan Campbell et Clark*. Прежде всего определение Дж. Хейсом этого вида в осадках высоких широт южного полушария ошибочно: здесь встречались *Lithocarpium polyacantha (Clark et Campbell)*, *L. fragilis' (Stohr)* и

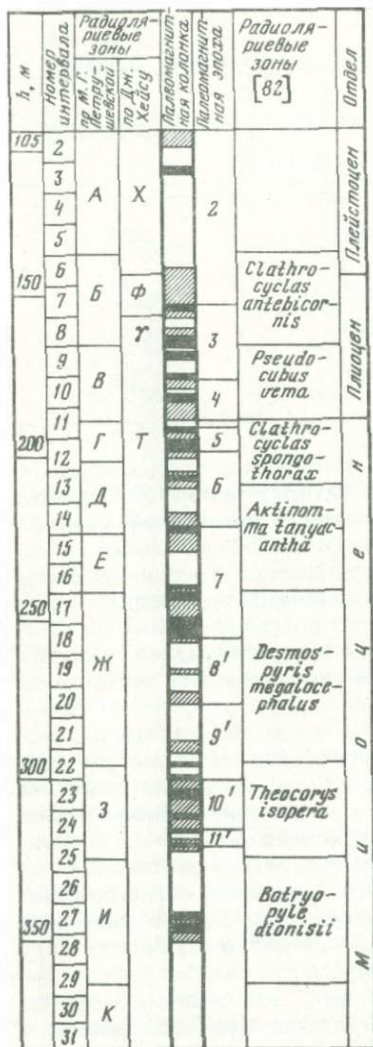


Рис. 40. Данные радиоляриевых и палеомагнитного анализов скв. 278

Ommatociscus haeckeli Stohr., вымершие примерно одновременно с *Desmospyris spongiosa* и *Pseudocubus vema*. Другой вид, который, по мнению Дж. Хейса, должен маркировать в антарктических осадках миоцен-плиоценовую границу *Luchnocanium grande* Campbell et Clarc, везде в этих широтах чрезвычайно редок; в разрезе скв. 278 он исчез также близко к описываемой нижней границе зоны Ф.

3. Исчезновение видов *Cyrtocapsella tetrapera* (Hck) и *Calocyclas ce dondoensis* Campbell et Clarc, а также представителей рода *Orosceua* должно совпадать, по данным Дж. Хейса, с верхней границей осадков палеомагнитной эпохи Гильберта. Однако типичная *Cyrtocapsella tetrapera* в антарктических и субантарктических осадках встречается значительно ниже, а ближе к обсуждаемому уровню имеется вид *C. compressa* (Stohr), вымирание которого приурочено к нижней границе зоны В, или зоны *Pseudocubus vema* [204]. Представители рода *Orosceua*, видовая принадлежность которых требует специального исследования, кажутся нам недостаточно надежными. Что же касается вида *Calocyclas redondoensis*, то исчезновение его, по-видимому, приурочено к границе палеомагнитных эпох, которые следует интерпретировать как 5 и 4. Эта граница в скв. 278 совпадает с нижней границей радиоляриевой зоны В. Близко к этому рубежу появляется *Stichopodium inflatum* (Kling).

Исчезновение вида *Triceraspys coronatus* Weaver = *Triceraspis* sp. Hays должно совпадать, по мнению Дж. Хейса, с палеомагнитным событием "а" эпохи Гильберта, однако морфологические отличия и временной диапазон этого вида нам представляются недостаточно четко определенными. Других явлений, маркирующих границу радиоляриевых зон Дж. Хейса V и T. не указано, и мы не смогли принять выделение зоны V.

4. Исчезновение представителей семейства Artiscidae, условно определенных Дж. Хейсом как *Ommatocampe hughesi* и *Cannartus marylandicus*, в антарктических осадках должно совпадать, по данным Дж. Хейса, с палеомагнитным событием С эпохи Гильберта. Однако в разрезе скв. 278 Artiscidae (*Cannartus mammiferus* (Hch.)) и *C. laticonus* Riedel были встречены только гораздо глубже (кern 15), т.е. в радиоляриевой зоне Е.

Других видов, по которым можно было бы идентифицировать радиоляриевую зону Дж. Хейса *T*, не было указано, что не позволяет выделить эту зону. Она, вероятно, соответствует какой-то части нашей зоны *G*, или зоны *Clathrocyclas spongothorax*. Для нижней границы этой зоны характерно, что выше нее перестают встречаться обычные в нижележащих отложениях *Antarctissa antedenticula* Chen, *Actinomma tanyacantha* Chen, *Cyrcocaps ella tetrapera* (Hck).

Поскольку нижележащие палеомагнитные зоны выделяются в изученном разрезе лишь условно, проводить корреляцию для более древних отложений нецелесообразно.

Таким образом, несмотря на то, что не наблюдается точного совпадения моментов полного исчезновения одних и массового появления других видов радиолярий с границами инверсий геомагнитного поля по всему разрезу скв. 278, тем не менее некоторые из них оказались очень близкими. Более того, следует отметить хорошее совпадение оценок возраста отдельных горизонтов разреза по палеомагнитным и палинологическим данным.

К ВОПРОСУ О СУЩЕСТВОВАНИИ БИОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ИНВЕРСИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

В последние годы широко распространилось представление о том, что инверсии геомагнитного поля прямо или косвенно влияют на эволюцию и вымирание организмов. Остановимся подробнее на вопросе о связи инверсий магнитного поля и микрофлористических изменениях в глубоководных донных осадках. Комплексные палеомагнитные и биостратиграфические исследования показали, что ряд биозон, выделяемых по фораминиферам, радиоляриям и диатомовым водорослям, приурочен к определенным палеомагнитным интервалам, поэтому вопрос о влиянии инверсий магнитного поля Земли на эволюцию и вымирание микроорганизмов представляет в настоящее время большой интерес.

Существует несколько гипотез, объясняющих причинную связь между геомагнитными инверсиями и биологическим вымиранием. Так, Р. Уффен [220] и Д. Симпсон [209] считают, что возрастание интенсивности ионизирующей радиации в момент инверсий, когда интенсивность дипольного поля близка к нулю, приводит к повышению общей скорости мутаций у организмов [220, 209].

Подсчеты, проведенные К. Ваддингтоном [224], показали, что влияние уменьшающейся интенсивности геомагнитного поля на дозу радиации, получаемую на уровне моря, тройко: увеличение радиации обусловливается возрастанием космических лучей, которые производят удар по кровле атмосферы; космические лучи-частицы должны достигать всех уровней верхней атмосферы с полной интенсивностью и, таким образом, повышать радиацию; допустимо, что некоторые или все частицы, накопленные в радиационных поясах, могут попасть внутрь земной атмосферы.

Общее увеличение дозировки космических лучей на уровне моря с учетом экранирующего эффекта атмосферы приводит к возрастанию интенсивности не больше чем на 16%. Эти значения настолько малы (они сравнимы с вариациями при 11-летнем солнечном цикле), что кажется невероятным, чтобы они могли оказывать ощутимое влияние на эволюцию микроорганизмов.

К. Харрисон [154] предположил, что инверсии сопровождаются метеорологическими эффектами. Д. Кинг и Г. Кол [71] считают, что скорость ветра в *F*-слое должна регулироваться земным магнитным полем. Д. Якхия

и И. Словей [162] указывали на то, что значение магнитного поля Земли в регулировке температуры верхней атмосферы может быть существеннее, чем предполагалось ранее [154, 170, 162].

Увеличение ионизации в верхней атмосфере на высотах 50–80 км, возможно, влияет на климат. На некоторые изменения климата вблизи ряда инверсий указывают результаты исследований донных осадков Антарктики и экваториальной части Тихого океана. Но не все инверсии сопровождаются изменениями климата, и сейчас нет свидетельств причинной связи между этими факторами. Наконец, известна гипотеза, которая говорит о прямом влиянии магнитного поля на микроорганизмы, так называемый биомагнитный эффект [156].

В ряде работ говорится о влиянии на растения и организмы сильных магнитных полей и слабых полей, сравнимых с геомагнитным полем [121]. Установлено влияние слабых полей на бактерии, моллюски, червей, птиц и мышей [96, 121, 115, 120, 132]. Его разрушительное действие во много раз больше влияния повышенной дозы космических лучей и столь же эффективно, как изменение климата. Тем не менее нет доказательств прямой связи только между сменой полярности геомагнитного поля и эволюцией микроорганизмов. Большинство имеющихся данных о биологическом эффекте инверсий относится к плиоцену и плейстоцену. Влияние предыдущих инверсий пока не обнаружено даже на те виды, которые эволюционировали и вымирали в последние 2 млн. лет.

Следует также отметить, что корреляция между вымиранием и геомагнитными инверсиями отмечена только для некоторых подразделений органического мира, и даже для них редко устанавливается полное совпадение. Так как некоторые таксоны в прошлом вымирали почти в каждый подпадающий геологическому определению момент времени, мы вправе предполагать, что указанное совпадение не является причиной и следствием. Однако совпадение биозон с некоторыми границами инверсий геомагнитного поля представляет большой интерес, так как палеомагнитный метод позволяет проводить возрастные датировки биозон и, следовательно, корреляцию отдельных разрезов, удаленных на большие расстояния. Особенно важно это в тех случаях, когда по тем или иным причинам имеются неполные геологические разрезы, в которых стратиграфическое расчленение и корреляция обычными методами невозможны.

Таким образом, пока нет достаточных оснований говорить о существовании прямых причинно-следственных связей между инверсиями геомагнитного поля и эволюционными изменениями; не все инверсии сопровождаются вымиранием и (или) возникновением таксонов.

Для выяснения наличия и характера причинно-следственных связей между изменениями различных палеомагнитных характеристик и эволюцией организмов автором были поставлены исследования на древних породах позднедевонского возраста, которые характеризуются спокойным характером геомагнитного поля и отсутствием инверсий. В этих комплексных исследованиях принимали участие палеомагнитологи Т.И. Линькова и Е.В. Колесов и палеонтолог К.В. Симаков [36].

Представляло большой интерес провести комплексные исследования на переходных от девона к карбону осадочных отложениях, содержащих комплекс разнообразных ископаемых организмов. Эти исследования ставили целью сопоставить не моменты инверсий, а колебания интенсивности древнего поля с эволюционными изменениями различных групп ископаемых.

Напряженность древнего геомагнитного поля в изученных разрезах

(исследования проводились на Омолонском массиве) оказалась не стабильной. Она изменялась от 0,007 до 0,053 Э. Среднее значение напряженности, приведенное к экватору, составляло 0,027 Э. Погрешность при уровне значимости $\alpha = 95$ была 0,0083.

Такая низкая напряженность геомагнитного поля, примерно в 18–20 раз меньше современной, тем не менее не остается постоянной по разрезам. В них отмечаются интервалы, в которых напряженность древнего поля ($H_{др}$) изменяется всего лишь в 2–4 раза. Относительное увеличение $H_{др}$ особенно четко проявляется в некоторых горизонтах разреза р. Устьевого, где в тех же горизонтах фиксируются расцвет групп *Eoendothya communis* и *Quasiendothya kobeytusana*, появление первых каменноугольных эндотир *Laхоendothya concavacamerata* и рылец *Protocaninia molophullum*, а также табулят *Ortoliter*, *Fuchungopora* и др.

Выявленное совпадение уровней первого появления и расцвета указанных групп с увеличением напряженности древнего поля можно объяснить тем, что изменения в интенсивности геомагнитного поля приводят к мутационным изменениям в некоторых организмах.

Таким образом, проведенные наблюдения по изучению влияния магнитного поля на организмы в период однополярного относительно спокойного геомагнитного поля в отсутствие инверсий показали, что и в этом случае отмечаются флуктуации напряженности магнитного поля, которые, по-видимому, оказывают влияние на эволюцию организмов [36]. Приведенные результаты комплексных исследований показали:

1. Использование радиометрических методов и особенно γ -метода позволяет проводить точную стратификацию с маркированием верхней зоны прямой полярности Брюнес. Это, в свою очередь, дает возможность привязать палеомагнитные разрезы к геохронологической палеомагнитной шкале, а следовательно, проводить детальное расчленение всего разреза с определением возраста. Сопоставление результатов определения скоростей осадконакопления, полученных по двум указанным методам, свидетельствует о том, что палеомагнитный метод в большинстве случаев дает заниженные значения скоростей седиментации.

2. Палеомагнитные и радиоляриевые исследования, проведенные в Индийском океане, не подтвердили прежде всего положения о том, что биостратиграфические зоны Дж. Хейса повсеместно совпадают с моментами инверсий геомагнитного поля, иначе говоря, их временные границы оказываются датированными в абсолютной шкале с такой же точностью, как и в периоды прямой и обратной полярности. Как следует из приведенных здесь материалов, необходимо учитывать неравномерность распределения тех или иных видов-индикаторов радиоляриевых зон прежде всего в связи с климатической зональностью. Тем не менее использование радиоляриевой стратиграфии позволяет наиболее эффективно проводить палеомагнитную стратиграфию не только для плиоцен–плейстоценового возраста, но и для более древних отложений, используя керны глубокого бурения.

3. Аналогичные выводы следуют из сопоставления палеомагнитных и диатомовых зон. Для разных климатических зон на одних и тех же палеомагнитных горизонтах показательны разные виды. Полученные соотношения между палеомагнитными и диатомовыми зонами в субантарктической, северной, тропической и экваториальной областях позволяют коррелировать позднечетвертичные отложения всей тихоокеанской области независимо от климатической зональности.

4. Установленные коррелятивные связи между палео- и биоэонами не

позволяют говорить о наличии прямого биомагнитного эффекта инверсий, так как не все инверсии сопровождаются вымиранием и (или) возникновением таксонов. Отмечено влияние флуктуаций напряженности геомагнитного поля на мутационные изменения в некоторых организмах при отсутствии инверсий.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений привлекает внимание по многим причинам. Во-первых, донные осадки меньше, чем континентальные, подвержены наложенным процессам, во-вторых, изучение их в континентальных разрезах затруднено имеющимися место в этот период значительными тектоническими процессами, резкими изменениями климата, а также наличием перерывов в процессе седиментации. Так, на Северо-Востоке СССР почти нет непрерывных плиоцен-плейстоценовых разрезов, чаще всего в них отсутствуют пограничные слои, сопоставляемые в палеомагнитной шкале с событием Олдувей [44].

Актуальность этих исследований в океане вызвана еще и тем, что именно к этому возрастному интервалу приурочены находки полезных ископаемых, в частности железо-марганцевых конкреций.

Поэтому большой интерес и практическое значение представляет проведение детальных палеомагнитных исследований верхнекайнозойских отложений, образовавшихся в эпохи Брюнес и Матуяна. Кроме того, изучение поведения геомагнитного поля в спокойный (эпоха Брюнес) и инверсионный (инверсия Матуяна—Брюнес) режимы перспективно в связи с возможностью установления индивидуальных черт для идентификации этих эпох в палеомагнитных стратиграфических разрезах.

ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПОХИ БРЮНЕС

Поведению геомагнитного поля в эпоху прямой полярности Брюнес и кратковременным изменениям полярности в ней (экскурсам, эпизодам, флипам) уделено много внимания, но до сих пор вопрос о достоверности существования кратковременных событий остается открытым. В работах ряда исследователей были выделены следующие события: Лашамп [119, 142, 197], Блек [140, 141, 210], Одинцово-Галич [94], Гетенбург [192], Бива [166, 231], Олби [153], Элберг [190], Лостуан-Крик [208] и др. [139, 141, 145, 193, 219]. Но вопрос реального отражения ими инверсий геомагнитного поля является дискуссионным. Как известно, необходимыми условиями внесения в геохронологическую палеомагнитную шкалу эпох и событий являются их глобальный характер и установление одновозрастных инверсий как по осадочным, так и по изверженным породам [198].

Однако вышеуказанные события, как правило, не имеют глобального характера распространения, а обнаруживаются лишь для отдельных регионов; их можно подразделить на эпизоды, выделенные по осадочным и по изверженным породам. Остановимся подробно на методике их выделения. На лавах Лашампского вулкана обнаружено событие Лашамп [119], возраст которого, определенный К—Аг-методом, 20—30 тыс. лет. Позже

возраст этого события был удревлен (45 тыс. лет) [145, 149]. С ним было сопоставлено событие, обнаруженное на лавах Pue de Verme, Chaine des Puude, France, возраст которых от 20 до 87 тыс. лет [118].

По базальтам Олби также было выделено событие, которое сопоставлялось с событиями Лашамп и Бива [158]. К сожалению, не проводилось лабораторных исследований с целью установления самообращения намагниченности, имеющих место при повторных нагревах ферритмагнитных минералов выше точки Кюри [189].

Для выделения событий по одновозрастным отложениям были проведены палеомагнитные исследования осадков с определением возраста в другом районе земного шара, на оз. Mono Lake в Калифорнии [142]. В то же время по вулканическим формациям идентичного возраста на четырех лавовых потоках Реюньона, одном потоке Нунивака в Исландии, на Аляске, в Калифорнии и на о-ве Галапагос [127, 128, 136, 185] зафиксирована обратная полярность, все образцы намагничены по направлению современного магнитного поля.

Таким образом, взаимная корреляция одновозрастных разрезов указывает на ошибочность выделения разнополярных горизонтов в палеомагнитных событиях.

Существуют еще большие трудности для достоверного выделения флипа Гетенбург, события Одиново-Галич и других, зафиксированных в осадочных горных породах [218].

Следует учитывать ряд факторов, которые могут привести к изменению знака вектора естественной остаточной намагниченности, а следовательно, к появлению псевдоинверсий в донных отложениях. Возможными причинами последних являются различные виды деформаций: 1) локальные, возникающие *in situ* при осаждении частиц на крутых склонах океанического ложа; 2) смятие и перемещение уже осадившихся частиц мутьевыми потоками; 3) образующиеся при выталкивании колонок из трубок; 4) возникающие при отборе и хранении образцов, особенно при их замораживании.

Возникновение псевдоинверсий в результате деформаций подробно изучено многими учеными-палеомагнитологами, членами комитета по Программе международной геологической корреляции (P. Bonadonna, N. Bonhommet, K. Creer, K. Kitazawa, G. Kukla, T. Opdyke, T. Watkins), и проиллюстрировано в работах Г. Куклы с соавторами [175, 176]. В то же время Д. Кеннет показал, что наличие деформаций не может быть выявлено с помощью методов магнитной чистки. В частности, при размагничивании переменным магнитным полем и определенных деформациях осадка возможно появление событий, аналогичных флипу Гетенбург [222].

Многие исследователи связывают существование этих коротких эпизодов геомагнитной полярности с наличием недипольной составляющей магнитного поля Земли в течение инверсий [179, 180, 182, 183, 194, 203, 219] или с существованием смещенного диполя и двух малых аксиальных диполей, момент которых может иметь противоположную основному диполю полярность [229].

Анализ ориентировки I_n показывает, что разброс векторов объясняется вековыми вариациями геомагнитного поля на протяжении последних 600 тыс. лет; при этом вариации должны иметь характерные особенности лишь в локальных масштабах [138, 185]. Такое предположение подтверждают материалы по изучению аномальных возмущений геомагнитного поля на породах плиоцена-плейстоцена, зафиксированных в Приобском плато [86]. Механизм изменения направления вектора в зависимости от морфо-

логии рельефа дна показан выше. Влияние подводного оползания — смятие, перемещение осадочного слоя мутьевыми потоками — отмечено рядом исследователей [114, 229]. На необходимость учета ошибок “наклонения и осаднения, а также ошибку, связанную с течением”, указывалось А.Н. Хромовым.

Таким образом, существование посториентационных деформаций, невозможность их выявления при размагничивании переменным магнитным полем, невозможность установления первоначального положения образца во время его осаднения приводят к появлению псевдоинверсий.

Критерием достоверности кратковременных изменений геомагнитного поля являются получение идентичных между собой данных в параллельных разрезах, удаленных на большие расстояния друг от друга, и проведение двойного или тройного отбора образцов из трубок большого диаметра [22]. Отсутствие свидетельств глобальности выделенных эпизодов и экскурсов показывает, что записи их в донных отложениях по целому ряду причин (в результате постседиментационных процессов, малой скорости осадконакопления и других указанных выше) оказываются стертыми.

Длительные процессы выветривания и действие поверхностных вод затрудняют выделение событий в континентальных осадочных отложениях. При отсутствии этих воздействий для выделения событий все равно необходимы определение вида естественной остаточной намагниченности, учет литологических изменений в осадочной толще, вариаций интенсивности остаточной намагниченности по разрезу. На зависимость интенсивности остаточной намагниченности от углеродного содержания в осадке обратил внимание Р. Томпсон [217], который предполагает, что интенсивность I_n контролируется биологической активностью, а не изменением геомагнитного поля.

Представляется вероятным, что именно увеличение биологической активности, а следовательно, появление карбонатных осадков ведет к резкому уменьшению интенсивности остаточной намагниченности. Это, в свою очередь, вызывает увеличение погрешности измерения вектора \vec{I}_n , увеличение вариаций склонения и наклонения, что может также явиться причиной появления ложных событий. Подтверждением появления псевдоинверсий являются работы Д. Кента [169] и Х. Джонсона [166, 164].

Выделение коротких эпизодов полярности геомагнитного поля на моренных и ледниково-осадочных отложениях показало, что для них, по мнению ряда исследователей [32, 88], характерно наличие ферримагнитной фракции различного гранулометрического состава (от 1 мкм до нескольких миллиметров). Плохая сортированность минерала — от самого мелкого (глина) до очень крупного (галька, гравий) — приводит к тому, что намагниченность морен состоит из двух компонент: систематической и случайной. Существование последней объясняется наличием гравийно-галечной функции [188]. В этом случае в зависимости от величины коэффициента кучности возможно появление “обратных” горизонтов. По статистике Фишера, каждый четвертый вектор \vec{I}_n в среднем попадает на обратную полусферу, что ошибочно интерпретируется как признак наличия обратной компоненты намагниченности [87].

Комплексные палеомагнитные, литологические, биостратиграфические и радиологические исследования глубоководных донных осадков многочисленных колоннок в Тихом и Индийском океанах не подтвердили наличия обратномагнитных событий в эпохе Брунес [50, 93, 52]. Тем не менее во время 21-рейса нис “Дмитрий Менделеев” в северо-западной части Тихого океана было обращено внимание на поиск в эпохе Брунес обратно-

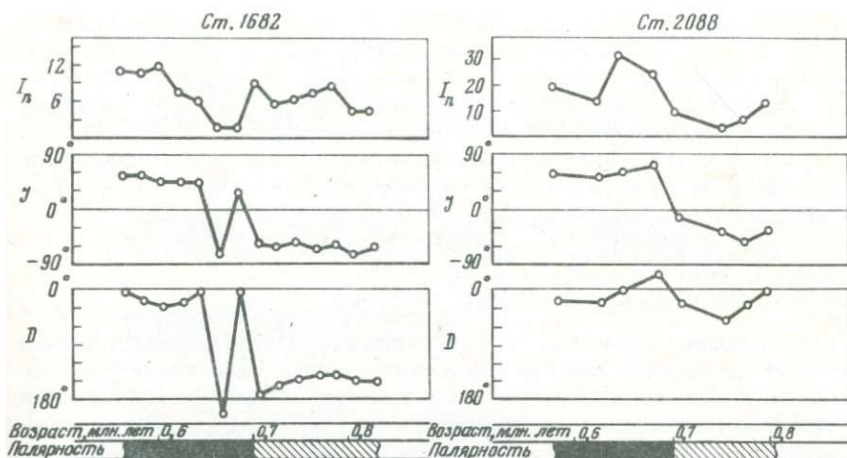


Рис. 41. Изменение склонения D , наклонения J и величины остаточной намагниченности в интервале перехода геомагнитной полярности

намагнитенных горизонтов. Работы проводились на параллельных разрезах колонок из одного полигона с двукратным отбором образцов. Колонки со следами неперпендикулярного вхождения в грунт (по литологическим данным) и углом поворота наклонения I_n не рассматривались. Не проводился также отбор образцов из верхних частей колонок, где осадок был недостаточно уплотнен. Существование перерывов отмечалось при литологических и биостратиграфических исследованиях. Изучение рельефа дна до опускания трубок обеспечивало отбор образцов в более или менее выложенных участках дна с минимальной возможностью проведения работ на очень крутых склонах, в местах оползней, а также действия суспензионных потоков и сильных донных течений.

Образцы помещались в полистироловые кубики (длина ребра 24 мм). Все части колонок ориентировались по отношению к верхнему слою и друг к другу. Измерения проводились на борту судна, что исключало погрешности, связанные с хранением и транспортировкой образцов. Для определения вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) использовался измеритель остаточной намагниченности ИОН-1 (морской вариант с чувствительностью $5 \cdot 10^8$ ед. CGSM).

Для всех образцов проводились лабораторные исследования стабильности вектора \bar{T}_n (\bar{H} -, T -чистка). После выделения стабильной части вектора ЕОН была определена природа намагниченности (химическая или ориентационная).

Терромагнитный анализ показал, что в изученных колонках носителем намагниченности является магнетит ($T_C = 573^\circ\text{C}$) и в небольших количествах маггемит ($T_B = 300^\circ\text{C}$). Тот факт, что ферримагнитная фракция представлена в основном обломочным магнетитом, подтверждает ориентационную природу ЕОН.

На рис. 41 представлены палеомагнитные характеристики колонок, которые иллюстрируют только верхние части разрезов, охватывающие эпоху Брунес и инверсионный интервал Матуяма—Брунес.

Для магнитной характеристики разрезов и сопоставления различных колонок использовались не только вариации склонения и наклонения, но

и величина остаточной намагниченности, так как в этих колонках магнитный и минералогический составы существенно не менялись. Для сопоставления выборочно по двум колонкам проведено определение величины напряженности древнего магнитного поля в трех интервалах: обратной полярности, прямой полярности и в момент инверсии.

Для всех исследованных колонок Тихого и Индийского океанов и Баренцева моря не обнаружена обратная полярность в эпохе Брюнес. В то же время четко выделяется инверсия Матуяма—Брюнес.

ШКАЛА ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ ПО ДОННЫМ ОСАДКАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

Геохронологическая палеомагнитная шкала А. Кокса, на сопоставлении с которой базируются все плиоцен-плейстоценовые палеомагнитные разрезы, все время детализируется и уточняется. Исследования морских плейстоценовых осадков в последние годы не подтвердили наличия событий в эпохе Брюнес. Открытым до сих пор остается вопрос о существовании двух или трех прямонамагниченных событий в обратнопольярной эпохе Матуяма. За указанный период получен ответ только на один вопрос — о существовании события Гилза. Повторные определения возраста, проведенные на потоках ущелья Олдувей, осадках их подстилающих, а также изучение глубоководных донных отложений с датированием возраста различными методами показали, что самостоятельного события Гилза не существует [225].

К. Громме и Р. Хей [152] предложили в этом случае опустить термин "Гилза", а большое событие в эпохе Матуяма с возрастом около 2 млн. лет назвать "Реюньон".

Одновременно были начаты работы в районе подводного хребта Рейкьянес по профилям магнитных аномалий [214]. При интерпретации результатов, полученных при этой съемке, было выделено только два события, самое большое из них включало изохрону около 2 млн. лет. Тем не менее в настоящее время в некоторых работах по магнитостратиграфии плиоцена-плейстоцена Италии [171] и Японии [191, 161, 109] выделяют в эпохе Матуяма три, а иногда и четыре события: Харамильо, Гилза, Олдувей, Реюньон.

В то же время при проведении палеомагнитной стратиграфии с датированием отдельных горизонтов биостратиграфическими, изотопными и трековыми методами выделено только два события, возраст большого события определен в пределах 1,62—1,83 или 1,67—1,85 млн. лет и везде идентифицируется как событие Олдувей [20, 106, 143, 150, 165, 195, 200, 226, 227, 42, 107, 148, 157].

В палеомагнитных шкалах, построенных на основе данных интерпретации магнитных аномалий, выделяется только два события [177, 178, 184, 215, 216].

Как известно, возможность выделения событий при изучении колонок донных отложений определяется выполнением целого ряда условий. Во-первых, для того чтобы выделить событие малой временной протяженности, необходимо использовать разрезы, где большие скорости осадконакопления, как, например, в Черном море [21]. В изученных нами колонках из глубоководных котловин Тихого и Индийского океанов такая скорость седиментации составляла 7—9 мм в тысячу лет. Во-вторых, проводилась корреляция по колонкам с разной скоростью осадконакопления, это осуществлялось при проведении работ по меридиональным и широтным разрезам. В-третьих, учитывалась разрешающая способность метода, кото-

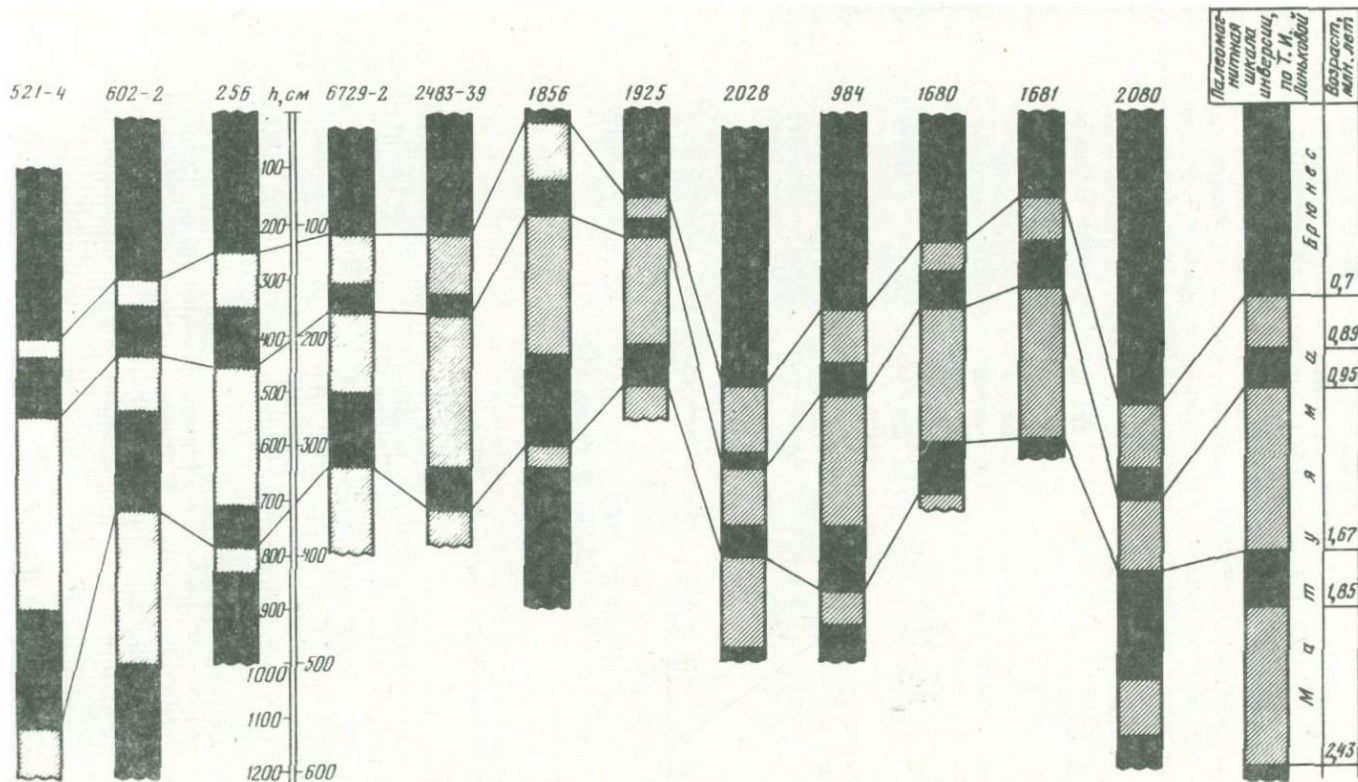


Рис. 42. Сводная палеомагнитная шкала инверсий по плиоцен-плейстоценовым донным отложениям Мирового океана

рая в основном определяется размером образца для палеомагнитного изучения. В проведенных исследованиях размер образца по длине колонки составлял 24 мм, что при скоростях осадконакопления от 0,5 до 9 мм в тысячу лет соответствует 48–2,6 тыс. лет, для большинства глубоководных осадков – 7–10 тыс. лет. События продолжительностью менее 2,5 тыс. лет в наших исследованиях зафиксированы быть не могут. В-четвертых, наиболее достоверными являются результаты, полученные при полигонной системе работ на параллельных разрезах. Это также было учтено при работе в 21-м рейсе нис “Дмитрий Менделеев”. В-пятых, существенным является выделение событий в осадках разных литологических типов, поэтому желательным проводить сопоставление разрезов колонок, взятых из различных районов океана и с разных глубин. Такие сопоставления были проведены как в пределах Тихого океана, так и при корреляции с разрезами, полученными в другом полушарии и в окраинных морях.

Как уже указывалось ранее, при исключении погрешностей, связанных с отбором образцов, в палеомагнитных разрезах не только Тихого и Индийского океанов, но и Баренцева и Японского морей не обнаружено событий в эпохе Брюнес и выделены только два события в эпохе Матуяма (рис. 42).

Использование биостратиграфических данных по диатомеям, радиоляриям, наннопланктону, а также изотопных методов определения возраста отложений показало, что в изученных донных осадках выделяются в эпохе Матуяма события Харамильо и Олдувей [40, 42, 47, 52, 50, 54, 181].

Поэтому для плиоцен-плейстоценовых абиссальных осадков предлагается следующий вариант шкалы палеомагнитных инверсий: эпоха Брюнес – прямая полярность, возраст границы эпох Матуяма – Брюнес 0,7 млн. лет; эпоха Матуяма – обратная полярность с двумя событиями прямомагнитности: Харамильо (0,89–0,95 млн. лет) и Олдувей (1,67–1,83 млн. лет) (см. рис. 42); возрастные интервалы приняты по проекту МПГК № 41 “Граница неогена и четвертичного периода” (1979 г.).

ПОВЕДЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ИНВЕРСИИ МАТУЯМА–БРЮНЕС

Изучение характерных черт отдельных инверсий, начатое в 50-е годы, является актуальным и в настоящее время по многим причинам представляет большой интерес [20, 21, 76]. Противоречивость полученных результатов для инверсионных режимов геомагнитного поля требует дополнительного исследования хотя бы одной уверенно датированной инверсии, выделенной в удаленных друг от друга точках земного шара [212, 217]. Остановимся на изменениях геомагнитного поля в период инверсии Матуяма–Брюнес, зафиксированной в глубоководных осадках Тихого и Индийского океанов и Баренцева моря.

Во всех полученных разрезах уменьшение интенсивности геомагнитного поля начинается до инверсии. В момент инверсии интенсивность минимальна, затем она постепенно возрастает (см. рис. 41).

Напряженность древнего поля определялась безнагревным методом двумя способами:

1. Сравнение величины естественной остаточной намагниченности и идеальной намагниченности тех же образцов, полученной в лабораторном поле ($H_{\text{лаб}} = 0,533$). Величины I_n и I_{pi} сравнивались после воздействия на образец переменного магнитного поля $\tilde{H} = 50 \text{ Э}$ (метод Леви, Бэннерджи). Этот

Таблица 13

Значения напряженности древнего магнитного поля (безнагревный способ)

Ст. 1680				Ст. 1681			
Номер образца	K_J	K_Δ	Возраст, млн. лет	Номер образца	K_J	K_Δ	Возраст, млн. лет
60	0,35	0,37	0,37	50	0,60	0,49	0,43
75	0,44	0,46	0,46	65	0,30	0,34	0,53
90	0,43	0,40	0,55	75	0,06	0,07	0,64
110	0,12	0,20	0,67	85	0,20	0,12	0,72
115	0,12	0,10	0,73				

Примечание. Номер образца соответствует расстоянию в сантиметрах от верха колонки. Возраст определен по скорости осадконакопления. Методы сравнения идеальной и остаточной намагниченностей: K_J — по кривым размагничивания в переменном магнитном поле, K_Δ — по коэрцитивным спектрам.

способ позволяет определить относительное изменение интенсивности геомагнитного поля на выбранном участке колонки путем определения коэффициента $K_J = I_n (\dot{H} = 50 \text{ Э}) / I_{ri} (\dot{H} = 50 \text{ Э}) \approx H_{др} / H_{лаб}$.

2. Сравнением коэрцитивных спектров размагничивания указанных выше намагниченностей (метод Багиной—Петровой). Возможность применения этого способа для осадочных пород очевидна в связи с наличием в донных осадках тонкодисперсных магнетитовых зерен однодоменных и псевдооднодоменных. Значение коэффициента K_Δ определялось по относительно горизонтальному участку кривых $\Delta I_n / \Delta I_{ri}(\dot{H})$: $K_\Delta = \Delta I_n / \Delta I_{ri} \approx H_{др} / H_{лаб}$. При условии, что интенсивность поля на рубеже 0,4 млн. лет близка к современной с учетом широты места отбора образцов, примем ее равной единице. В этом случае по коэффициентам K_J и K_Δ можно проследить относительное изменение напряженности поля в интервале времени 0,73—0,40 млн. лет на примере двух колонок из северо-западной части Тихого океана (табл. 13). Как видно из табл. 13 и рис. 41, напряженность геомагнитного поля уменьшается до наступления инверсии, резко падает на границе инверсии ($0,3 \cdot H_{0,4}$ для осадков ст. 1680 и $0,2 \cdot H_{0,4}$ для осадков ст. 1681), а затем — возрастает. Вероятно, около самой инверсии величина напряженности древнего поля уменьшается еще сильнее, но определить ее не было возможности в связи с большим размером образцов.

Для разных разрезов донных отложений зафиксирован неодинаковый характер изменения элементов земного магнитного поля. Так, для колонок ст. 984, 520-Р, 2044 отмечается одновременное изменение склонения и наклона I_n . Для колонок ст. 1680 отмечено несинхронное изменение элементов поля, угол поворота склонения на 180° опережает угол поворота наклона. Характерно, что в момент поворота вектора \vec{I}_n в разрезах этих колонок и колонки ст. 2028 происходит кратковременный возврат в первоначальное положение склонения (ст. 2044) или склонения и наклона (ст. 1680 2028, 1682).

Для колонок ст. 2088, 2028 и 2044, расположенных в высоких широтах (ст. 2028: $\varphi = 72^\circ 25'$ с.ш., $\lambda = 36^\circ 67'$ в.д.; ст. 2088: $\varphi = 68^\circ 85'$ с.ш., $\lambda = 5^\circ 80'$ в.д.; ст. 2044: $\varphi = 76^\circ 50'$ с.ш., $\lambda = 47^\circ 8'$ в.д.), склонение не является показательным, но в период инверсии наблюдаются заметные вариации D (см. рис. 41).

Таким образом, характерным в поведении геомагнитного поля является

уменьшение его интенсивности, которое по большинству изученных колонок начинается раньше и продолжается дольше, чем происходит изменение направления вектора ЕОН. Внутри интервала перехода интенсивность магнитного поля составляет примерно 20% от интенсивности после перехода. Имеют место как синхронные изменения склонения и наклона в инверсии, так и неодинаковые — поворот склонения опережает наклонение.

Выявленное индивидуальное поведение геомагнитного поля в период инверсии Матуяма—Брюнес имеет большое практическое значение, особенно в тех случаях, когда верхние части разреза отсутствуют и нет уверенности только по выделенным зонам прямой и обратной полярности идентифицировать полученную инверсию.

ТРАЕКТОРИЯ ВИРТУАЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА В ПЕРИОД ИНВЕРСИИ МАТУЯМА—БРЮНЕС

Определение координат виртуального геомагнитного полюса (ВГП) проводилось по средним значениям склонения и наклона, когда склонение верхней части разрезов в эпохе Брюнес принималось равным 0° . Значения координат полюса определялись по общепринятой методике [98]. Измерения проводились по единичным образцам с одного горизонта, причем каждый горизонт несет информацию об изменении геомагнитного поля в течение нескольких тысячелетий.

Траектории ВГП по нескольким колонкам донных осадков, взятым в разных частях Мирового океана, оказались неодинаковыми для интервала перехода Матуяма—Брюнес (рис. 43). Везде наблюдается быстрое смещение полюса в момент инверсии и замедленное блуждание его около положения современного полюса.

По данным большинства колонок в период инверсии не наблюдается петлеобразных движений полюса, охватывающих земной шар; исключения составляют траектории ВГП, полученные по материалам колонки ст. 1680.

Траектории ВГП для колонок ст. 984, 1680, 1681 проходят в центральной части Тихого океана, вблизи Австралии, через Аляску и Северную Америку к современному южному магнитному полюсу. Параллельно, но восточнее, через Южную Америку, проходит траектория ВГП, полученная по материалам колонки ст. 520-Р; еще восточнее, через Африку, Центральную Европу и Гренландию, проходит траектория ВГП, полученная по материалам колонки ст. 7417 (см. рис. 43).

Траектория ВГП и разнообразный характер ее движения говорят о сложности явлений внутри земного ядра и об увеличении относительной роли региональных магнитных аномалий в момент инверсии геомагнитного поля.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Изучению процесса океанической седиментации уделено большое внимание советских геологов. В работах П.Л. Безрукова, А.П. Лисицына, Н.М. Страхова, И.О. Мурдмаа [27, 60, 68, 92] и др. процесс осадкообразования рассматривается в широком взаимодействии с многочисленными природными явлениями, определяющими в конечном итоге его характер.

Определение скоростей осадконакопления в океане представляет до настоящего времени большую проблему. Значения их в каждом конкретном случае зависят, во-первых, от многих условий и, во-вторых, от погрешностей методов, используемых для их вычисления. Поэтому вели-

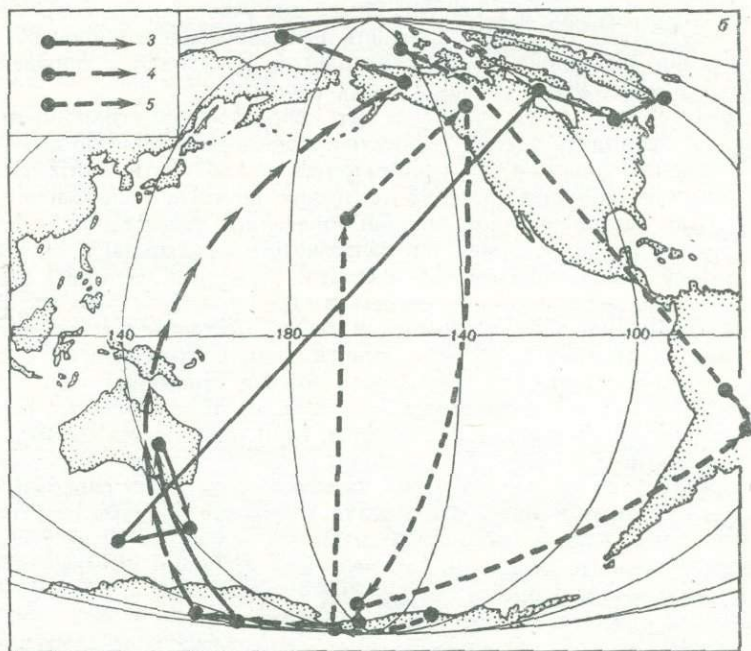
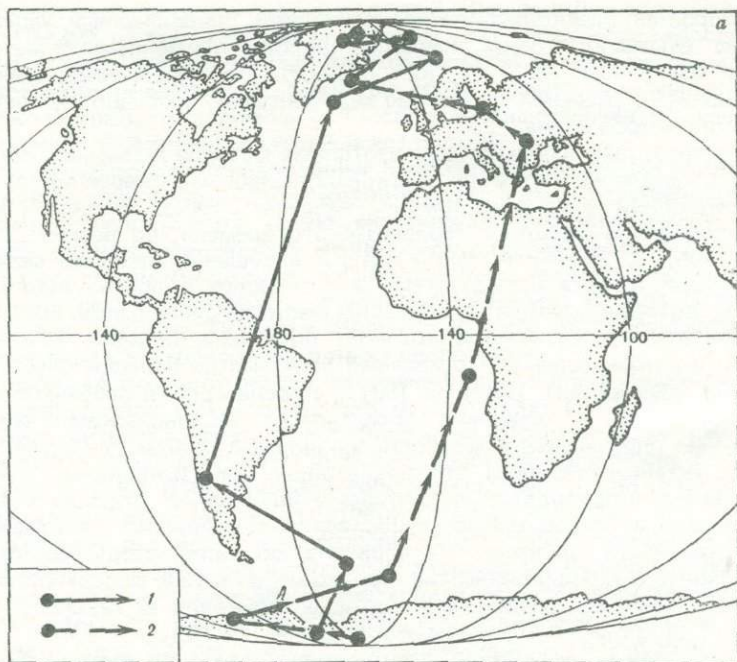


Рис. 43. Траектория движения виртуального геомагнитного полюса для инверсий Брюнес-Матуяма

а — западное полушарие, станции: 1 — 520-Р, 2 — 7417; б — восточное полушарие, станции: 3 — 984, 4 — 1680, 5 — 1681

чины скоростей осадконакопления носят лишь приближенный характер. Как уже отмечалось ранее, наиболее широко применяемым методом является изотопный, но и он, как правило, дает заниженные значения по сравнению с реальной скоростью седиментации, особенно для первых нескольких метров керна.

Кроме того, при использовании изотопных методов возможны погрешности в определении скорости осадконакопления из-за неравномерности, скачкообразности осадконакопления, наличия скачка, который протекает мгновенно в масштабе геологического времени, но весьма результативно [95]. К причинам таких резких нарушений процесса седиментации следует отнести прежде всего тектонические и другие эндогенные процессы, которые приводят к имеющим место на дне обвалам, оползням, мутьевым или суспензионным потокам, последние, подобно селевым и снежным лавинам, переносят осадочный материал на большие расстояния [60]. Как отмечал А.П. Лисицын [59], "строение дна, в особенности дна коренного ложа, в основном определяется тектоническими силами. Именно ими определены, в частности, подводные хребты, глубоководные впадины, океанические валы, отдельно стоящие горы и вулканы". Сейсмические явления приводят к поднятиям и опусканиям отдельных частей ложа океана, а следовательно, существенно сказываются на отдельных этапах осадочного процесса. На величину скоростей осадконакопления могут влиять гидродинамические процессы, а также поверхностные и придонные течения, воздействие которых приводит к переносу части осадочного покрова и к условиям неосаждения [27, 92].

Палеомагнитные результаты подтверждают сложную картину распределения осадков в океане и наличие на его дне участков, где современные осадки отсутствуют [42, 52]. Сложность и неравномерность процесса осадконакопления заставляют палеомагнитологов относиться к определению скоростей седиментации с большой осторожностью.

Палеомагнитный метод позволяет при использовании геохронологической шкалы проводить оценку скоростей осадконакопления по длине изученных колонок только в том случае, когда палеомагнитные стратиграфические разрезы сопоставляются с теми или другими палеомагнитными эпохами. Для достоверной корреляции полученных разрезов по колонкам необходимо, во-первых, привязать палеомагнитные разрезы к определенному участку геохронологической шкалы и, во-вторых, доказать отсутствие в нем стратиграфических перерывов. Для привязки верхних частей разрезов удобно, как это указывалось ранее, использовать γ -спектральный метод, подтверждающий или опровергающий отнесение их к эпохе Брунес. Наличие перерывов в колонках донных отложений часто трудно установить только по литологическим данным, здесь большую помощь оказывают биостратиграфические методы, но и они становятся бессильны в немых осадочных толщах. Это приводит к тому, что часто в палеомагнитных разрезах либо из рассмотрения выпадают отдельные события, либо имеющиеся события и эпохи отражаются в разрезах толщами с сокращенной мощностью. Кроме того, палеомагнитные исследования не дают возможности установить мощность верхней части колонки, которая нередко бывает сокращена в процессе отбора керна со дна океана. Это отсутствие достоверного признака сохранности в колонке ее самых верхних слоев является существенным недостатком при использовании палеомагнитного метода с целью определения скоростей осадконакопления.

Серьезным фактором, влияющим на определение темпов седиментации, является то, что в каждом конкретном случае нельзя установить величину

уплотнения осадков при взятии их пробоотборными трубками, особенно в момент выталкивания колонок из труб. Иногда такое уплотнение достигает 10–30% от реальной длины колонки [92]. Указанные недостатки приводят к занижению скоростей седиментации по палеомагнитным данным, поэтому при расчете их, особенно для эпохи Брюнес, полученные значения являются пределом величины скорости осадконакопления; по всей вероятности, истинные значения часто бывают больше.

Ряд зарубежных исследователей проводят расчет скорости седиментации как среднее по всей длине колонки [200, 174]. Представляется неправомерным использовать такую методику в широком плане, ибо по целому ряду причин трудно найти участки океанического дна, где бы скорость осадконакопления не изменялась существенно в течение 2–3 млн. лет. Полученные результаты показывают, что для большинства изученных колонок Тихого и Индийского океанов наблюдается резкое изменение темпов седиментации по длине колонок.

В табл. 14 скорости осадконакопления определялись в предположении, что граница эпох Матуяма–Брюнес соответствует 0,7 млн. лет. В эпохе Матуяма интервал обратной полярности до события Харамильо продолжается 0,98–0,95 млн. лет; интервал обратной полярности до события Олдувей – 1,62–0,95 млн. лет; событие Олдувей – 1,83–1,62 млн. лет; граница эпох Гаусс–Матуяма соответствует 2,43 млн. лет.

Изменения скоростей седиментации на отдельных горизонтах колонок в различных районах океана разные, значения их варьируют по многим причинам, тем не менее общей тенденцией является значительное уменьшение скорости осадконакопления во временной интервал 0,95–1,62 млн. лет. На принципиальную возможность уменьшения скорости седиментации в геологическом прошлом указывал Х. Менард [190]. В то же время осредненные значения скоростей седиментации по длине колонок довольно близки к значениям для верхних слоев (см. табл. 14). Средние значения скоростей осадконакопления по длине колонки позволяют сравнивать различные районы Мирового океана. Естественно, они не дают возможности судить о темпах седиментации в отдельные моменты геологической истории, в течение которой имеют место перерывы и скачкообразные изменения скорости осадкообразования.

Итак, изучение поведения геомагнитного поля показало:

1. Детальные палеомагнитные исследования донных отложений эпохи Брюнес не обнаружили в ней обратнопольных горизонтов, которые можно было бы выделить в события.

2. В нескольких единичных колонках из сотен изученных наблюдаются флуктуации наклонения, относящиеся только к верхним частям колонок, в которых присутствуют неуплотненные осадки.

3. По глубоководным донным отложениям в эпохе Матуяма выделяется два, а не три прямомагнитных события.

4. Для донных отложений предложен обобщенный вариант шкалы палеомагнитных инверсий, в котором граница эпох Матуяма–Брюнес принимается за 0,7 млн. лет; граница эпох Гаусс–Матуяма – за 2,43 млн. лет; временные интервалы событий: Харамильо – 0,89–0,95 млн. лет; Олдувей – 1,67–1,83 млн. лет.

5. Определены индивидуальные черты геомагнитного поля в период инверсии Матуяма–Брюнес: а) изменение направления геомагнитного поля везде сопровождается уменьшением его напряженности; б) в период инверсии напряженность геомагнитного поля составляет не более 20% от интенсивности после инверсии; в) изменение напряженности поля насту-

Таблица 14

Изменение скоростей осадконакопления по длине колонки, мм/1000 лет

Номер станции	Эпоха Брунес	Эпоха Матуяма					Средняя скорость
		Интервал R-полярности	Событие Хара-милё	Интервал R-полярности	Событие Олдувей	Интервал R-полярности	
Баренцево море							
2028	3,2	2,9	4,1	0,6	0,9	1,9	2,1
2044	3,1	11,5	11,6	0,6	2,38	0,08	2,5
2073	1,0	1,6	3,3	0,4	1,43	0,5	0,8
2072	1,2	1,5	5,8	0,3	0,7	0,2	0,8
2080	3,9	1,8	5,8	1,0	1,9	0,5	2,1
2050	5,6	1,6	2,5	0,7	4,8	1,0	2,7
Тихий океан							
987	0,7	0,4	2,0	0,3	1,3	0,5	0,6
995	2,8	1,0	2,0	0,3	0,9	—	1,4
996	0,9	1,2	1,6	0,7	3,8	0,7	1,2
411	2,8	7,7	1,3	0,8	0,33	0,4	2,3
6277—3	1,3	2,1	2,5	1,22	0,5	—	1,3
6729—2	1,6	2,3	4,5	1,1	3,3	1,1	1,6
1680	1,6	2,0	3,5	1,9	2,2	0,1	1,5
1925	1,1	1,0	1,7	1,5	2,1	0,7	1,2
1936—13	1,0	1,7	1,8	2,2	3,0	0,2	1,3
520—P	1,2	2,2	1,8	0,2	0,8	0,5	0,8
Японское море							
2520—9	3,5	4,3	2,0	3,1	—	—	—
2512—17	5,4	7,9	3,4	—	—	—	—
2474—20	1,1	1,3	2,1	2,7	3,2	1,0	—
2474—27	1,4	1,6	1,8	2,1	1,2	—	—
2483—33	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—
2483—39	1,6	2,8	1,5	2,1	1,6	3,9	—

пает раньше, чем изменение направления; г) в момент инверсий наблюдается дисперсия направления \bar{I}_n ; д) имеют место как синхронные изменения направления склонения и наклонения, так и неодинаковые.

6. Аналогичные характерные черты геомагнитного поля в инверсионный интервал Матуяма—Брунес обнаружены и для континентальных отложений, что позволяет идентифицировать эту инверсию тогда, когда верхние части разреза отсутствуют.

7. Траектории ВГП в период инверсии Матуяма—Брунес для различных частей Мирового океана оказались неродинаковыми, что свидетельствует о сложности явлений проходящих внутри земного ядра и, по-видимому, мультипольном характере геомагнитного поля в это время.

8. Определение темпов седиментации по палеомагнитным данным наталкивается на ограничения, связанные с самой методикой отбора колонок со дна океана. К числу недостатков, которые приводят к занижению значений скоростей седиментации по сравнению с истинными, следует отнести отсутствие достоверного признака сохранности в колонке ее самых верхних слоев, что приводит к сокращению мощности отложений. Кроме того, нельзя также установить величину уплотнения осадков при взятии их пробоотборными трубками и в момент выталкивания колонок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии приведены результаты начатых в СССР автором палеомагнитных исследований абиссальных осадков Мирового океана, освещены основные проблемы, связанные с палеомагнитной стратиграфией донных отложений, усовершенствована применявшаяся ранее методика отбора и измерений образцов, предложены новые методические решения по лабораторным исследованиям, введен в практику экспресс-метод измерений. Показана перспективность продолжения и интенсивного развития палеомагнитных исследований абиссальных осадков.

Наряду с успехами, достигнутыми в развитии исследований донных отложений Мирового океана, существуют и большие трудности, связанные с наличием „немых“ осадочных толщ, а также с ограниченными возможностями того или иного метода. Поэтому особое внимание в работе обращено на комплексность изучения вещественного состава дна Мирового океана, так как только при всесторонних методах изучения могут быть достигнуты наиболее надежные результаты.

В настоящее время происходит интенсивное изучение донных образований Мирового океана, это требует и расширения палеомагнитных исследований. Начатые еще в 60-е годы первые попытки использования донных отложений показали их пригодность для палеомагнетизма и, в частности, для практического использования с целью стратиграфического расчленения и корреляции. В течение геологической истории жизни порода претерпевает многочисленные вторичные изменения, в осадочных отложениях постседиментационные процессы могут оказать существенное влияние на сохранность вектора остаточной намагниченности. Доказательства первичности ЕОН и соответствия ее возрасту образования осадков лежат в основе всех палеомагнитных построений.

Определение природы ЕОН, по существу, сводится к диагностике ее вида: ориентационной или химической. Выделение ориентационной намагниченности для осадочных пород решает вопрос о первичности ЕОН и синхронности ее образованию отложений. Определены доменная структура и состав ферромагнитной фракции. Наличие стабильной компоненты ЕОН ориентационной природы, созданной тонкодисперсным магнетитом, доказывает первичность намагниченности в изученных осадках.

Учтено негативное влияние систематических и случайных динамических процессов на осаждающиеся частицы.

Исследования донных осадков позволили установить, что ферромагнитные минералы представлены в основном титанистыми магнетитами с высокой точкой Кюри, маггемитом, небольшим количеством гидроокислов железа и пирротинном. Причем, если магнетиты выделены для всех колонок и на различных глубинах, то пирротин и маггемит встречаются лишь фрагментарно.

Дальнейшая работа показала, что методика исследования проб, длительное время хранящихся в лабораториях, обладает рядом существенных не-

достатков. Образование вторичной намагниченности, вязкое перемагничивание, усыхание кернов приводят к погрешностям в определении вектора ЕОН. Поэтому была отработана методика и усовершенствована аппаратура для проведения измерений на борту судна. Отбор образцов приводился с взаимной ориентировкой их по всей длине колонки относительно верхнего слоя.

На борту движущегося судна измерялись магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, а также осуществлялось выделение стабильной компоненты ЕОН с помощью температурной чистки и чистки переменным магнитным полем. Осуществление этих работ потребовало модернизации измерителя остаточной намагниченности и конструирования переносной размагничивающей установки и переменного магнитного поля.

Получение палеомагнитных стратиграфических разрезов в рейсе позволило получить ряд новых интересных результатов. Так, каппаметрия успешно использовалась для дифференциации литологического состава, особенно тогда, когда нет ярко выраженных визуальных изменений. Вариации значений магнитной восприимчивости позволяют определить сразу же до разделки колонки горизонты с повышенной концентрацией ферримагнитных минералов, связанной с поставкой вулканогенного и увеличением терригенного материалов, а также приводить сразу же сопоставление с биостратиграфическими, литологическими и γ -спектральными данными и в очень короткий срок (через 2—3 ч после взятия колонки) решить ряд вопросов.

К числу их следует отнести прежде всего возможность стратификации осадков в колонках и выделение отдельных горизонтов не только литологических, но и палеоклиматических; во-вторых, возможность предварительного определения возраста осадков; в-третьих, определение скоростей осадконакопления; в-четвертых, выделение прослоев с повышенными значениями магнитной восприимчивости как свидетельство наличия вулканогенного материала и, как следствие, нахождение источников сноса; в-пятых, возможность проведения корреляции между отдельными колонками.

Использование экспрессивного метода позволило не только подтвердить крайне изменчивые условия осадконакопления на дне, отсутствие во многих частях Мирового океана осадочного чехла за последний миллион лет, но и провести уточнение геохронологической шкалы. Было подтверждено с использованием биостратиграфических и изотопных методов отсутствие в эпохе Брюнес обратномагнитных событий и наличие в эпохе Матуяма двух, а не трех событий. Для плиоцен-плейстоценовых абиссальных осадков предложен уточненный вариант шкалы палеомагнитных инверсий. Выявление индивидуальных черт в отдельных палеомагнитных эпохах и инверсиях является в настоящее время первоочередной задачей палеомагнитно-стратиграфических исследований. Было проведено изучение поведения геомагнитного поля в эпоху прямой полярности Брюнес и в момент инверсии Матуяма—Брюнес.

Для всех изученных разрезов характерно, что напряженность древнего магнитного поля уменьшается раньше, чем начинаются его направления. Уменьшение величины ЕОН отражает уменьшение напряженности геомагнитного поля в период инверсии R→N. Минимальные значения интенсивности поля отмечаются в момент перехода. Интервал с низкими значениями интенсивности поля охватывает в среднем около 60 тыс. лет, в то время как изменение направления поля продолжается всего лишь от 8 до 20 тыс. лет, т.е. в 3 раза длилнее времени самой инверсии.

Для различных палеомагнитных разрезов наблюдается как синхронное

изменение склонения и наклонения, так и одновременное, когда поворот по склонению происходит раньше поворота наклонения. Траектория ВГП для интервала перехода Матюяма—Брюнес оказалась различной для разных районов.

Комплексные биостратигические и палеомагнитные исследования поставили вопрос о создании магнито- и биостратиграфических схем. Принципиальная возможность сопоставления рубежей палеомагнитной геохронологической шкалы с временными рубежами других шкал, в частности биостратиграфической, не означает в глобальном плане, что они всегда и везде будут совпадать; тем не менее соотношения между ними дают возможность установить закономерности несоответствия, что, в свою очередь, обеспечивает уверенность в принятии тех или иных стратиграфических схем для отдельных периодов развития земли. Показано, по результатам совместных работ, что магнитостратиграфические шкалы имеют лишь региональный характер в связи с неравномерностью развития тех или иных видов-индикаторов биостратиграфических зон.

Проведенные исследования позволили подойти к вопросу о влиянии инверсий магнитного поля Земли на эволюцию микроорганизмов. Существует несколько гипотез, объясняющих причинную связь между геомагнитными инверсиями и биологическими измерениями. Одна из них объясняет вымирание микроорганизмов возрастанием интенсивности ионизирующей радиации в момент инверсии. Другая — связывает инверсии с явлениями, происходящими в верхних слоях атмосферы, и, наконец, третья гипотеза предлагает прямое влияние магнитного поля на организмы.

В настоящее время все больше сторонников находит третья гипотеза. Имеются данные о влиянии сильных и слабых магнитных полей не только на микроорганизмы, но и на птиц, червей, мышей. Тем не менее нет доказательств прямой связи между сменой полярности геомагнитного поля и эволюцией микроорганизмов. Большинство данных о биологическом эффекте инверсий относится к плиоцену-плейстоцену. Влияние предыдущих инверсий не обнаружено даже на те виды, которые эволюционировали и вымирали в последние 2 млн. лет. Следует также отметить, что корреляция между вымиранием и геомагнитными инверсиями отмечена только для некоторых подразделений органического мира, и даже для них редко устанавливается полное совпадение. Так как некоторые таксоны в прошлом вымирали почти в каждый, поддающийся геологическому определению, момент времени, мы вправе предполагать, что указанные совпадения не являются доказательством прямых причинно-следственных связей.

Для выяснения наличия и характера причинно-следственных связей между изменениями различных палеомагнитных характеристик и эволюцией организмов проводились исследования на древних породах позднедевонского возраста, которые характеризуются спокойным характером геомагнитного поля и отсутствием инверсий. Комплексные исследования ставили целью сопоставление не моментов инверсий, а колебаний интенсивности древнего поля с эволюционными изменениями различных групп ископаемых.

Напряженность древнего поля оказалась нестабильной. Было показано, что относительное увеличение напряженности древнего поля совпадает с расцветом некоторых групп кораллов (эндотир, ругоз, табулят). Таким образом, можно предположить, что изменение интенсивности геомагнитного поля, по-видимому, сказывается на мутационных изменениях и влияет на эволюцию некоторых микроорганизмов.

Тем не менее проводить корреляцию позднеэоценовых отложений

глубоководных осадков по различным климатическим поясам очень удобно с использованием комплекса палеомагнитных и биостратиграфических данных. Так, для Тихого океана увязка зональных схем для экваториальной, северной и южной широт была проведена на основе полученных палеомагнитных данных. Для миоцен-плиоценовых отложений использовался кроме диатомей, нанноплактон. Для еще более древних отложений был проведен палеомагнитный анализ кернов глубокого бурения, результаты которого также были сопоставлены с биостратиграфическими данными (радиоляриевый анализ был проведен М.Г. Петрушевской). В разрезе скв. 278 (недалеко от о-ва Макуори) было выделено десять палеомагнитных зон; шесть из них сопоставлены с палеомагнитной шкалой, что позволило определить их возраст, четыре отнесены к шкале условно из-за большого пропуса в отборе образцов. Несмотря на то, что не наблюдается точного совпадения моментов исчезновения одних и массового появления других видов радиолярий с границами инверсий по всему разрезу скважины, тем не менее некоторые из них оказались очень близкими.

Следует отметить хорошее совпадение оценок возраста отдельных горизонтов по данным двух независимых методов. Так было определено, что формирование осадков до горизонта 320 м происходило не позднее среднего миоцена.

Показано, что для достоверного определения скоростей седиментации по палеомагнитным данным прежде всего надо быть уверенным в том, что палеомагнитный разрез точно привязан к определенному участку геохронологической шкалы. К систематическим погрешностям в определении скоростей седиментации по палеомагнитным данным следует отнести неопределенность в установлении мощностей верхней части колонок, которая обычно бывает сокращена в процессе отбора кернов со дна океана. Далее, нельзя установить величину уплотнения осадков при взятии их проботборными трубками, особенно в момент выталкивания колонок из труб. Указанные недостатки приводят к систематическим занижениям скоростей осадконакопления по палеомагнитным данным. Поэтому при расчете скоростей седиментации, особенно для эпохи Брюнес, следует рассматривать полученные значения как нижний предел, истинные значения должны быть по указанным причинам больше.

Полученные результаты показали, что для большинства изученных колонок скорости осадконакопления меняются в вертикальном разрезе, вариации их значений для разных горизонтов зависят от многих причин. Так, увеличение плотности осадков с возрастом должно приводить к занижению скоростей седиментации по длине колонки.

В целом в предлагаемой читателю книге приведены поэтапно результаты исследований по палеомагнитной стратиграфии глубоководных донных отложений от начала изучения до настоящего времени. Автор, естественно, отдает себе отчет в том, что некоторые затрагиваемые в ней вопросы еще далеки от окончательного решения, тем не менее своевременная постановка их, мы надеемся, обратит внимание исследователей и, следовательно, ускорит решение.

Прикладные проблемы изучения Мирового океана требуют расширения палеомагнитных исследований, поэтому обобщение имеющегося материала уже сейчас является необходимым звеном в ходе этих исследований.

Палеомагнитную стратиграфию, ее основы и методы, достоинства и недостатки необходимо учитывать в практике океанологических работ.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

I_n	— естественная остаточная намагниченность горной породы (ЕОН)
I_n^0	— первичная намагниченность
I_{nv}	— естественная вязкость, остаточная намагниченность
I_{ni}	— идеальная остаточная намагниченность
I_{lv}	— лабораторная вязкая намагниченность
I_s	— намагниченность насыщения
I_{rs}	— остаточная намагниченность насыщения
I_{rt}	— термоостаточная намагниченность
K	— магнитная восприимчивость горной породы
H	— размагничивающее переменное магнитное поле
H_e	— напряженность постоянного магнитного поля
T	— температура, °С
H_c, H'_{cs}	— разрушающие магнитные поля для естественной и остаточной намагниченности насыщения
J, D	— склонение и наклонение
φ, λ	— широта и долгота места отбора образцов
N, R	— прямая и обратная полярность образцов и зон

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.Г., Харламов В.И. Кибернетика и жизнь. М.: Сов. Россия, 1968. 327 с.
2. Арчиков Е.И., Хершенберг Л.Б., Кокотов О.И. Опыт исследования динамики донных осадков методом измерения магнитной восприимчивости. — В кн.: Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. Владивосток, 1975, с. 4—14.
3. Атлас океанов: Тихий океан. М.; Л.: ГУГК, 1974. 32 с.
4. Багин В.И., Гендлер Т.Н., Кузьмин Ф.Н., Урожаева Т.К. Исследования магнитных свойств продуктов дегидратации гидрогетитов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 7, с. 63—76.
5. Багина О.Л. Оценка природы естественной остаточной намагниченности по коэффициенту пересадки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8, с. 99—102.
6. Багина О.Л., Безруков П.Л., Демиданко Е.Л. и др. Палеомагнетизм глубоководных осадков Индийского океана. — В кн.: Постоянное геомагнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наук. думка, 1973, с. 60—63.
7. Баденков Ю.П., Кочемасов Ю.В. О магнитной восприимчивости осадков Тихого океана. — В кн.: Геология морей и океанов: Тез. докл. I съезда сов. океанологов. М., 1977, с. 129.
8. Баженов М.Л., Рябушкин П.К. Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 7, с. 100—104.
9. Безруков П.Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. — В кн.: Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 2, с. 301—322.
10. Белов Н.А., Лалина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Мор. трансп., 1961. 151 с.
11. Белоконов В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Представление процесса вязкого намагничивания в малом поле с использованием схемы Прейзаха—Нееля. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 1, с. 63—68.
12. Белоконов В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 247 с.
13. Беляев Г.М., Гликман Л.С. О массовом нахождении зубов акул на дне Тихого и Индийского океанов. — В кн.: МГК. XXII сес. Пробл. 16. М.: Наука, 1965, с. 74—79.
14. Бобров В.А., Кренделев Ф.П. Экспрессный метод определения скорости осадконакопления донных осадков на основе гамма-спектрометрии. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанол. исслед. М.: Наука, 1976, с. 240—245.
15. Брусиловский С.Б., Глазовский Н.Ф. О магнитной восприимчивости донных осадков Каспийского моря. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М.: Наука, 1973, вып. 1, с. 99—108.
16. Бураков К.С. Термомагнетизм. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 92—95.
17. Бураков К.С., Рябушкин П.К. О намагниченности крупнозернистых осадков. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 127—128.
18. Гладенков Ю.Б. Морской палеоген — неоген Северо-Востока Азии и корреляция с ним континентальных образований. — В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 153—163.
19. Гольтберг Э.Д., Коиде М. Геохронология глубоководных осадков по ионий-ториевому методу. — В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М.: Мир, 1965, с. 130—168.
20. Гурарий Г.З. Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсий. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 5, с. 1065—1068.
21. Гурарий Г.З. Изучение инверсий геомагнитного поля в плиоцене на примере отложений полуострова Челекен. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 9, с. 100—103.
22. Гурарий Г.З. Изучение переходных режимов. — В кн.: Геомагнитные исследования: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Сов. радио, 1977, с. 5—11.

23. Демиденко Е.Л. Корреляция глубоководных донных осадков и палеогеографических событий плейстоцена в восточной части Индийского океана (по палеомагнитным данным): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1977, 25 с.
24. Демиденко Е.Л., Астахов А.С. Об использовании метода каппаметрии в изучении процессов седиментогенеза. — В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, с. 38—39.
25. Дергачев В.А., Никитин С.Н., Блинов А.В. Инверсии геомагнитного поля, вариации космических лучей и радиоуглерод. — В кн.: 5-е Всесоюз. совещ. по пробл. "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси, 1974, с. 89—99.
26. Егонян В.А. Современные проблемы стратиграфической геологии. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 26—38. (Тр. СВКНИИ; Вып. 62).
27. Железмарганцевые конкреции Тихого океана/П.Л. Безруков, Н.Н. Скорнякова, П.Ф. Андрушенко и др. М.: Наука, 1976. 300 с.
28. Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднплиоценового возраста боральной области Тихого океана. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 5—27.
29. Жузе А.П., Королева Г.С., Назгеева Г.А. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Южного океана. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанол. исслед. М.: Наука, 1963, с. 137—161.
30. Жузе А.П., Петрушевская М.Г. Диатомеи и радиолярии в колонке ст. 256 (Индийский сектор Южного океана) — опыт биостратиграфической корреляции. — В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974, с. 3—13.
31. Ирвине Е. Природа палеомагнетизма торридонских песчаников северо-западной Шотландии. — В кн.: Палеомагнетизм. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 94—100.
32. Исаева М.И., Трухин В.И. О механизме возникновения остаточной намагниченности плейстоценовых морен. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 112—118.
33. Казарина Г.Х. Диатомеи в верхнемиоценовых — плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 5—19.
34. Кедров Б.М. Соотношении форм движения. — В кн.: Философские проблемы современного естествознания. М.: Изд-во АН СССР, 1959, № 4, с. 44—56.
35. Козлова О.Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М.: Наука, 1964. 168 с.
36. Колесов Е.В., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика верхнефаменских и нижнетурнейских пород бассейна р. Омолон. — В кн.: XIV ТНК. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Магадан, 1979, с. 42—63.
37. Кочемасов Ю.В. Об использовании метода измерения магнитной восприимчивости морских осадков для восстановления условий их формирования на шельфе. — В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979, с. 196—200.
38. Лейбов М.Б., Мирлин Е.Г. Магнитохронологическая шкала олигоцена по линейным магнитным аномалиям океана. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 2, с. 68—74.
39. Линькова Т.И. Некоторые результаты палеомагнитных исследований донных осадков Северного Ледовитого океана. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 279—281.
40. Линькова Т.И. Палеомагнетизм донных осадков Индийского океана. — В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с. 16—17. (Тр. СВКНИИ; Вып. 37).
41. Линькова Т.И. Основные проблемы изучения глубоководных донных отложений. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 101—103.
42. Линькова Т.И. Палеомагнитная стратиграфия донных осадков Тихого океана. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанол. исслед. М.: Наука, 1976, с. 234—239.
43. Линькова Т.И. Значение палеомагнитного метода в стратиграфии. — В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 150—153.
44. Линькова Т.И. Возможности использования палеомагнитных данных при изучении четвертичного периода на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, вып. 1, с. 6—7.
45. Линькова Т.И. Метод каппаметрии при литолого-стратиграфическом

расчленении донных осадков Мирового океана. — В кн.: Палеомагнетизм фанерозойских образований Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1982, с. 85—88.

46. *Линькова Т.И., Лисицын А.П.* Палеомагнитные исследования донных отложений Индийского сектора Антарктики. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 6, с. 1409—1412.

47. *Линькова Т.И., Лисицын А.П.* Палеомагнитные и литологические исследования донных осадков южной части Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 129—134.

48. *Линькова Т.И., Лисицын А.П., Мухина В.В.* Комплексные исследования глубоководных донных осадков Индийского океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан, 1976, с. 112—140. (Тр. СВКНИИ; Вып. 76).

49. *Линькова Т.И., Малахов М.И., Малахова Г.Ю.* О природе намагнитченности глубоководных донных осадков. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 75—96.

50. *Линькова Т.И., Малахов М.И., Малахова Г.Ю.* Детальное палеомагнитное расчленение донных осадков Японского моря. — В кн.: Геология, геофизика и геохимия океана: Тез. докл. Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982, с. 35—36.

51. *Линькова Т.И., Малахов М.И., Нурзалиев Д.К.* Железосодержащие минералы и природа естественной остаточной намагнитченности донных осадков северо-восточной части Тихого океана. — В кн.: Палеомагнетизм фанерозойских образований Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1982, с. 36—51.

52. *Линькова Т.И., Малахова Г.Ю.* Палеомагнитные исследования донных отложений северной части Тихого океана (по материалам 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"). — В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток, 1982, с. 50—62.

53. *Линькова Т.И., Мухина В.В.* Палеомагнитные исследования глубоководных донных осадков Тихого океана. — В кн.: Материалы международной ассамблеи по геомагнетизму и аэрономии. Киото, 1973, бюл. № 34, с. 76—82.

54. *Линькова Т.И., Мухина В.В., Ушаков Г.Г.* Палеомагнитные и палеоботанические исследования донных осадков тропической области Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан, 1976, с. 141—153. (Тр. СВКНИИ; Вып. 76).

55. *Линькова Т.И., Ремизовский В.И.* Возможность и роль палеомагнитного метода в стратиграфии. — В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980, с. 113—115.

56. *Лисицын А.П.* Морские ледовые отложения полярных областей в эпохи оледенения и их значение для палеогеографии. — В кн.: XIX Междунар. геогр. конгр. в Стокгольме, 1962. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 33—43.

57. *Лисицын А.П.* Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 124—175.

58. *Лисицын А.П.* Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 423—427.

59. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

60. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982, с. 3—59.

61. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мухина В.В.* и др. К истории осадконакопления в тропической части Тихого океана. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана: Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, с. 199—234.

62. *Лузанина Э.Н., Шелло Л.Е.* Абсолютное нулевое состояние и термоосточная намагнитченность на диаграмме Прейсса. — В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наук. думка, 1973, с. 138—141.

63. *Малахов М.И.* Посториентационная намагнитченность ансамбля однодоменных и псевдомоменных зерен. — В кн.: Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток, 1982, с. 163—178.

64. *Малахов М.И.* Вопросы автоматизации обработки палеомагнитных данных. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 121—138.

65. *Меннер В.В.* К общей стратиграфии кайнозоя. — В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. М.: Недра, 1965, с. 156—255.

66. *Меннер В.В., Куликова В.П.* К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки. — В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных

стратиграфических схем. Оха, 1959 г. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 235—237.

67. Металлова В.В., Петрова Г.Н., Шолло Л.Е. Задачи лабораторных методов изучения магнетизма горных пород. — Геомагнит. исслед., 1976, № 17, с. 73—76.

68. Мурдмаа И.О. Океанские фации. — В кн.: Геология океана, осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 269—303.

69. Мухина В.В. Биостратиграфия осадков и некоторые вопросы палеогеографии тропической области Тихого и Индийского океанов. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 52—85.

70. Мухина В.В. Биостратиграфические исследования в Субантарктической области Тихого океана (по диатомеям и силикофлагеллатам). — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 19—28.

71. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 226 с.

72. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.

73. Панфилов В.А., Шолло Л.Е., Щекун М.Н. Элементы диагностики ферромагнитных минералов по кривым нормального намагничивания образцов горных пород. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М.: Наука, 1976, ч. 2, с. 73.

74. Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. — Геомагнит. исслед., 1977, № 19, с. 40—49.

75. Петрова Г.Н., Буха В.В., Гамов Л.Н. и др. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 6, с. 53—75.

76. Петрова Г.Н., Капарович Н.Г., Макарова З.В., Рыбак Р.С. Особенности переходного режима инверсии поля в плейстоцене по Азербайджану и Туркмении. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 220—227.

77. Петрушевская М.Г. Радиоларии в планктоне в донных осадках. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 219—245.

78. Петрушевская М.Г. Радиоларии отрядов Spermellaria и Nassellaria Антарктической области: По материалам Сов. антаркт. экспедиции. — В кн.: Исследования фауны морей. Т. 4 (12). Результаты биологических исследований Советской антарктической экспедиции, 1955—1958 гг. М., 1967, вып. 3, с. 5—186.

79. Петрушевская М.Г. Радиоларии отрядов Spermellaria и Nassellaria в донных осадках как индикаторы гидроло-

гических условий. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 127—153.

80. Петрушевская М.Г. Продолжительность жизни видов радиоларий. — В кн.: Отчетная научная сессия по итогам работ 1969 г. Л., 1970, с. 15—17.

81. Петрушевская М.Г. Радиоларии в донных осадках южного полушария. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 1041—1051.

82. Петрушевская М.Г. Биостратиграфия неогеновых донных отложений Антарктики по радиолариям. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 82—87.

83. Петрушевская М.Г., Линькова Т.И. К вопросу о связи радиолариевых и палеомагнитных зон в донных осадках Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 18—23.

84. Печников В.С. Определение минералогической нестабильности образцов горных пород при нагревании. — В кн.: II Всесоюз. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Тез. докл. Тбилиси, 1981, ч. 2, с. 87.

85. Попов Н.И., Греков А.С. Гамма-спектральный метод датирования морских осадков. — Океанология, 1971, вып. 3, с. 517—523.

86. Поспелова Г.А. Аномальное поведение геомагнитного поля в плейстоцене. — Геология и геофизика, 1971, № 6, с. 117—122.

87. Рябушкин П.К. О причинах внутривекторного разброса палеомагнитных векторов в осадочных породах. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тез. докл. М.: 1976, ч. 3, с. 84.

88. Рябушкин П.К., Певзнер М.А. Статистика сильнорассеянных направлений при изучении естественной остаточной намагниченности морен. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 12, с. 103—106.

89. Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С., Линькова Т.И. Литолого-стратиграфическое распределение осадков на профиле от Зондского архипелага до Восточно-Индийского хребта. — Океанология, 1978, т. 18, № 5, с. 871—879.

90. Слободяник В.М. Измерение плотности и магнитной восприимчивости донных осадков Балтийского моря. — В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, т. 3, с. 104.

91. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 292).

92. *Страхов Н.М.* Химия океана. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 494 с.
93. *Третьяк А.Н.* Естественная остаточная намагниченность и проблемы палеомагнитной стратификации осадочных толщ: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Киев, 1980, 40 с.
94. *Фаустов С.С., Куликов О.А., Свисточ А.А.* Палеомагнитные исследования новейших отложений р. Чеган (Горный Алтай). — В кн.: Палеомагнитная корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л., 1971, с. 74–78.
95. *Фролов В.Т.* Катастрофизм, эволюция и осадконакопление. — В кн.: История и методология естественных наук. М.: Изд-во МГУ, 1979, вып. 23, с. 33–38.
96. *Холодов А.О.* О биологическом действии магнитных полей. — В кн.: Исследования космической медицины. М.: Наука, 1966, с. 41–56.
97. *Храмов А.Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостехиздат, 1958, 218 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 116).
98. *Храмов А.Н., Шолло Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967, 256 с.
99. *Христианова А.А., Романкевич Е.А.* Скорости накопления глубоководных осадков. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1968, № 35, с. 17–22.
100. *Шило Н.А.* О повышении эффективности стратиграфических исследований на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 9–16. (Тр. СВКНИИ; Вып. 62).
101. *Шило Н.А., Баранова Ю.П., Бисказ С.Ф., Ложкин А.В.* Проблемы стратиграфии кайнозоя Северо-Востока СССР. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1975, с. 3–7.
102. *Шило Н.А., Малахов М.И., Линькова Т.И.* Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности. — Колыма, 1978, № 11, с. 39–42.
103. *Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977, 182 с.
104. *Щербаков В.П., Щербакова В.В.* Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в минералах горных пород. — В кн.: Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980, с. 136–148.
105. *Ясонов П.Г.* Методика магнито-минералогических исследований (на примере красноцветных отложений верхней перми и нижнего триаса) востока Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981, 19 с.
106. *Akiba F.* Late Quaternary diatom biostratigraphy of the Bellingshausen Sea, Antarctic Ocean. — Rep. Technol. Res. Center. JNOC, 1982, N 16, p. 31–74.
107. *Amerigan C.* Sea-floor dynamic processes as the possible cause of correlation between paleoclimatic and paleomagnetic indices in deep-sea cores. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 21, N 3, p. 321–326.
108. *Arias C., Azzaroli A., Bigazzi G., Bonadonna F.* Magnetostratigraphy and Pliocene–Pleistocene boundary in Italy. — Quatern. Res., 1980, N 13, p. 65–74.
109. *Azzaroli A., Napoleone G.* Magnetostratigraphic investigation of the upper sivalic near Pinjor, India. — Riv. ital. paleontol., 1982, vol. 87, N 4, p. 739–762.
110. *Bandy O., Casey R., Wright R.* Late Neogene planktonic zonation, magnetic reversals, and radiometric dates, Antarctic to the Tropics, Antarctic. — Biol. Antarct. Seas. Res., 1971, vol. 15, p. 1–26.
111. *Bandy O., Wilcoxon J.* The Pliocene–Pleistocene boundary, Italy, and California. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, N 10, p. 2939–2948.
112. *Banner F.T., Blow W.H.* Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene. — Nature, 1965, vol. 208, N 5016, p. 1164–1166.
113. *Barnothy J.M.* Biological effects of magnetic fields. — Med. Phys., 1960, vol. 3, p. 285–294.
114. *Barton C.E., McElhinny M.W.* Detrital remanent magnetisation in five slowly redeposited long cores of sediment. — Geophys. Res. Lett., 1979, vol. 6, N 4, p. 229–232.
115. *Becker R.O.* The biological effects of magnetic fields. — Med. Electron Biol., 1963, vol. 1, p. 357–390.
116. *Berggren W.A.* Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale. — Nature, 1969, vol. 224, p. 1070–1075.
117. *Berggren W.A.* Correlation and calibration of Pliocene planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones and datum levels. — Nature, 1973, vol. 243, N 5407, p. 391–397.
118. *Bonhomment N., Babkine J.* Sur la presence d'aimantations intersees dans la Chaîne des Puys. — C.r. Acad. sci., Paris, 1967, vol. 264, N 92, p. 1566–1568.
119. *Bonhomment N., Zabringer J.* Paleomagnetism and potassium-argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 6, N 1, p. 43–46.
120. *Brown F.A.* Responses of planarian *Dugesia* and the Protozoan, *Paramecium* to

- very weak horizontal magnetic fields. — *Biol. Bull.*, 1962, vol. 123, p. 264–281.
121. *Brown F.A., Brett W.J., Bennett M.F., Barnwell F.H.* Magnetic response of an organism and its solar relationships. — *Biol. Bull.*, 1960, vol. 118, p. 367–381.
122. *Bukry D.* Standard Neogene Calcareous nannoplankton zonation. — *Nature*, 1970, vol. 225, N 5229, p. 126–131.
123. *Burckle L.H.* Correlation of Late Cenozoic marine section in Japan and the equatorial Pacific. — *Trans. and Proc. Paleontol. Soc. Jap.*, 1971, vol. 82, p. 117–128.
124. *Burckle L.H.* Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific. — *Nova Hedvigia*, 1972, vol. 39, p. 217–242.
125. *Burckle L.H.* Validation of Middle Pliocene to Pleistocene paleomagnetic reversal record using diatom and silicoflagellate datum levels. — In: *Initial Repts Deep-Sea Drilling Project. Wash.*, 1979, vol. 47, pt 1, p. 479–480.
126. *Buckle L.H., Opdyke N.D.* Late Neogene diatom correlations in the Circum-Pacific. — *Repr. Proc. First Intern. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo*, 1976, Tokyo, 1977, p. 24–30.
127. *Chamalaun F.H.* Paleomagnetism of Reunion Island and its bearing on secular variation. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 14, p. 4647–4659.
128. *Chamalaun F.H., Modougall J.* Dating geomagnetic polarity epochs in Reunion. — *Nature*, 1966, vol. 210, N 5042, p. 1212.
129. *Chen P.H.* Some new tertiary radiolaria from Antarctic deep sea sediments. — *Micropaleontology*, 1974, vol. 20, N 4, p. 480–492.
130. *Clark H., Kennett J.* Paleomagnetic excursion recorded in Latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, N 2, p. 267–274.
131. *Collinson D.W.* Depositional remanent magnetization in sediments. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 18, p. 4664–4668.
132. *Conley C.C.* A review of the biological effects of very low magnetic fields. — In: *NASA Techn. Note D. 5902. Wash. (D.C.)*, 1970, p. 9–14.
133. *Cox A.* Lengths of geomagnetic polarity intervals. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 10, p. 3247–3260.
134. *Cox A.* Geomagnetic reversals. — *Science*, 1969, vol. 163, N 5864, p. 237–245.
135. *Cox A., Dalrymple G.B.* Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. — *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, p. 2603–2614.
136. *Cox A., Dalrymple G.B.* Geomagnetic polarity epochs — Nunivak Island, Alaska. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 3, p. 173–177.
137. *Cox A., Dalrymple G., Doell R.* Reversals of the Earth's magnetic field. — *Sci. Amer.*, 1967, vol. 216, N 2, p. 44–62.
138. *Cox A., Doell R., Dalrymple G.B.* Geomagnetic polarity epochs: Sierra Nevada, II. — *Science*, 1963, vol. 142, N 3590, p. 382–385.
139. *Creer K.M., Anderson T.W., Lewis C.F.* Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 1, p. 37–47.
140. *Denham C.R.* Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles Outer Ridge. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 422–434.
141. *Denham C.R., Anderson R.F., Bason M.P.* Paleomagnetism and radiochemical age estimates for Late Brunhes polarity episodes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 3, p. 384–397.
142. *Denham C.R., Cox A.* Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300–30400 years ago. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 13, N 1, p. 181–190.
143. *Dymond J.* Age determinations of deep-sea sediments: a comparison of three methods. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, N 1, p. 9–14.
144. *Ellwood B.* Particle flocculation one possible control on the magnetization of deep-sea sediments. — *Geophys. Res. Lett.*, 1979, vol. 6, N 4, p. 237–240.
145. *Fiked W., Healy N.* Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 24, N 1, p. 99–104.
146. *Fisher R.A.* Dispersion on a sphere. — *Proc. Roy. Soc. London*, 1953, vol. 217, p. 295–305.
147. *Foster J.H., Opdyke N.D.* Upper Miocene to recent magnetic stratigraphy in deep-sea sediments. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, p. 4465–4473.
148. *Gentuer W., Glass B.P., Stozzer D., Wagner G.A.* Fission track ages and ages of deposition of deep-sea microtektites. — *Science*, 1970, vol. 168, p. 359–361.
149. *Gillot P., Labeyrie G. et al.* Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, N 3, p. 440–450.
150. *Glass B., Ericson D., Heezen B.* Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology. — *Nature*, 1967, vol. 216, p. 437–442.
151. *Goodell H.G., Watkins N.D.* The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° west to 160° east longitude. —

- Deep-Sea Res., 1968, vol. 15, N 1, p. 89-112.
152. *Gromme C.S., Hay R.L.* Geomagnetic polarity epochs: Age and duration of the Olduvai normal polarity event. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 10, p. 179-185.
153. *Hall C.M., York D.* K-Ar and Ar^{40}/Ar^{39} age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. — *Nature*, 1978, vol. 274, N 5670, p. 462-464.
154. *Harrison C.G.A.* Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field. — *Nature*, 1968, vol. 217, N 5102, p. 46-47.
155. *Hays J.D.* Radiolarians and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas. — *Amer. Geophys. Union, Antarct. Res. Ser.*, 1965, p. 125-184.
156. *Hays J.* Faunal extinction and reversals of the Earth's magnetic field. — *Bull. Geophys. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 2215-2216.
157. *Hays J.D., Opdyke N.D.* Antarctic radiolarians, magnetic reversals and climatic change. — *Science*, 1967, vol. 158, p. 1001-1011.
158. *Hedges R., Moore C.* Age of the Oldy-Laschamp geomagnetic polarity event. — *Nature*, 1966, vol. 276, N 5685, p. 1193.
159. *Henshaw P.C., Merrill R.T.* Characteristics of drying remanent magnetization in sediments. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 43, N 2, p. 315-320.
160. *Hospers J.* Rock magnetism and polar Wandering. — *J. Geol.*, 1955, vol. 63, N 1, p. 59-75.
161. *Ithara M., Kuwano Y.* Introductory remarks. — In: *The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan*. Kyoto: Dogura and Co, 1982, p. 1-3.
162. *Jacchica J.G., Sloweu Y.* In the shape and location of the diurnal bulge in the upper atmosphere. *Smithsonian Inst.*, 1966, N 3, p. 21-28.
163. *Johnson H.P., Kinoshita H., Merrill R.T.* Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, N 3, p. 412-420.
164. *Johnson H.P., Merrill R.T.* Low-temperature oxidation of a titanomagnetite and the implications for paleomagnetism. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 1, p. 4938-4949.
165. *Kamei T., Otsuka H.* The kuchinotsu group and the Pliocene-Pleistocene boundary. — In: *The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan*. Kyoto: Dogura and Co, 1982, p. 51-58.
166. *Kawai N., Nakajima T.* Vanished geomagnetism. — *Proc. Jap. Acad. Sci.*, 1975, vol. 51, N 8, p. 640-643.
167. *Kennett J.P., Houtz R.E., Andrews P.B., et al.* Site 279. — In: *Initial Repts of Deep-Sea Drilling Project*. Wash., 1975, vol. 29, p. 191-224.
168. *Kent D.V.* Post-depositional remanent magnetization in deep-sea sediment. — *Nature*, 1973, vol. 246, N 5427, p. 32-34.
169. *Kent D.V., Lowrie W.* Some causes of unreliable paleomagnetic data from deep-sea sediments: Repr. Proc. First Intern. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, 1976. Tokyo, 1977, p. 10-23.
170. *King J., Kohl H.* Upper atmospheric winds and ionospheric drift caused by neutral air pressure gradients. — *Nature*, 1968, vol. 206, p. 699-701.
171. *Kobayashi K., Kitazawa K., Kanaya T., Sakai J.* Magnetic and micropaleontological study of deep-sea sediments the westcentral equatorial Pacific. — *Deep-Sea Res.*, 1971, vol. 18, p. 1045-1062.
172. *Kobayashi K., Nomura M.* Ferromagnetic minerals in the sediment. Corres collected from the Pacific Basin. — *J. Geophys.*, 1974, vol. 40, N 4, p. 501-512.
173. *Koci A.* Inversion of the geomagnetic field determined by paleomagnetic investigations of Quaternary sediments. — *Stud. geophys. et geol.*, 1969, vol. 13, N 3, p. 326-331.
174. *Ku T.L., Braecker W.S., Opdyke N.D.* Comparison of sedimentation rates measured by paleomagnetic and ionium methods of age determination. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, N 4, p. 1-17.
175. *Kukla G., Nakagawa H.* Late Cenozoic magnetostratigraphy comparisons with bio-, climato- and lithozones. — *Geology*, 1975, N 12, p. 704-707.
176. *Kukla G., Zijderveld J.* Magnetostigraphic pitfalls. — *Nature*, 1977, vol. 266, N 5605, p. 774-775.
177. *Labrecque Y.L., Kent D.V., Cande S.C.* Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. — *Geology*, 1977, vol. 5, p. 330-335.
178. *Larson R.L., Pitman W.C.* Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, p. 3645-3662.
179. *Lawley E.A.* The intensity of geomagnetic field in Iceland during Neogene transitions and systematic deviations. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 10, N 4, p. 145-149.
180. *Liddicoat J., Coe R.* Mono Lake geomagnetic excursion. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. B-84, N 1, p. 261-271.
181. *Linkova T.I.* Paleomagnetic stratigraphy of deep-sea sediments in the Indian Ocean. — In: *Programm and abstrs for the XV IUGG General assembly*, Moscow, 1971. Moscow, 1971, p. 90-111.

182. *Lovlie R.* The intensity pattern of post-depositional remanence acquired in some marine sediments deposited during a reversal of the external magnetic field. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 30, N 2, p. 209—214.
183. *Macdonald K.C.* Geomagnetic reversals and the deep drill hole at DSDR site 332. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 4163—4165.
184. *Mankinen E.A., Dalrymple G.B.* Revised K—Ar polarity time scale. — *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N 2, p. 615—626.
185. *Mankinen E.A., Donnellj Y.M., Gromme C.S.* Geomagnetic polarity event recorded at 100000 y on Cold Mountain, Clear Lake volcanic field, California. — *Geology*, 1978, vol. 6, N 11, p. 633—656.
186. *Marino R., Ellwood B.* Anomalous magnetic in sediments which record an apparent geomagnetic field excursion. — *Nature*, vol. 274, N 5678, p. 581—582.
187. *Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. — In: *Proc. Planctonic conf. Roma, 1970/Ed. A. Faninacci. Roma, 1970*, p. 739—785.
188. *Mayr F.* The Oelberg paleomagnetic events and the problem of radiocarbon dates around 28000 years B.P. Project 73—1—24. — In: *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. N 3, Session. Bellingham, Washington, 1975*, Bellingham, 1976, p. 208—216.
189. *McCollum D.W.* Diatoms as quaternary biostratigraphic and paleoclimatic indicators in high latitudes on the Pacific Ocean. Unpubl. Ph. D. Diss. Columbia Univ., 1976.
190. *Menard H.W.* Marine geology of the Pacific, N.Y., 1964. 73 p.
191. *Mitsunashi T.* The Pliocene-Pleistocene boundary in the Niigata Sedimentary Basin. — In: *The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan*, Kyoto: Dogura and Co, 1982, p. 28—41.
192. *Morner N.A., Lanser J.P.* Gothenburg magnetic "flip". — *Nature, Phys. Sci.*, 1971, vol. 234, N 52, p. 173—174.
193. *Mott R.J., Foster J.H.* Preliminary paleomagnetic studies of freshwater lake sediment cores of Late Pleistocene age. — *Pap. Geol. Surv. Canad.*, 1973, N 1, pt B, p. 149—153.
194. *Nagata T.* Length of geomagnetic polarity intervals. — *J. Geomagn. and Geoelec.*, 1969, vol. 21, p. 701—709.
195. *Nakagawa H., Niitsuma N., Takayama T., Odo M.* Plio-Pleistocene stratigraphy of Ryukyu Islands, southwestern Japan. — In: *The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan*, Kyoto: Dogura and Co, 1982, p. 87—94.
196. *Nigrini C.* Radiolaria in pelagic sediments from the Indian Atlantic Oceans. — *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif.*, 1967, vol. 11, N 1, p. 125.
197. *Noel M., Tarling D.* The Laschamp geomagnetic event. — *Nature*, 1975, vol. 253, N 5494, p. 705—707.
198. *Opdyke N.D.* Discussion of paper by Morner and Lanser "Concerning the paleomagnetism of deep-sea core A 179—15" — Author's reply. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 1, p. 238—241.
199. *Opdyke N.D., Foster J.* The age and duration of the Olduvai event. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, vol. 50, N 4, p. 173—175.
200. *Opdyke N.D., Glass B.P.* The paleomagnetism of sediment cores from the Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1969, vol. 16, N 3, p. 249—261.
201. *Opdyke N.D., Glass B., Hays J.D., Foster J.* Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. — *Science*, 1966, vol. 154, p. 349—357.
202. *Osmond J.K., Cochran J.K.* Sediment accumulation rates in the Tasman Sea. — *Antarct. J. US*, 1973, N 5, p. 195—203.
203. *Parker E.N.* The occasional reversal of the geomagnetic field. — *Astrophys. J.*, 1969, vol. 158, p. 815—823.
204. *Petrushevskaya M.G.* Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg. 29, DSDP. — In: *Initial Repts of the Deep-Sea Drilling Project, Wash.*, 1975, vol. 29.
205. *Saito T., Burckle L.* Occurrence of silicoflagellatae *Mesocena elliptica*, for the evidence on the age of the Wakimoto Formation, Oga Peninsula, Japan and the recognition of the Jaramillo event. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1977, vol. 83, N 3, p. 181—186.
206. *Schult A.* Self-reversal of the magnetisation and chemical and composition of titanomagnetites in basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 4, N 1, p. 57.
207. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern hemisphere glaciation. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5634, p. 216—219.
208. *Shaw J.* Further evidence for a strong intermediate state of the paleomagnetic field. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, vol. 48, N 2, p. 263—269.
209. *Simpson J.F.* Evolutionary pulsation and geomagnetic polarity. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 77, N 2, p. 197—203.
210. *Smith J.D., Foster J.H.* Geomagnetic reversal in Brunhes polarity epoch. — *Science*, 1969, vol. 163, N 3867, p. 565—567.
211. *Stacey F.D.* On the role of Brownian motion in the control of detrital remanent magnetization of sediments. — *Pa-*

re and Appl. Geophys., 1972, vol. 98, N 6, p. 139-145.

212. *Steinhauser P., Vinceus S.A.* Equatorial paleopoles and behaviour of the dipole field during polarity transitions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 2, p. 113.

213. *Strangway D.W., McMahon B.E., Bischoff I.L.* Magnetic Properties of minerals from the Red Sea Thermal brines. — In: Hot brines and resented heavy metal deposits in the Red Sea. N.Y., 1969, p. 460-473.

214. *Talwani M., Windisch C.C., Laugeseth M.G.* Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 473-517.

215. *Tarling D.H., Mitchell J.G.* Revised Cenozoic polarity time scale. — Geology, 1976, vol. 4, p. 133-136.

216. *Theyer F., Hammond S.R.* Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, p. 307-319.

217. *Thomson R.* Paleolimnology and paleomagnetism. — Nature, 1973, vol. 242, N 5394, p. 182-184.

218. *Tucholka P.* Magnetic polarity Events in Polish loess profiles. — Bull. Inst. Geol., 1977, N 305, p. 117-123.

219. *Turner G., Thompson R.* Behaviour of the Earth's magnetic field as recorded in the sediments of Loch Lomond. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 42, N 3, p. 412-426.

220. *Uffen R.J.* Influence of the Earth core on the origin and evolution of life. — Nature, 1963, vol. 198, N 4876, p. 143-145.

221. *Urry W.D.* Radioactivity of ocean sediments, VI Concentrations of the radioelements in marine sediments of the Southern Hemisphere. — Amer. J. Sci., 1949, vol. 297, N 4, p. 257-275.

222. *Verosub K.L.* Paleomagnetic excursion

as magnetostratigraphic horizons a cautionary note. — Science, 1975, vol. 190, N 4209, p. 48-59.

223. *Verosub K.L., Ensley R.A., Ulrick J.S.* The role of water content in the magnetization of sediments. — Geophys. Res. Lett., 1979, vol. 6, N 3, p. 226-228.

224. *Waddington C.G.* Paleomagnetic field reversals and cosmic radiation. — Science, 1967, vol. 158, N 3803, p. 913-915.

225. *Watkins N.D.* Review of the development of the geomagnetic polarity time scale and discussion of prospects for its finer definition. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 82, p. 551-574.

226. *Watkins N.D.* Correlating stratigraphic zones and magnetic polarities. — Geotimes, 1975, N 6, p. 26-27.

227. *Watkins N.D.* Polarity subcommission sets up some guidelines. — Geotimes, 1976, vol. 21, p. 18-20.

228. *Watkins N.D., Goadell H.G.* Geomagnetic polarity change and faunal extinction in the Southern Ocean. — Science, 1967, vol. 156, p. 1083-1089.

229. *Watkins N.D., Richardson A.* Analysis of Brunhes epoch paleomagnetic data in terms of geocentric and offset axial dipole fields, long-term flattening of the dipole field. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 43, N 2, p. 501-516.

230. *Weaver F.M.* Antarctic radiolaria from the southeast Pacific basin, DSDP, Leg. 35. — In: Initial Repts of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1975, vol. 35, p. 596-604.

231. *Yasukawa K., Kawai N.* et al. Paleomagnetism of a core from Lake Biwa. — J. Geomagn. and Geoelec., 1973, vol. 25, N 4, p. 447-474.

232. *Zijderveld I.D.A.* Demagnetization of rocks analysis of result. — In: Methods in paleomagnetism. Amsterdam: Elsevier, 1967, p. 254-286.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Палеомагнитные исследования донных осадков в океанах по консервированным колонкам	7
Северный Ледовитый океан	7
Индийский океан	9
Меридиональный профиль И — I	12
Меридиональный профиль И — II	13
Меридиональный профиль И — III	14
Меридиональный профиль И — IV	15
Исследования длинной колонки западной части Индийского океана	17
Литологический состав донных отложений и связь био- и палеомагнитной стратиграфии	22
Палеомагнитные и литологические исследования донных осадков южной части Индийского океана	23
Палеомагнитные и литологические исследования донных осадков по меридиональным профилям Индийского океана	27
Палеомагнитные исследования донных осадков в экспедиционных условиях.	41
Преимущества проведения палеомагнитных исследований в экспедиционных условиях	41
Методика отбора ориентированных образцов из колонок донных осадков	43
Измерение магнитных свойств осадков на борту судна	44
Установка для размагничивания образцов в переменном магнитном поле	49
Минеральный состав, доменная структура ферромагнетиков и природа естественной остаточной намагниченности океанских осадков	52
<i>Определение доменной структуры и минералогического состава глубоководных осадков</i>	<i>54</i>
Магнитно-минералогический состав донных отложений	56
Природа естественной остаточной намагниченности глубоководных осадков	62
Метод сравнения характеристик стабильности	64
Стабильность и компонентный состав естественной остаточной намагниченности	64
Использование комплексных методов при палеомагнитной стратиграфии	68
Экспрессный метод определения скорости осадконакопления донных осадков с помощью изотопного гамма-метода	69
<i>Палеомагнитная и радиолариевая стратиграфия донных отложений Индийского океана</i>	<i>70</i>
Палеомагнитные и палеоботанические исследования донных осадков Тихого океана	75
Палеомагнитная и диатомовая корреляция верхнекайнозойских донных отложений Тихого океана	88
Палеомагнитная и радиолариевая стратиграфия кернов скважин глубоководного бурения	95
К вопросу о существовании биомагнитного эффекта инверсий магнитного поля	101

Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений . . .	104
Детальная палеомагнитная стратиграфия донных отложений эпохи Брюнес . . .	104
Шкала геомагнитной полярности по донным осадкам Мирового океана	108
Поведение геомагнитного поля в период инверсии Матюяма-Брюнес	110
Траектория виртуального геомагнитного полюса в период инверсии Матюяма-Брюнес	112
Скорости осадконакопления по палеомагнитным данным	112
Заключение	117
Принятые обозначения	121
Литература	122

Линькова Татьяна Ильинична

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ
ОСАДКОВ
МИРОВОГО
ОКЕАНА**

*Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
ДВНЦ АН СССР*

Редактор
А.В. Копп
Художественный редактор
И.Ю. Нестерова
Технические редакторы
О.В. Аредова, Н.А. Торгашова
Корректор
О.А. Разуменко

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28016

Подписано к печати 20.06.84. Т-07392
Формат 60 X 90 1/16
Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,5. Усл.кр.-отт. 8,8
Уч.-изд.л. 10,4. Тираж 600 экз.
Тип.зак. 1585. Цена 1р. 60к.

Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Атлантического океана. 20 л.

В книге приведены результаты изучения 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". Детально рассмотрена история постсреднеюрской седиментации для южных областей Атлантики по глинистым минералам, обломочным компонентам, рассеянным и редким элементам.

Для геологов, океанологов.

Проблемы литологии Мирового океана. Минералогия и геохимия Тихого океана. 28 л.

В книге изложены результаты изучения минералогии и геохимии мезозойских и кайнозойских отложений Тихого океана по материалам глубоководного океанского бурения б/с "Гломар Челленджер". Приводятся данные исследований геохимической истории постюрской седиментации по главным компонентам, рассеянным и редким элементам для центральных областей северо-запада Тихого океана. Дана детальная характеристика геохимических особенностей основных этапов эволюции седиментации. Показана специфика формирования гидротермальных руд тяжелых металлов в рифтовых зонах океана.

Для геологов и океанологов.

Континентальный и океанский рифтогенез. 20 л.

В книге проанализированы процессы рифтогенеза в современных океанах и на континентах, а также развитие рифтогенных структур прошлых эпох. На основании такого анализа рассмотрены модели рифтогенных процессов, их роль в эволюции земной коры и формировании ряда полезных ископаемых. Рифтогенез проявляется во всех основных структурных элементах земной коры и является общим для планет и их спутников.

Для океанологов, геологов, изучающих рифтогенез, специалистов по полезным ископаемым.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига"

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13.

374001 Душанбе, проспект Ленина, 95

252030 Киев, ул. Ленина, 42

443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2

197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22

620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137

700029 Ташкент, ул. Ленина, 73

450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10

720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42

310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

1р. 60 к.

4314

