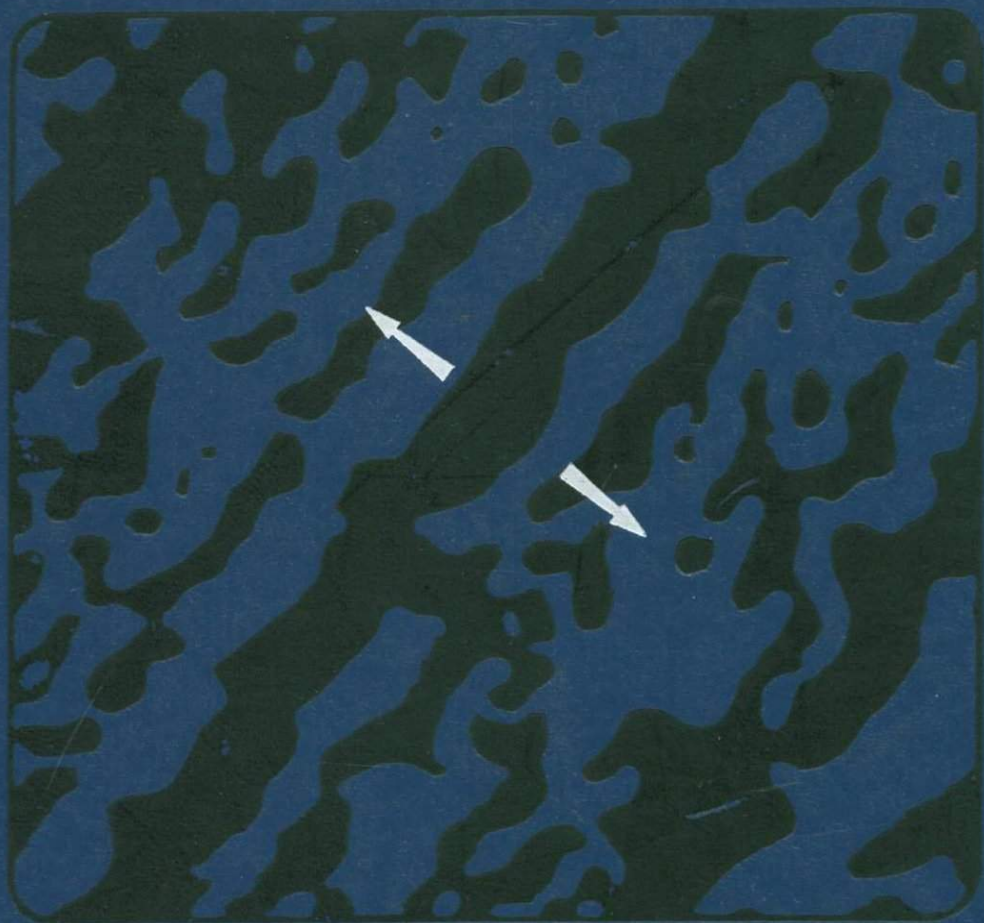


ВИКТОР ВАКЪЕ

ГЕОМАГНЕТИЗМ В МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ



Elsevier Oceanography Series, 6

GEOMAGNETISM

in marine geology

by

VICTOR VACQUIER

Professor of Geophysics
University of California, San Diego, California;
Marine Physical Laboratory, Scripps Institution of Oceanography,
San Diego, California

ELSEVIER PUBLISHING COMPANY
AMSTERDAM—LONDON—NEW YORK 1972

ВИКТОР ВАКЪЕ

550.3

ГЕОМАГНЕТИЗМ

в морской геологии

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО С. С. ФИЛАТОВА

Под редакцией А. М. Карасика и А. Н. Храмова

1964

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1976



Вакье Виктор. Геомagnetизм в морской геологии. Пер. с англ. Под ред. А. М. Карасика, А. Н. Храмова. Л., «Недра», 1976. 492 с.

В книге дается элементарное изложение физических основ geomagnetизма, за которым следует обсуждение магнитных свойств базальтов, являющихся источниками океанических магнитных аномалий. История инверсий главного geomagnetического поля за последние 80 млн. лет используется как основа для датировки возраста океанического дна, возникшего в процессе разрастания от осей срединно-океанических хребтов и поглощенного в глубоководных желобах. Подробно описывается глобальная картина разрастания дна океанов по состоянию на 1972 г.

Кратко формулируются основные положения тектоники плит, иллюстрируемые данными из области сейсмологических и геотермических исследований. Рассматривается модель из десяти литосферных плит с акцентом на эволюцию и движения литосферы в Тихом океане. Данные морских геолого-геофизических, в первую очередь магнитных, исследований увязываются с палеомагнитными реконструкциями. Приводятся краткие сведения о результатах придонных измерений различными методами.

Таким образом, книга охватывает, по существу, все аспекты geomagnetизма в морской геологии и представляет немалый интерес для широкого круга специалистов в области наук о Земле.

Табл. 3, ил. 146, прил. 3, список лит. 376 назв.

ВИКТОР ВАКЬЕ

ГЕОМАГНЕТИЗМ В МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева

Техн. редактор Н. П. Старостина

Корректор М. И. Витис

Переплет художника Л. Б. Козина

Графические работы выполнены Н. И. Пестовым

Сдано в набор 10/V 1976 г. Подписано в печать 14/IX 1976 г. Формат 70 × 90^{1/16}.
Бумага тип. № 1. Печ. л. 12. Усл. л. 14,04. Уч.-изд. л. 14,09. Тираж 1800 экз. Заказ № 964/362.
Цена 1 р. 65 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном Комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский проспект, 91.

В 20801—379
043(01)—76 32—76

© Перевод на русский язык. Издательство «Недра», 1976

ОТ РЕДАКТОРОВ

В книге известного американского геофизика профессора Калифорнийского университета Виктора Вакье, перевод которой предлагается советскому читателю, обобщены результаты изучения магнетизма океанического дна к моменту завершения работ по программе «Верхняя мантия». Представляется вполне закономерным, что одна из первых монографий, подводящих итоги морских геофизических исследований, посвящена геомагнетизму. Ведь именно этой отрасли физики Земли (наряду с сейсмологией) принадлежит ведущая роль в получении принципиально новых фактов, которые в решающей степени способствовали выдвижению, проверке и дальнейшему развитию неомобилистских геотектонических концепций.

В самом деле, почва для гипотез разрастания океанического дна (спрединга) и тектоники мобильных литосферных плит, которые рассматриваются многими учеными как причина и содержание «революции в геологии», была подготовлена успехами палеомагнитологии в середине 50-х годов. Результаты изучения древнего магнетизма пород, образцы которых были отобраны на всех материках Земли, привели к реабилитации идеи дрейфа континентов, встретившей в предшествующие годы сильную оппозицию со стороны многих авторитетных геофизиков и геологов. Эти исследования практически не оставили сомнений в том, что современное расположение материков является не изначальным, а приобретенным в процессе их перемещения на поверхности Земли. В то же время палеомагнитные исследования на материковых породах не давали, и не могли дать, ни точных траекторий дрейфа материков, ни прямых доказательств этого движения в виде его следов в океанических бассейнах, возникновение которых не может не быть каким-то образом связано с перемещением материков.

Ответ на эти вопросы был получен только тогда, когда объектом исследований стал сам океан. Именно на этом этапе геомагнетизму предстояло сказать свое веское слово, склонившее чашу весов, на которых сравнивались взаимно исключаящие геотектонические концепции, в пользу неомобилистских представлений. Трудно сказать, какая судьба ожидала бы гипотезу разрастания океанического дна в отсутствие данных о магнитных аномалиях океана. По-видимому, эта гипотеза со временем была бы подтверждена, но путь ее к признанию, несомненно, был бы долог и тернист. Об этом свидетельствуют первые годы существования гипотезы, отмеченные печатью недоверия и сомнений.

Перелом наступил в 1966 г., т. е. спустя всего пять лет после выдвижения гипотезы, когда было показано, что линейные симметричные магнитные аномалии срединно-океанических хребтов находят простое и убедительное объяснение в разрастании океанического дна, происходящем на фоне систематических обращений главного магнитного поля Земли. Особую

убедительность доказательству спрединга придавал тот факт, что воспроизведение магнитных аномалий, наблюдаемых на самых разных участках мировой рифтовой системы, достигалось с помощью модели магнитоактивного слоя, структура которого однозначно определялась историей обращений геомагнитного поля, независимо установленной по палеомагнитным измерениям на образцах пород, датированных калий-аргоновым способом.

Этот выдающийся результат выдвинул геомагнетизм на роль одного из важнейших методов в арсенале геофизических средств, используемых для решения геотектонических проблем. Ведущая роль этого метода в изучении истории движения крупных блоков земной поверхности — литосферных плит иллюстрируется всем последующим успешным опытом развития геомагнетизма в морской геологии, от описания которого мы воздержимся, чтобы не повторять содержания книги. Ее автор, известный магнитолог В. Вакье, внес крупный вклад в изучение магнетизма океанического дна. Он является одним из пионеров проведения систематических магнитных съемок океанов, первооткрывателем крупных горизонтальных смещений земной коры, обнаруженных по магнитному полю северо-восточной части Тихого океана, автором способа вычисления координат палеомагнитного полюса по магнитным аномалиям подводных гор и, наконец, одним из немногих исследователей электромагнитных полей на дне океана. Если же принять во внимание, что перечисленные области исследований (с добавлением, правда, изучения магнитных свойств осадков и пород океанического дна) практически исчерпывают проблематику геомагнетизма в морской геологии, то станут очевидными знание предмета и разносторонность интересов В. Вакье, предопределившие его компетентность в роли автора этой монографии.

Основное внимание в книге уделено демонстрации правильности спредингового объяснения линейных магнитных океанических аномалий и приложению этой интерпретации к выявлению хронологических, кинематических и геометрических характеристик раскрытия главных океанических бассейнов. Эта особенность монографии является весьма ценной, ибо на русском языке пока что отсутствуют полные обобщения результатов регионального геосторического анализа аномального магнитного поля. Однако справедливости ради следует отметить, что благодаря быстрому росту магнитной изученности океана наши сегодняшние знания региональных характеристик океанического магнитного поля и истории их формирования значительно превосходят сведения, содержащиеся в монографии. Если не вызывает сомнения тот факт, что подобная монография не могла быть написана 15 лет назад, то не менее справедливо утверждение, что сегодня обобщение успехов геомагнетизма в океане может и должно опираться на значительно более богатый фактический материал. Лучшей иллюстрацией этому может служить последняя глава книги, содержащая программу дальнейших исследований. То, что на пороге 1972 г. выглядело как дело будущего, за прошедшие годы было выполнено и перевыполнено. Темпы и масштабы морских геофизических исследований и осмысление их результатов оказались такими, что, быть может, уместно сказать: в деле изучения магнетизма океанического дна сегодня «невозможно войти в одни и те же воды» дважды.

Отмеченный недостаток книги — главный, но не единственный. Прочие недостатки, как правило, могут рассматриваться как продолжения ее до-

стоишь. Уделив много внимания геосторическому анализу геомагнитных данных, автор оставил в тени аномалии микроматериков, находящихся в пределах глубоководного ложа, а также некоторые разновидности океанического поля: зоны ровного поля и участки сложных магнитных аномалий атлантического подтипа. Это в конечном счете несколько обеднило и схематизировало картину магнитного поля океана, различные структуры которого могут и должны быть классифицированы как по их морфологическим, так и генетическим признакам. При удачной в целом, краткой форме представления материала, опирающейся в основном на многочисленные наглядные иллюстрации, книга потерпела урон в изложении некоторых важных вопросов, так, весьма схематично даны основы гипотезы тектоники плит.

Наконец, в монографии крайне недостаточно использованы работы советских геофизиков, внесших большой вклад в изучение магнетизма дна всех без исключения океанов Земли. Напомним в этой связи, что первая площадная аэромагнитная съемка в океане была проведена в 1957 г. советским геофизиком О. Н. Соловьевым к востоку от Курильских островов в Тихом океане, а в Северном Ледовитом океане масштабы аэромагнитных исследований СССР значительно превосходят усилия всех других стран. Чтобы компенсировать этот недостаток и одновременно помочь интересующемуся читателю в розыске конкретных результатов, достигнутых в последние годы, в книге помещен по возможности полный список работ советских ученых в области магнетизма океанического дна.

Следует отметить, что при переводе книги встретились некоторые трудности, связанные как с относительной новизной предмета, так и с множественностью терминологии в работах, посвященных разрастанию океанического дна и тектонике плит. Как правило, выбирались варианты, учитывающие прецеденты перевода с английского языка и терминологию, укоренившуюся в оригинальных работах на русском языке. В отдельных случаях редакторы взяли на себя смелость ввести новые русские эквиваленты терминов или отдали предпочтение наиболее удачным с их точки зрения среди ранее использованных. Во всех случаях это делалось в интересах адекватности перевода первоисточнику, и редакторы будут признательны за все замечания, относящиеся к качеству перевода.

В заключение хочется выразить надежду, что книга окажется интересной и полезной для советского читателя. Труд по изданию будет оправдан, если она расширит круг ученых, испытывающих интерес к расшифровке оставленных природой геомагнитных следов мощного латерального движения крупных блоков верхней оболочки Земли, являющегося неотъемлемой частью ее геологической жизни.

Редакторы признательны заведующему сектором ВНИГРИ О. А. Супруненко, любезно просмотревшему некоторые главы перевода и сделавшему полезные замечания, а также сотруднику ОНТИ ВНИГРИ Л. А. Вавжи-ковской, принявшей участие в подготовке рукописи к редактированию, и сотрудникам НПО Севморгео Т. А. Рейхерт и Н. А. Сочевановой, оказавшим помощь в составлении дополнительного списка литературы.

А. М. Карасик, А. Н. Храмов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выполненные в 60—70-х годах магнитные съемки на океанах в сочетании с результатами исследований в других отраслях геофизики и геологии обеспечили создание достоверной схемы эволюции расположения континентов и океанов на земном шаре. В соответствии с этой схемой поверхность Земли подразделяется приблизительно на 10 главных жестких плит, в настоящее время перемещающихся друг относительно друга под воздействием еще не изученных сил, источник которых находится внутри земного шара. Плиты могут состоять как из океанических, так и из континентальных частей, их современные границы оконтуриваются по эпицентрам землетрясений.

Там, где две плиты расходятся, формируется новая кора со скоростью от 1 до 12 см/год, а там, где они сближаются, кора поглощается обычно в результате погружения холодной плиты в мантию, что вызывает глубокие и мелкофокусные землетрясения. Наиболее значительное разрастание происходит в океанах на гребнях океанических хребтов (например, Срединно-Атлантического), где возникают только мелкофокусные землетрясения, поскольку горячие породы находятся там у самой поверхности дна океана. Новообразованная кора по мере остывания приобретает намагниченность в направлении внешнего геомагнитного поля. Когда поле изменяет свое направление, порода намагничивается также в противоположном направлении.

Полосы прямо и обратно намагниченных пород располагаются по обе стороны разрастающегося хребта, образуя симметричные пояса; этим обусловлено возникновение идентичных последовательностей магнитных аномалий в самых различных, удаленных друг от друга районах земного шара. Такая симметрия относительно осей хребтов и глобальная тождественность последовательного ряда магнитных аномалий, ориентированных параллельно океаническим хребтам, позволяют рассматривать геомагнитное поле, по крайней мере за последние 80 млн. лет, как поле геодрического диполя, располагающегося вдоль оси вращения Земли и время от времени быстро меняющего свою полярность, и считать полосовые магнитные аномалии отражением истории разрастания океанического дна, происходящего с достаточно постоянной скоростью.

Хронологическая сторона инверсий геомагнитного поля была увязана с абсолютными определениями возраста лавовых потоков на континентах, с результатами палеомагнитных измерений и палеонтологических наблюдений в колонках океанических осадков, поднятых при исследованиях по про-

грамме глубоководного бурения JOIDES*. Благодаря этому возраст областей океанического ложа протяженностью в несколько тысяч километров был датирован по магнитным аномалиям вплоть до 80 млн. лет назад, а по данным глубоководного бурения — до 200 млн. лет.

Магнитные аномалии на больших площадях океанического дна регистрируют, таким образом, движение коровых плит, совершившееся в геологическом прошлом; в сочетании с палеомагнитными данными это позволяет получать достоверные палеогеографические реконструкции относительно географического севера.

Хотя относительное перемещение крупных блоков земной коры несомненно признавалось А. Вегенером [167], А. Дю-Гойтом [43] и другими защитниками теории континентального дрейфа, только определив положение мировой системы срединно-океанических хребтов, удалось установить, что именно эта система является наиболее вероятным местом формирования земной коры в процессе дрейфа континентов [70]. Г. Хесс [73] и Р. Диц [42] высказали предположение, что движущей силой, вызывающей континентальный дрейф, является конвекция вещества в мантии, поднимающегося под срединно-океаническими хребтами и погружающегося под глубоководными желобами и горными грядками. Это вновь пробудило интерес к ранним гипотезам конвекции в мантии [63, 154].

Обнаружение линейных магнитных аномалий Р. Мейсоном и А. Рэффом [93] и корреляция этих аномалий через зоны разломов при смещениях по ним до 1400 км [150] показали, что океаническая кора состоит из жестких плит, а не из вязкого вещества, способствующего плаванию континентов на его поверхности. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз [157] первыми высказали предположение о существовании связи между новообразованием океанической коры на разрастающихся хребтах и формированием в результате инверсий геомагнитного поля симметричной структуры магнитных аномалий, параллельных активным океаническим хребтам.

Увязка системы магнитных аномалий с абсолютной шкалой инверсий геомагнитного поля в континентальных лавовых потоках, проведенная А. Коксом и его сотрудниками [35], открытие У. Питменом и Дж. Хейрцлером [120] такой же последовательности магнитных аномалий на Южно-Тихоокеанском поднятии принесли методике распознавания и датировки структуры разрастания океанического дна, предложенной Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом, общее признание. Это вызвало появление обширной литературы по геомагнитным исследованиям на океанах, которые мы попытаемся обозреть в свете теории тектоники плит, поскольку последняя оказывается теперь основным стимулом к проведению морских геомагнитных исследований в более широких масштабах.

Значительная часть материалов для книги была собрана при подготовке курса из пяти лекций, прочитанных в Геологическом институте АН СССР в мае 1970 г. При отборе статей, цитируемых в монографии, личное отношение было неизбежным, особенно если мы не могли согласиться с авторами этих работ по некоторым вопросам. Работы, в которых, по нашему

* Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling — Объединение океанографических институтов для глубоководного бурения. — *Прим. пер.*

мнению, содержатся ошибочные выводы и которые не обсуждаются в тексте, в список литературы не включены. Однако имеется, вероятно, много таких публикаций, которые оказались не включенными в этот список просто по недосмотру. Иногда для ясности и краткости изложения мы позволили себе категоричные утверждения, хотя более уместным было бы сдержанное обсуждение доводов за и против.

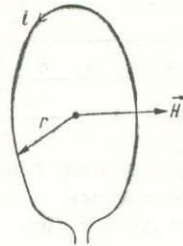
Создание этой книги стало возможным благодаря сотрудничеству с многими коллегами, любезно предоставившими в наше распоряжение иллюстрации, опубликованные в их работах. Мы выражаем признательность Р. Л. Фишеру, М. Д. Фуллеру, К. Г. А. Харрисону, Б. К. Хизену, Дж. Д. Мади и Дж. Г. Склейтему за критический обзор всей рукописи или ее отдельных глав, Р. Л. Паркеру и Ж. Франшто, участвовавшим в составлении приложений (Ж. Франшто, кроме того, собрал большую часть сведений о магнитных свойствах океанических базальтов). Мы благодарны также К. В. Милл за перепечатку рукописи на машинке и Дженнис Анфосси за вычерчивание некоторых иллюстраций.

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА
ГЕОМАГНЕТИЗМА

НАПРЯЖЕННОСТЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Магнитометр, буксируемый судном, измеряет значение напряженности магнитного поля, но не ее направление. Напряженность магнитного поля есть векторная величина, лучше всего определяемая магнитным эффектом в центре круглой проволочной петли с радиусом r , по которой течет электри-

Рис. 1. Определение напряженности магнитного поля.



ческий ток i (рис. 1). Вектор напряженности \vec{H} направлен перпендикулярно к плоскости токовой петли, его значение (в системе СГС*)

$$H = 2\pi i/r.$$

Магнитное поле Земли создается электрическими токами, циркулирующими в жидком железном ядре на глубине 2900 км от дневной поверхности. Вследствие столь большой глубины источника «постоянное» магнитное

* Приводим единицы измерения описываемых в книге магнитных величин. — Прим. ред.

Величина	Принятое в книге обозначение	Единица измерения		Соотношение единиц измерения
		в системе СГС	в системе СИ	
Сила тока	i	—	Ампер (а)	$1 \text{ СГС} = 3,34 \cdot 10^{-10} \text{ а}$
Напряженность магнитного поля	H	Эрстед (э); гамма	Ампер на метр (а/м)	$1 \text{ э} = 79,6 \text{ а/м}; 1 \text{ гамма} = 10^{-5} \text{ э} = 7,96 \cdot 10^{-4} \text{ а/м}$
Магнитный момент	M	—	Ампер-квадратный метр (а·м ²)	$1 \text{ СГС} = 10^{-3} \text{ а·м}^2$
Интенсивность намагниченности (намагниченность)	J	—	Ампер на метр (а/м)	$1 \text{ СГС} = 10^3 \text{ а/м}$
Магнитная восприимчивость	κ	—	—	$1 \text{ СГС} = 1 \text{ СИ}/(4\pi)$
Постоянная Больцмана	k	$1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град	$1,38 \cdot 10^{-23}$ дж/°К	—

поле ядра (именуемое так в отличие от той части поля, которая подвержена кратковременным изменениям, обусловленным солнечной радиацией и эмиссией частиц) оказывается географически сглаженным по сравнению с наложенными на него аномалиями поля, вызываемыми намагниченными породами дна океана.

НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Отложив пока детальное обсуждение магнетизма пород, рассмотрим брус намагниченной породы (рис. 2) как состоящий из небольших элементарных магнитов, ориентированных в основном вдоль оси бруса. Магнитный момент \vec{M} определяется как вращающий момент \vec{t} , который действует на брус,

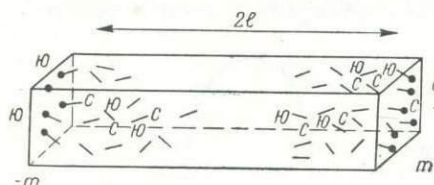


Рис. 2. Схематическое изображение равномерно намагниченного бруса.

когда он ориентирован под прямым углом к магнитному полю (рис. 3). Конец бруса, направленный к северу, называют северным полюсом. Если принять, что в центре Земли имеется магнит, то северный полюс этого магнита

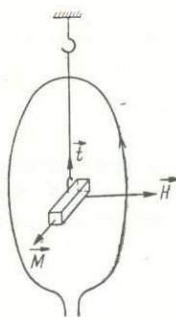


Рис. 3. Определение магнитного момента.

ориентирован в направлении Южного географического полюса. Если вещество магнита намагничено однородно внутри всего объема V , то его намагниченность

$$J = M/V.$$

ПОЛЕ, СОЗДАВАЕМОЕ ДИПОЛЕМ

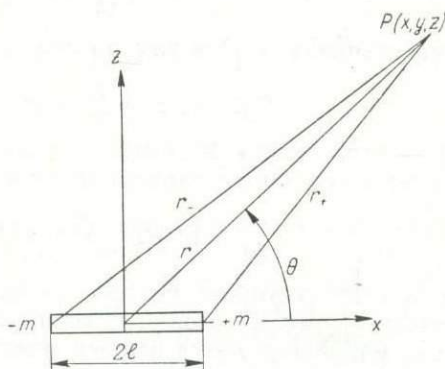
В дальнейшем измеренные поля будут сопоставлены с полями, вычисленными по простым моделям, простейшей из которых является намагниченный брус. В точке, расположенной на расстоянии, в несколько раз превышающем длину однородно намагниченного бруса, магнитные поля, обусловленные северными и южными полюсами элементарных магнитов, взаимно гасят друг друга, за исключением полей, связанных с полюсами на двух противоположных концах бруса. Это очень удобно при вычислении поля однородно

намагниченной массы породы, так как можно суммировать распределение этих воображаемых полюсов, расположенных на поверхности тела, что в общем более просто, чем суммирование намагниченностей в объеме всего тела.

Такая замена является содержанием теоремы Остроградского — Гаусса в теории ньютоновского потенциала. Если линейные размеры намагниченного бруса малы по сравнению с расстоянием r от бруса до точки P (рис. 4), где измеряется магнитное поле, то произведение поверхностной намагниченности на площадь можно рассматривать как воображаемую пару полюсов с магнитной массой m на одном конце и $-m$ на другом, расположенных на расстоянии l от центра бруса. Тогда магнитный момент

$$M = JV = 2ml.$$

Рис. 4. Схематическое изображение магнитного диполя.
Ось y направлена внутрь чертежа.



Теперь, применив ньютоновский закон притяжения масс, обратно пропорционального квадрату расстояния, и приняв, что полюсы m и $-m$ представляют собой одинаковые положительную и отрицательную массы, получим точное функциональное выражение для магнитного поля, образуемого магнитом в окружающем пространстве. Чтобы проверить это утверждение, можно сравнить поле, создаваемое магнитом, с полем кругового контура на расстояниях, значительно превышающих размеры контура.

Выведем выражение для магнитного потенциала диполя, представленного на рис. 4. Напряженность магнитного поля в некотором направлении может быть получена путем дифференцирования выражения для потенциала. Этот простой расчет помогает количественно представить магнитный эффект, производимый намагниченными телами. Потенциал U в точке $P(x, y, z)$ представляет собой сумму вкладов положительного и отрицательного полюсов магнита:

$$U = m/r_+ - m/r_- = m(1/r_+ - 1/r_-),$$

где

$$r_+ = [(x-l)^2 + y^2 + z^2]^{1/2}; \quad r_- = [(x+l)^2 + y^2 + z^2]^{1/2}.$$

Так как l гораздо меньше, чем x , y и z , пренебрежем величинами, содержащими l^2 :

$$r_+ = (x^2 - 2xl + y^2 + z^2)^{1/2} = (r^2 - 2xl)^{1/2} = r(1 - 2xl/r^2)^{1/2};$$

$$r_- = (x^2 + 2xl + y^2 + z^2)^{1/2} = (r^2 + 2xl)^{1/2} = r(1 + 2xl/r^2)^{1/2}.$$

Приблизительное выражение для потенциала приобретает вид

$$U = (m/r) [(1 - 2xl/r^2)^{1/2} - (1 + 2xl/r^2)^{-1/2}].$$

Раскроем внутренние скобки степенного ряда; можно вновь пренебречь второй и более высокими степенями величин $2xl/r^2$, поскольку они значительно меньше единицы. Разложение степенного ряда имеет вид

$$(1 \pm a)^{-1/2} = 1 \pm \frac{1}{2} a + \frac{1 \cdot 3}{2 \cdot 4} a^2 + \dots,$$

что после подстановки в формулу потенциала дает:

$$\vec{U}(x, y, z) = 2lmx/r^3 = \vec{M}x/r^3.$$

Если θ — угол между магнитным моментом и направлением r , то потенциал может быть также записан в виде выражения

$$\vec{U}(P) = \vec{M} \cos \theta / r^2, \quad (1)$$

которое не зависит от выбора системы координат.

Выведенные формулы абсолютно точны только в пределе, когда $l \rightarrow 0$. Одновременно магнитная масса полюса m может возрастать так, что выражение $\vec{M} = 2ml$ остается постоянным. Такой идеальный магнит называется диполем.

Отрицательная производная потенциала магнитного поля, взятая по некоторому направлению, есть составляющая напряженности по этому направлению, что является прямым следствием закона гравитационного притяжения масс, обратно пропорционального квадрату расстояния. Этот закон, как мы предполагали, применим для положительного и отрицательного полюсов магнита, если представить их в виде сконцентрированных положительной и отрицательной масс.

Составляющая напряженности магнитного поля в направлении x

$$\vec{H}_x = \partial \vec{U} / \partial x = (\vec{M} / r^3) (3x^2 / r^2 - 1). \quad (2)$$

Следует запомнить два частных случая:

для точки на оси x с координатами $x = r$, $y = 0$, $z = 0$

$$\vec{H}_x(x = r; y = 0; z = 0) = 2\vec{M} / r^3; \quad (3)$$

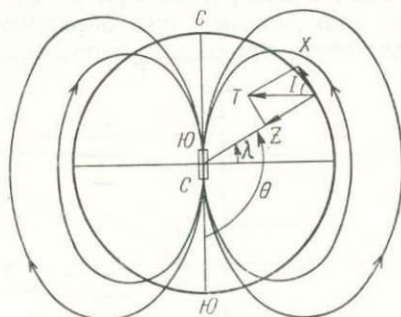
для точек на плоскости zy

$$\vec{H}_x(x = 0; \sqrt{y^2 + z^2} = r) = \vec{M} / r^3. \quad (4)$$

НАКЛОНЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Применим выведенные выше формулы для земного магнетизма. В первом приближении магнитное поле Земли представляется полем магнитного диполя, расположенного в центре Земли, силовые линии поля направлены к южному магнитному (Северному географическому) полюсу. Такой диполь называется «геоцентрическим», его поле на земной поверхности дается первым членом ряда сферического гармонического разложения постоянного магнитного поля Земли в зависимости от географической широты и долготы. Полная напряженность магнитного поля T в точке с широтой λ на поверх-

Рис. 5. Наклонение I магнитного поля геоцентрического диполя



ности Земли (рис. 5) может быть вычислена как векторная сумма горизонтальной составляющей X , направленной к северу, и вертикальной составляющей Z ; эти составляющие получены из производных (с обратным знаком) уравнения (1) по северному направлению $r d\theta$ и по вертикали r , направленной вниз. Широта λ связана с углом θ соотношением $\theta = (90^\circ + \lambda)$, так что $\cos \theta = -\sin \lambda$. Таким образом, географический и магнитный полюсы противоположны. Полагая направления на географический север и по вертикали вниз положительными, получаем: для горизонтальной составляющей, направленной к северу,

$$\vec{X} = - (1/r) (\partial \vec{U} / \partial \theta) = (\vec{M} / r^3) \cos \lambda, \quad (5)$$

для вертикальной составляющей

$$\vec{Z} = - (\partial \vec{U} / \partial r) = (2M / r^3) \sin \lambda. \quad (6)$$

Уравнения (5) и (6) подтверждают эмпирические данные о том, что напряженность геомагнитного поля на полюсах вдвое больше, чем на экваторе. Исходя из наблюдаемой напряженности поля, составляющей у экватора около 0,3 э, можно вычислить магнитный момент воображаемого геоцентрического диполя, который оказывается близким к $8 \cdot 10^{25}$ СГС.

ПРОСТАЯ ДВУМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ПРИБЛИЗИТЕЛЬНЫХ ОЦЕНОК

Источниками геомагнитных аномалий, измеряемых с судов и самолетов, являются намагниченные магматические породы в земной коре. В значительной степени эта намагниченность возникла под воздействием магнитного

поля Земли по мере охлаждения пород начиная от температуры Кюри — около 600°C или ниже в зависимости от состава магнитных минералов. При температуре выше точки Кюри породы практически немагнитны. Так как с глубиной температура повышается, магнитные аномалии в океанах не могут возникать на глубинах, превышающих 20 км, возможно, магнитный слой еще тоньше.

Согласно современным данным, базальты являются единственной разновидностью пород, которую можно рассматривать в качестве источника магнитных аномалий. Они намагничены либо по современному направлению магнитного поля Земли, либо против него — в зависимости от того, было геомагнитное поле прямым или обратным в то время, когда температура породы, понижаясь, проходила через точку Кюри.

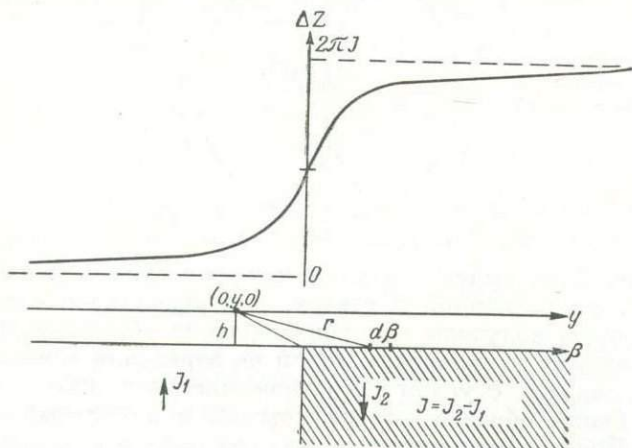


Рис. 6. Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля, создаваемого вертикально намагниченным квадрантом.

Ось x направлена внутрь чертежа.

Идентичные ряды магнитных аномалий, параллельных разрастающимся хребтам в разных океанах, несомненно доказывают, что полярность магнитного поля Земли резко меняется на 180° через неравномерные промежутки времени. Вычислить напряженность магнитного поля, вызываемого полосами пород значительной протяженности, постоянной мощности, прямой или обратной полярности, несложно, поскольку воздействия отдельных полос просто суммируются. Подсчеты значительно упрощаются, если выбрать хребет на средних широтах, ориентированный в меридиональном направлении, так как в этом случае картина определяется только вертикальными составляющими намагниченности породы и напряженности магнитного поля.

Пусть h есть глубина океана, $(0, y, 0)$ — координаты судна (рис. 6). Вертикальная плоскость, ориентированная в направлении север — юг разделяет два квадранта, которые намагничены противоположно. Разницу в их намагниченности обозначим J и отнесем ее к правому квадранту, так как аномалия возникает лишь вследствие разницы в намагниченности. Намагниченные тела имеют нижнюю кромку, однако ее воздействия можно не учитывать, если глубина кромки велика по сравнению с глубиной дна. Элемент поверхности в правом квадранте имеет площадь $d\alpha d\beta$. Этот элемент

«заселен» южными полюсами с некоторой поверхностной плотностью. Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля на судне, т. е. в точке $(0, y, 0)$,

$$\Delta Z = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (J d\beta d\alpha / r^2) \cos \theta.$$

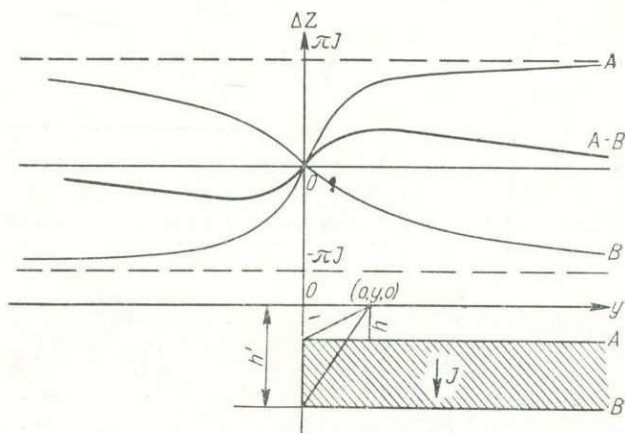
Здесь $\cos \theta = h/r$, так что

$$\Delta Z = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} J (h/r^3) d\beta d\alpha,$$

где

$$r = [(\alpha - x)^2 + (\beta - y)^2 + h^2]^{1/2}.$$

Рис. 7. Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля, создаваемого вертикально намагниченной полубесконечной плитой (уступом).



Интегрируя сначала по α , а затем по β , получаем

$$\Delta Z = 2J \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h d\beta}{(\beta - y)^2 + h^2} = 2J \operatorname{arctg} \frac{\beta - y}{h} \Big|_{-\infty}^{\infty} = 2J \left(\frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \frac{y}{h} \right). \quad (7)$$

При $y \rightarrow -\infty$

$$\operatorname{arctg} (y/h) \rightarrow -\pi/2; \quad \Delta Z \rightarrow 0;$$

при $y \rightarrow +\infty$

$$\operatorname{arctg} (y/h) \rightarrow \pi/2; \quad \Delta Z = 2\pi J.$$

Значение $2\pi J$ является максимальной амплитудой аномалии для данной намагниченности.

В действительности влиянием нижней кромки пренебречь нельзя. Чтобы его учесть, надо выполнить аналогичный расчет для большей глубины h' и вычесть результат из предыдущего, что даст вертикальную составляющую напряженности для полубесконечной плиты (уступа):

$$\Delta Z = 2J [\operatorname{arctg} (y/h) - \operatorname{arctg} (y/h')]. \quad (8)$$



Члены в скобках — это углы (в радианах), под которыми из точки, где находится магнитометр, видны верхняя и нижняя поверхности плиты (рис. 7).

Если надо ограничить уступ в направлении y , чтобы вычислить влияние плиты шириной $2b$ (рис. 8), следует сложить решения, в которых значение y заменено на $y - b$ и $y + b$. Геометрически составляющая ΔZ опять-таки

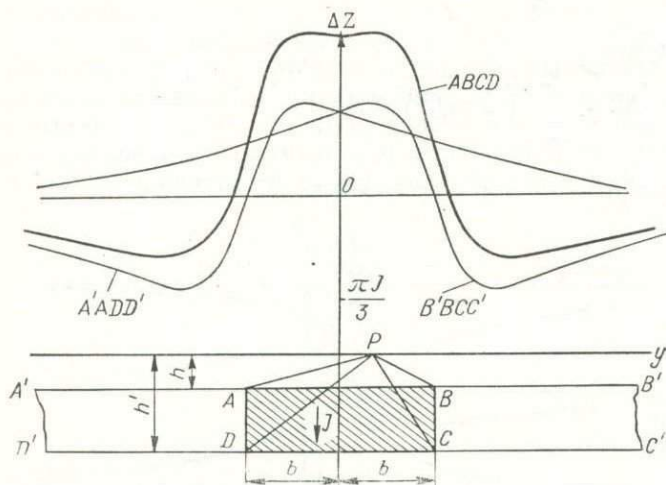


Рис. 8. Вертикальная составляющая напряженности магнитного поля, создаваемого бесконечно длинной плитой прямоугольного сечения $ABCD$.

пропорциональна разности углов, сходящихся к судну от верхней и нижней кромок тела. Если тело ограничено в направлении x , значение ΔZ пропорционально разности телесных (а не плоских) углов. Модельные расчеты для общего двумерного случая, когда простираение линейных структур не меридионально, более сложны и рассматриваются в приложении 2.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

ДИАМАГНЕТИЗМ И ПАРАМАГНЕТИЗМ

Если вещество приобретает намагниченность J в поле напряженностью H , его объемная магнитная восприимчивость будет

$$\kappa = J/H,$$

а удельная магнитная восприимчивость

$$\chi = J/(\rho H),$$

где ρ — плотность.

Вещество называется диамагнетиком, если κ и χ отрицательны, для парамагнитных и ферромагнитных веществ эти величины положительны. В диамагнитных веществах собственный магнитный момент атомов равен нулю. Диамагнетизм возникает в результате прецессии электронного облака относительно внешнего магнитного поля и приблизительно пропорционален количеству электронов. Диамагнетизм — явление чрезвычайно слабое, например, для висмута $\kappa = 13 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Хотя океанические базальты и осадки относятся к ферромагнетикам, для понимания их магнитных свойств все же надо дать элементарное объяснение парамагнетизма. Вещества, имеющие нечетное число электронов, являются парамагнитными, т. е. их магнитная восприимчивость положительна, поскольку собственный магнитный момент атомов не равен нулю, в отличие от того, что наблюдается в диамагнитных веществах. Парамагнетизм обычно в 10 или более раз сильнее диамагнетизма. В магнитном поле атомы парамагнитного вещества имеют тенденцию к ориентации своих магнитных моментов параллельно магнитному полю вопреки дезориентирующему влиянию теплового движения.

Отличительной характеристикой парамагнетиков является линейная зависимость их магнитной восприимчивости от величины, обратной абсолютной температуре; для газов эта зависимость выражается формулой

$$\chi = C/T.$$

Это — так называемый закон Кюри, связывающий магнетизм с кинетической теорией газов. Константа Кюри C пропорциональна квадрату молекулярного магнитного момента. В твердых телах вследствие взаимодействия между атомами

$$\chi = C/(T - \Theta),$$

что справедливо только при $T > \Theta$; величина Θ называется температурой Кюри.

ФЕРРОМАГНЕТИЗМ

Ниже температуры Кюри некоторые парамагнитные металлы, в особенности железо, никель и кобальт, так же как и некоторые их соединения, обладают значительно более сильными магнитными свойствами, чем обычные парамагнетики. Например, в поле 10 э удельная магнитная восприимчивость сурьмы равна $0,8 \cdot 10^{-6}$, сульфата кобальта $65 \cdot 10^{-6}$, чистого железа 200 СГС . Такие твердые тела называются ферромагнетиками. Их необычайно сильные магнитные свойства, возникающие ниже температуры Кюри,

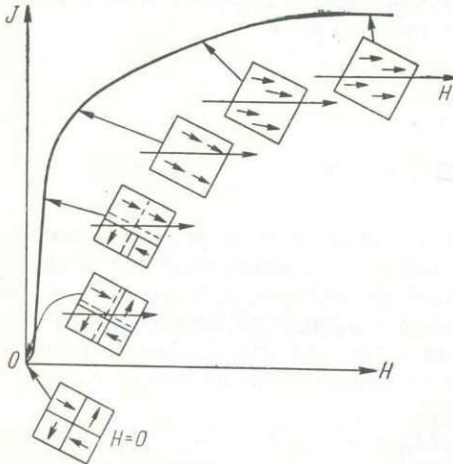


Рис. 9. Процесс намагничивания ферромагнитного вещества согласно доменной теории [76].

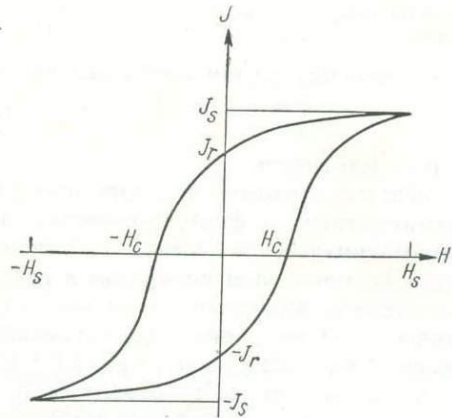


Рис. 10. Гистерезисный цикл намагничивания ферромагнитного вещества [76].

обусловлены межатомным взаимодействием в кристаллах. Выше температуры Кюри ферромагнетики становятся парамагнетиками.

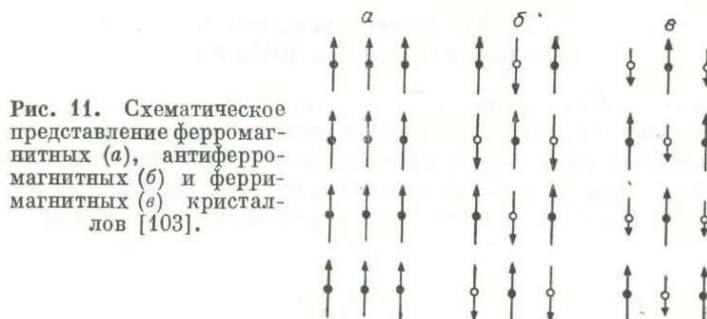
Ферромагнитное вещество состоит из дискретных участков, содержащих от 10^{10} до 10^{15} атомов и называемых доменами, в которых все магнитные моменты атомов параллельны друг другу. Поскольку в поликристаллическом веществе отдельные кристаллы, содержащие ферромагнитные домены, ориентированы произвольно, суммарная намагниченность в ненамагниченном теле равна нулю. Можно сказать, что домены обладают спонтанной намагниченностью, обусловленной межатомным взаимодействием. Спонтанная намагниченность существует в пространстве, лишенном магнитного поля, и ее значение в каждом домене является максимальным для данного вещества.

В немагнитном пространстве по мере того, как вещество остывает начиная от точки Кюри, домены становятся спонтанно намагниченными вдоль главной кристаллографической оси, или оси «легкого» намагничивания, по отношению к которой магнитная энергия минимальна, а магнитное взаимодействие между атомами кристаллической решетки максимально. Даже тщательно выращенные монокристаллы чистого железа содержат большое количество доменов, возникших частично из-за незначительных дефектов

и случайных примесей, которые вызвали деформации в кристаллической решетке.

Размеры магнитных доменов были изучены путем наблюдения под микроскопом аншлифов ферромагнитных металлов, покрытых коллоидными ферромагнитными частицами. Эти частицы скапливаются вблизи границ доменов, где градиент магнитного поля наибольший. Для расчета объема магнитных доменов используется также эффект Баркгаузена. Эксперимент состоит в медленном намагничивании образца, помещенного в соленоид. Последний улавливает дискретные импульсы энергии, которые возникают предположительно при перемещении отдельных доменных стенок в более устойчивое положение.

Намагничивание ферромагнетика внешним магнитным полем состоит из трех этапов (рис. 9). Вначале домены, намагниченности которых имеют



составляющую вдоль приложенного магнитного поля, обратимо увеличиваются в размерах за счет доменов, намагниченных противоположно данному полю. Затем некоторые доменные стенки внезапно переходят в другое устойчивое положение, которое ведет к увеличению полного магнитного момента в направлении наложенного поля. Наконец, атомы во всех доменах продолжают обратимо отклоняться под воздействием наложенного поля от их устойчивой ориентации. Это отклонение, разумеется, существует при всех значениях внешнего магнитного поля.

Вследствие энергетических барьеров, существующих между устойчивыми положениями доменных стенок, намагниченность ферромагнетиков проходит через гистерезисный цикл в изменяющемся магнитном поле (рис. 10). Пусть образец намагничен до состояния насыщения J_s в поле H_s . Затем, когда магнитное поле сводится к нулю, некоторые из доменных стенок продолжают оставаться в своем новом положении, обуславливая остаточную намагниченность в образце. Чтобы снять эту остаточную намагниченность, необходимо приложить отрицательное магнитное поле H_c , которое принято называть коэрцитивной силой.

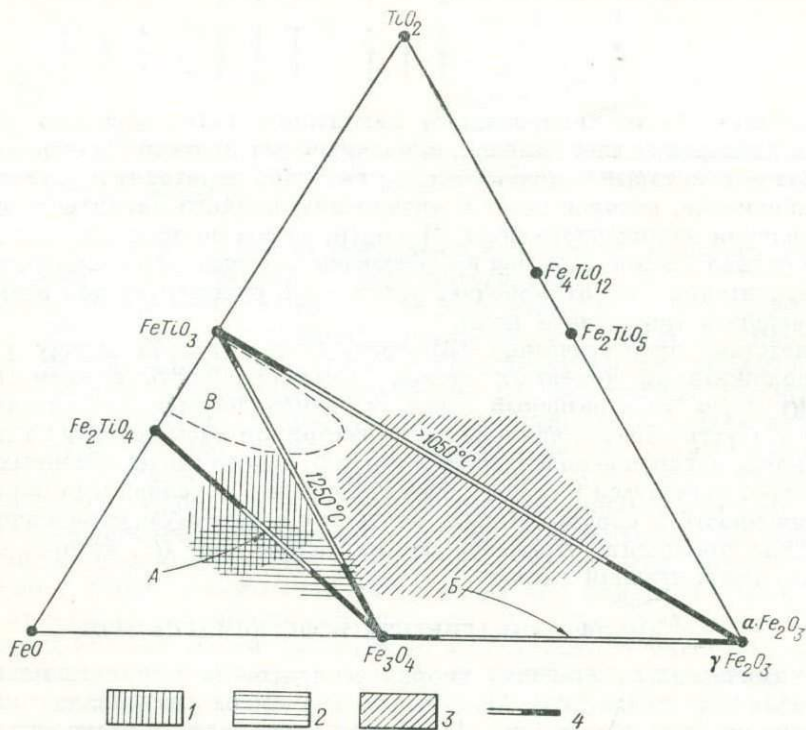
АНТИФЕРРОМАГНЕТИЗМ И ФЕРРИМАГНЕТИЗМ

В химических соединениях упорядочение атомов в доменах может быть трех различных видов (рис. 11). До сих пор мы рассматривали только чистый ферромагнитный тип (рис. 11, a), когда все магнитные моменты атомов

в доменах параллельны друг другу. В антиферромагнетиках (рис. 11, б) две одинаковые подрешетки имеют противоположно направленные моменты, так что вещество в обычном состоянии не является ферромагнетиком. Однако при повышении температуры вначале нарушается ориентация в одной из подрешеток, вызывая резкое возрастание магнитной восприимчивости. При дальнейшем небольшом повышении температуры магнитная восприимчивость снова понижается и вещество становится парамагнитным. Температура, при которой магнитная восприимчивость достигает острого максимума, названа температурой Нееля. Домены в ферромагнитных кристаллах (рис. 11, в) состоят из двух антипараллельных подрешеток с неодинаковыми магнитными моментами, что обычно придает веществу ферромагнитные свойства, но обуславливает своеобразные формы кривых температурного намагничивания.

СОСТАВ ФЕРРОМАГНИТНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Магнитные свойства пород зависят как от их состава, так и от их истории. Единственно важными ферромагнитными минералами океанических базальтов являются титансодержащие магнетит и маггемит, представляющие собой твердые растворы окислов железа и титана. На рис. 12 показаны два семейства минералов: ряд магнетита — ульвошпинели и ряд гематита —



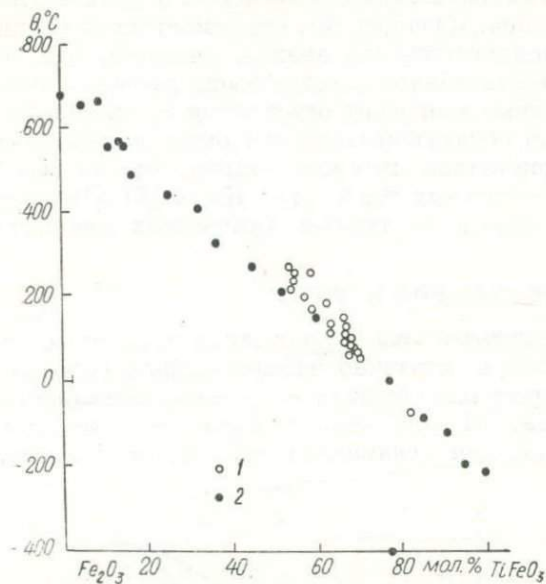


Рис. 13. Точки Кюри минералов ильменит-гематитовой серии [76].

Минералы: 1 — естественные, 2 — синтетические.

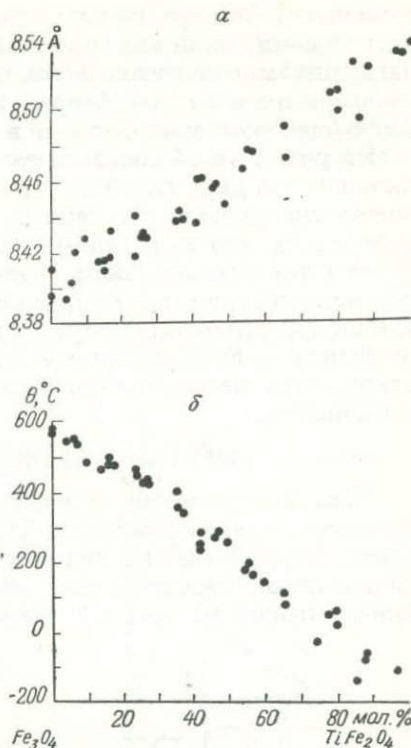


Рис. 14. Изменение размера элементарной кристаллической ячейки (а) и температуры Кюри (δ) в магнетит-ульвошпинелевой серии твердых растворов (для синтетических образцов) [76].

Рис. 12. Минералогические и магнитные данные, относящиеся к системам FeO , TiO_2 , Fe_2O_3 [60].

Минералы пород: 1 — основных магматических, 2 — кислых магматических, 3 — метаморфических 4 — линии твердых растворов, пробелы соответствуют интервалам нерастворимости при комнатных температурах (указаны температуры, выше которых растворы существуют по всей линии). А — возможный разрыв растворимости при низких температурах; В — отсутствие разрыва с магнетитом при высоких температурах; В — температура плавления слишком высока для кристаллизации магматического расплава.

Точки тройной диаграммы

Минерал	Размер ячейки, Å	θ , °C	J_s , CGC
TiO_2 Рутил, анатаз, брукит	—	—	—
Fe_2TiO_5 Псевдобрукит	—	—	—
$\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ Гематит	5,427	675	0,2
$\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ Маггемит	8,322	300	83,5
Fe_3O_4 Магнетит	8,395	580	93
Fe_2TiO_4 Ульвошпинель	—	0	—
FeTiO_3 Ильменит	5,523	150	0,2

ильменита. Минералы ряда магнетита — ульвошпинели являются ферри-магнетиками, тогда как минералы гематит-ильменитового ряда гораздо менее магнитны и относятся к антиферромагнитным, небольшие дефекты превращают их в слабые ферромагнетики. В базальтах магнетит встречается как в основной массе, так и в небольших фенокристаллах.

На рис. 13 и 14 показана зависимость между точкой Кюри и химическим составом для двух семейств минералов. Казалось бы, что температуру Кюри можно предсказать по данным количественного анализа окислов, однако выяснилось, что ее истинные значения обычно гораздо выше рассчитанных. Даже в тех случаях, когда магнитные минералы отделяются от силикатов, при исследовании под микроскопом обнаруживаются выпавшие из раствора пластинки ильменита внутри кристаллов титаномагнетита, что смещает соотношение Fe/Ti в сторону более высоких температур Кюри [6]. Поэтому предсказать магнитные свойства пород по данным химических анализов невозможно.

ЗНАЧЕНИЕ РАЗМЕРОВ ДОМЕНОВ И ЗЕРЕН

Как было отмечено выше, магнитные аномалии в океанических областях возникают главным образом благодаря остаточно намагниченным породам, в меньшей степени они являются результатом намагничивания, вызванного современным геомагнитным полем. Намагниченное состояние обладает более высокой внутренней энергией, чем ненамагниченное, и, естественно,

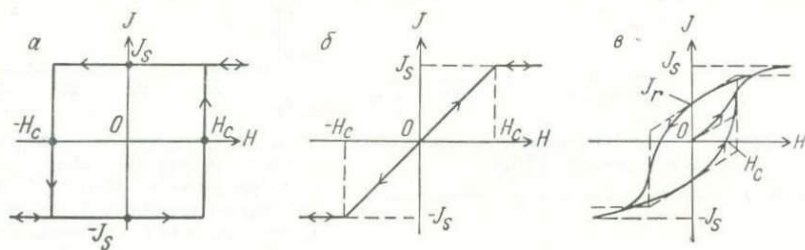


Рис. 15. Петля гистерезиса для однодоменных частиц, рассчитанная на основе теории Нееля [103].

а — при $x = 0$; б — при $x = \pi/2$; в — для совокупности хаотически ориентированных зерен.

возникает вопрос, уменьшается ли остаточная намагниченность пород с течением времени, например за интервал порядка 100 млн. лет.

Л. Неель [106] разработал теорию, на основании которой стабильность магнитного момента однодоменной частицы заданных размеров для определенной температуры может быть вычислена как функция времени. При лабораторном изучении магматических пород и синтетических минералов были получены данные, подтверждающие эту теорию. Вполне вероятно, что носителями значительной и наиболее устойчивой части остаточной намагниченности магматических пород являются малые однодоменные зерна, рассеянные в матрице, почти лишенные магнитных свойств.

Рассмотрим петлю гистерезиса для единичного изолированного домена; пусть внешнее наложенное магнитное поле параллельно спонтанной намаг-

ниченности домена (рис. 15, а). Петля прямоугольна, так как возможны только два намагниченных состояния: $\pm J_s$. Когда наложенное магнитное поле перпендикулярно к направлению спонтанной намагниченности, индуцированная намагниченность, параллельная наложенному полю, является обратной (рис. 15, б). Петля гистерезиса для вещества, в котором хаотично рассеяны домены некоторого размера, отдаленно напоминала бы представленную на рис. 15, в.

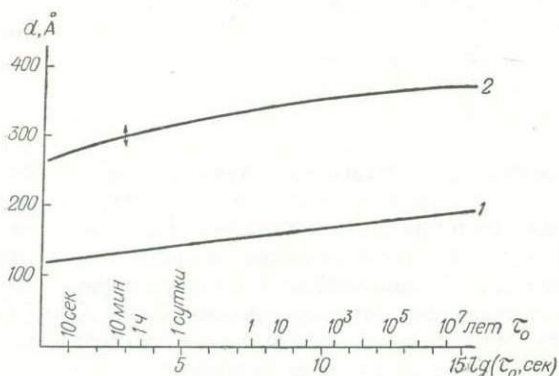


Рис. 16. Зависимость времени релаксации τ_0 от диаметра d частицы для железа (1) и магнетита (2) (при комнатной температуре) [76].

Стрелками показан интервал блокирующих размеров (диаметров) частиц.

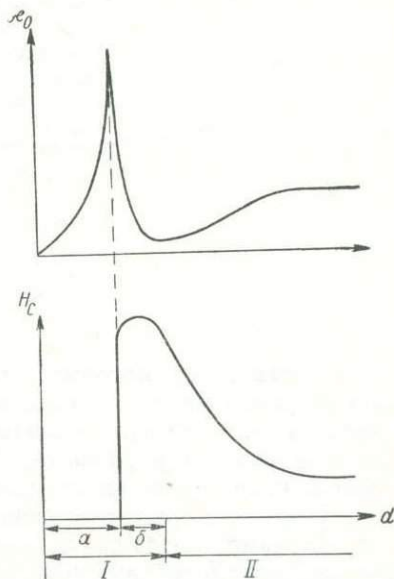


Рис. 17. Зависимость начальной магнитной восприимчивости χ_0 и коэрцитивной силы H_c магнетита от размера d частицы [103].

Структуры: I — однодоменные (a — область супермагнетизма, b — область стабильных остаточных намагниченностей), II — многодоменные.

Ориентация атомов в домене поддерживается силами, пропорциональными произведению их объема V и магнитокристаллографической анизотропии K_u ; последняя представляет собой разность между энергиями, потребными для намагничивания кристалла в наиболее благоприятном и в других направлениях. Ориентирующей силе противодействует тепловая энергия kT , где k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура. Чтобы зерно стало ферромагнетиком, отношение $K_u V / (kT)$ должно превышать некоторое критическое значение. При температуре несколько ниже точки Кюри статистические температурные флуктуации уменьшают остаточную намагниченность экспоненциально в зависимости от времени t :

$$J_r = J_0 \exp(-t/\tau_0),$$

где J_0 — значение J в нулевой момент времени; τ_0 — время релаксации намагниченности зерен.

Л. Неелем дано выражение для времени τ_0 [103], основная характеристика которого определяется экспоненциальной зависимостью от V/T .

Зависимость времени релаксации τ_0
от величины V/T или от радиуса R
сферической частицы магнетита при
 $T = 300^\circ \text{K}$ [103]

(предполагается анизотропия
исключительно магнитокристалли-
ческого происхождения)

V/T , 10^{-19} см ³ /°К	R , Å	τ_0 , сек
2,5	260	10^{-1}
3,2	280	10
3,5	290	10^2
3,8	300	10^3
4,4	320	10^5
5,1	330	10^7
5,7	340	10^9
7,6	380	10^{15}
34,6	630	10^{100}

Вещества, для которых значение τ_0 меньше, чем время, необходимое для измерения намагниченности J_r (как показано в левой части рис. 16 для железа и магнетита), называются суперпарамагнетиками. Коэрцитивная сила зависит от размера частиц. Твердое вещество, в котором диспергированы однодоменные зерна, имеет максимальную коэрцитивную силу, с уменьшением размера зерна вещество становится суперпарамагнитным. Однако в тех случаях, когда зерна достаточно велики, чтобы вместить несколько доменов, коэрцитивная сила вновь понижается и с уменьшением размера частиц асимптотически приближается к значению, характерному для сплошного вещества (рис. 17). Начальная магнитная восприимчивость достигает острого максимума там, где домены находятся в суперпарамагнитном состоянии. Уменьшение коэрцитивной силы может объясняться гистерезисом, вызванным перемещением доменных стенок в многодоменной структуре.

ТЕРМОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ

Остаточная намагниченность магматических пород обычно в 5—100 раз превышает намагниченность, которая индуцируется в них современным магнитным полем Земли. Их коэрцитивная сила составляет обычно несколько сотен эрстед, что сопоставимо со свойствами некоторых сталей для постоянных магнитов. Эти свойства могут быть объяснены с точки зрения теории однодоменных частиц Нееля. Когда в процессе остывания однодоменные частицы достигают блокирующей температуры, при которой они переходят от суперпарамагнитного состояния к ферромагнитному, их коэрцитивная сила крайне мала и слабое геомагнитное поле может намагнитить их гораздо эффективнее, чем при более низких температурах. В случае магнитных полей столь же слабых, как магнитное поле Земли, эта термоостаточная намагниченность прямо пропорциональна напряженности поля.

Вследствие того, что домены имеют разные объемы, существует диапазон температур, при которых порода приобретает свою термоостаточную намагниченность (TRM). Большая часть TRM возникает при понижении температуры в пределах 100°C от точки Кюри (рис. 18). Парциальные значения TRM приблизительно аддитивны, т. е. намагниченность для интервала, например, $600-300^{\circ}\text{C}$ равна сумме намагниченностей в интервалах $600-500$ и $500-300^{\circ}\text{C}$.

Опыты с породами и синтетическими минералами подтверждают правильность предположения о том, что значительная часть магнитных минералов в базальтах представляет собой дисперсию однодоменных частиц, обладающих весьма устойчивой термоостаточной намагниченностью, поскольку при комнатной температуре коэрцитивная сила однодоменных частиц во много раз больше любого намагничивающего поля, которое могло бы на них воздействовать. Однако изверженные породы все же содержат частицы достаточно крупные, чтобы включить в себя большое количество доменов. В связи с этим возник целый ряд гипотез, объясняющих, каким образом многодоменные частицы могут вести себя как однодоменные. Ф. Стэйси [138] предложил такое объяснение: если частица состоит всего лишь из нескольких доменов, совсем не обязательно, чтобы устойчивыми были именно те положения стенок доменов, при которых полная намагниченность частицы равна нулю. Д. Стренджуэй и его соавторы [139] разработали эту гипотезу.

Они предположили, что кристаллы титанистого магнетита содержат тонкие пластинки выпавшего из раствора ильменита, которые эффективно разделяют магнитное зерно на участки достаточно малые, чтобы вести себя как единичные домены. Э. Ферхуген считает, что термоостаточная намагниченность первоначально возникает на дислокациях, которые ведут себя подобно единичным доменам вследствие того, что они изолированы от взаимодействия с другими частями ферромагнитного зерна из-за наличия участков напряжения. Такая намагниченность должна была бы иметь большую устойчивость, чем естественная остаточная намагниченность (NRM), которая может возникать главным образом при гистерезисе в результате смещения доменных стенок [113]. Интересным свойством термоостаточной намагниченности является то, что, возникнув в слабом магнитном поле, например в поле Земли, с нагреванием она заметно уменьшается только в диапазоне температур, близких к точке Кюри.

Возможно, не существует никакой практической необходимости объяснять термоостаточную намагниченность в многодоменных частицах и на самом деле основная часть магнитоустойчивой составляющей естественной

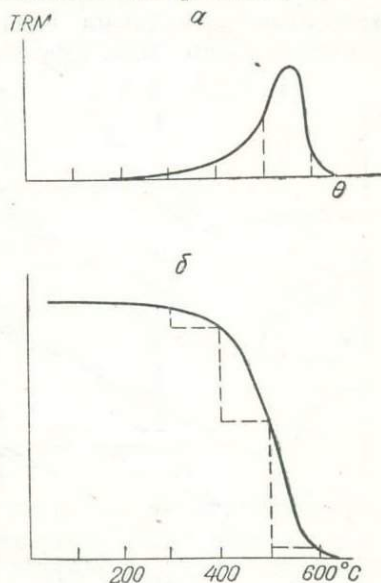


Рис. 18. Возникновение термоостаточной намагниченности [76].
Кривые: а — дифференциальная, б — интегральная.

остаточной намагниченности обусловлена однодоменными зернами, что подтверждается как экспериментально, так и теоретически [90].

ТЕРМОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БАЗАЛЬТОВ

Обратимые и необратимые изменения магнитных свойств базальтов, вызванные различными видами термической обработки, использовались для определения содержащихся в них магнитных минералов. Эти минералы исследовались также до и после термообработки с применением рентгенооскопии, оптической и электронной микроскопии и других методов. Образцы синтетических минеральных смесей подвергались такой же термической обработке и таким же исследованиям. Установлено, что для двух разновидностей базальтов намагниченность, приобретенная в сильном поле, и температура Кюри необратимо возрастают после нагревания.

В некоторых базальтах, изученных П. И. Василевским [163],

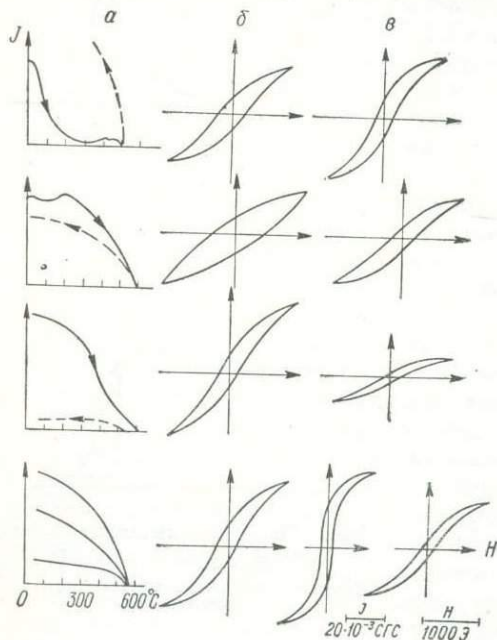


Рис. 19. Термомангнитные характеристики океанических базальтов разных классов [163].

a — изменение намагниченности в цикле нагрев — охлаждение для определения точек Кюри; петли гистерезиса: *б* — до нагревания, *в* — после нагревания выше 580° С; в нижнем ряду термомангнитные кривые имеют обратимый характер.

гомогенный титаномагнетит, богатый титаном, при нагревании превращается в титаномагнетит, обедненный титаном, и ильменит. М. Озима и Э. Ларсон [112, 114] наблюдали такие же изменения магнитных свойств в базальте, содержащем сильноокисленный титаномагнетит, который превращался в магнетит, гемоильменит и (или) псевдобрукит. П. И. Василевский обнаружил еще одну разновидность базальтов, у которой намагниченность уменьшалась, в то время как точка Кюри оставалась неизменной (рис. 19). Титаномагнетит в этом базальте предположительно переходит в дефектную шпинель, менее магнитную, чем исходный минерал.

Низкотемпературное окисление исходного титаномагнетита в свежем излившемся базальте на гребне хребта уменьшает его естественную остаточную намагниченность. Из-за этого при вычислении магнитных аномалий, возникающих в результате разрастания океанического дна, часто приходится приписывать большую намагниченность центральному блоку, чтобы привести в соответствие вычисленные и наблюдаемые значения.

СНЯТИЕ НЕСТАБИЛЬНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Присутствие более чем одного магнитного минерала в породе может быть выявлено по степени изменчивости магнитных свойств, таких как магнитная восприимчивость или остаточная намагниченность, при изменении

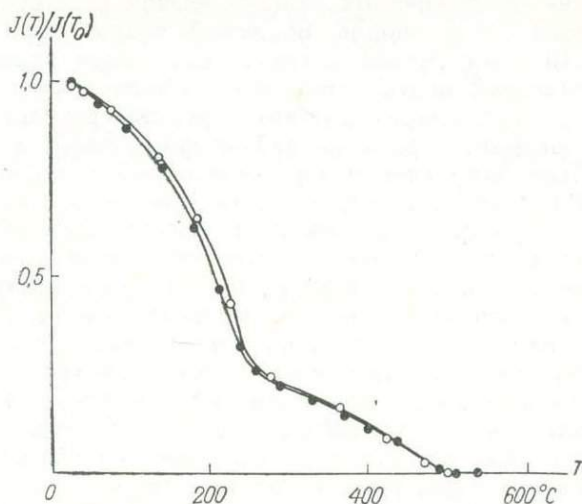
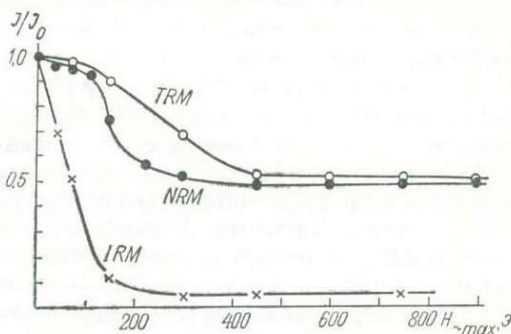


Рис. 20. Термомагнитная кривая минерала, имеющего две составляющие с разными точками Кюри [103].

температуры (рис. 20), если нагревание не вызвало необратимых минералогических превращений. Это может быть осуществлено также размагничиванием в поле переменного тока (рис. 21). Намагниченность состоит из мягкой компоненты, которая разрушается при напряженности поля ниже 200 э,

Рис. 21. Сопоставление кривых разрушения переменным магнитным полем намагниченностей NRM, IRM и TRM в образце трахита из лав Аде-на [76].

Начальная намагниченность принята за единицу; нормированные таким образом значения даны в зависимости от максимальной амплитуды напряженности переменного магнитного поля.



и чрезвычайно жесткой компоненты, на которой не сказывается воздействие полей 900 э и выше. Жесткая компонента естественной остаточной намагниченности (NRM) равна полученной экспериментально термоостаточной намагниченности (TRM). Мягкая компонента может возникать благодаря минералу, имеющему более низкую коэрцитивную силу, либо под воздействием магнитного поля Земли при температуре значительно ниже точки Кюри, создающим вязкую остаточную намагниченность (VRM).

Хотя можно представить себе, что вязкая остаточная намагниченность обусловлена суперпарамагнитными зернами или смещением доменных стенок вследствие температурных флуктуаций, все же эти процессы не объясняют всех обнаруженных свойств вязкой остаточной намагниченности. Этот сложный и не вполне понятный вопрос был всесторонне пересмотрен Л. Е. Шолом с учетом данных, полученных вплоть до 1965 г. Для наших практических целей достаточно оценить возможное влияние вязкой остаточной намагниченности на интерпретацию результатов морских геомагнитных исследований, исходя из наблюдаемых свойств этой намагниченности.

Если направления термоостаточной и вязкой остаточной намагниченности различны, то естественная остаточная намагниченность, которая является их векторной суммой, не представляет истинной величины и направления первоначальной намагниченности породы. Вязкая остаточная намагниченность пропорциональна квадрату логарифма времени выдержки породы во внешнем поле, при снятии поля она также понижается со временем с той же скоростью, с какой и возникла.

Вязкая намагниченность, приобретаемая некоторыми породами под воздействием магнитного поля Земли в течение нескольких месяцев, может превысить в 100 раз индуцированную намагниченность, составив 10—15% естественной остаточной и 4—15% термоостаточной намагниченности, полученной в лабораторных условиях. Вязкая намагниченность имеет обратное соотношение с коэрцитивной силой. Например, в магнетитовых рудах, которые по магнитным свойствам являются более мягкими, чем базальт, за 70 суток развивается вязкая остаточная намагниченность, составляющая 18—20% термоостаточной.

ЕСТЕСТВЕННАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ БАЗАЛЬТОВ

Магнитные свойства океанических базальтов измерялись на образцах, полученных при драгировании с подводных гор и уступов. Можно рассчитывать на получение более подробных данных при осуществлении программы морского глубоководного бурения. Породы в этих образцах часто тонкозернистые и стекловатые вследствие быстрого остывания в морской воде. По этой же причине они приобретают более низкую магнитную восприимчивость и более высокую коэрцитивную силу, по сравнению со сходными континентальными базальтами [7, 34, 115]. Средние значения их естественной остаточной намагниченности хорошо согласуются с вычисленными по аномальному полю над подводными горами по методу, изложенному в гл. 7, и с определениями для континентальных базальтов. Эти данные приводятся в приложении 3, где через Q обозначено отношение Кенигсбергера, являющееся отношением естественной остаточной намагниченности к намагниченности, индуцированной магнитным полем Земли, которое принимается равным 0,5 э, т. е.

$$Q = J_n / (0,5\kappa).$$

Как было отмечено, у океанических базальтов величина κ мала, вследствие чего значение Q оказывается у них больше, чем у континентальных пород.

На рис. 22 представлено распределение новой магнитной характеристики — так называемой эффективной восприимчивости, используемой для модельных вычислений:

$$\kappa_{\text{эф}} = (J_n + \kappa H_0) / H_0,$$

где H_0 — напряженность магнитного поля в месте отбора образца.

Термоостаточную намагниченность, пропорциональную внешнему магнитному полю, можно считать произведением геомагнитного поля и эффективной восприимчивости.

Судя по подводным фотографиям, океанические базальты часто встречаются в форме подушечных лав. Выходы таких базальтов длиной около 1 км на островах Кипр и Папуа (Новая Гвинея), которые считают приподнятыми участками морского дна, вполне могли бы оказаться источниками линейных магнитных аномалий. Магнитные свой-

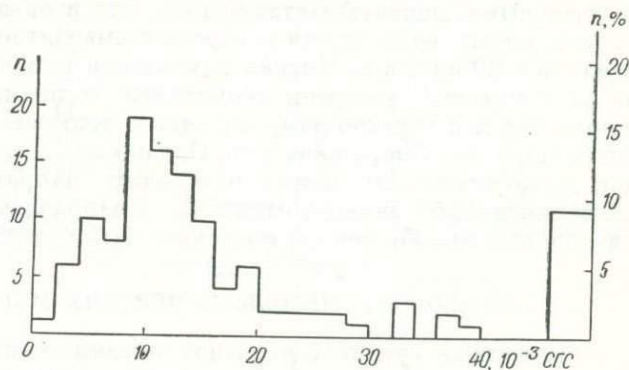


Рис. 22. Эффективная магнитная восприимчивость 120 образцов океанических базальтов (Francheteau, 1970).

ства этих базальтов варьируют в широких пределах, что определяется расстоянием от поверхности «подушки» [92]. Естественная остаточная намагниченность в двухсантиметровом приповерхностном слое подушки со средним диаметром 20 см часто бывает в 5 раз ниже, чем в ее внутренней части. Стекловатая корка, разумеется, менее магнитна, и магнитные минералы концентрируются у центра подушки по мере ее застывания.

Чтобы получить обоснованное среднее значение естественной остаточной намагниченности по данным измерений небольших образцов, надо быть уверенным, что пробы в достаточной степени характеризуют разные глубины внутри базальтовой подушки. Для подушек с диаметром больше 20 см естественная остаточная намагниченность после достижения максимального значения уменьшается к центру, очевидно из-за увеличения размера кристаллов вследствие более медленного остывания породы. Ее среднее значение для подушечных базальтов на средних широтах, определенное М. Маршаллом и А. Коксом [92], находится между 0,014 и 0,007 СГС и должно быть меньше для медленно остывающих массивных даек того же состава.

Э. Ирвинг с соавторами [78] изучали магнитные свойства 38 свежих образцов базальтов, отобранных вкрест простирания Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. Естественная остаточная намагниченность большинства образцов оказалась равной 0,0092 СГС, но у 9 образцов из центральной долины она составила 0,0574 СГС. Вероятно, частичное окисление титаномагнетита, которое можно ускорить нагреванием в лабораторных условиях, происходит после излияния подушечных лав, что обуславливает

возрастание температуры Кюри и уменьшение естественной остаточной намагниченности. Это явление имеет место главным образом на протяжении первых 5 км от оси центральной долины, хотя его можно зафиксировать даже на расстоянии 150 км от нее *. Для отбора некоторых проб вместо драги был использован буровой станок, что обеспечило получение свежих образцов.

К счастью, интерпретация линейных магнитных аномалий на море не зависит от того, имеем мы дело со стабильной намагниченностью пород или с самообращением термоостаточной намагниченности, наблюдающейся у многих пород, в состав которых входит титансодержащий магнетит [103, 148]. Установив тождественность структуры линейных магнитных аномалий, параллельных подводным хребтам в различных океанах, мы располагаем достаточными доказательствами того, что в океанических базальтах сохранились следы воздействия инверсий геомагнитного поля за период времени, близкий к 80 млн. лет. Мягкая компонента намагниченности, приобретаемая после последней инверсии геомагнитного поля, добавляется равно как к прямо, так и к обратно намагниченным полюсам пород и поэтому с поверхности моря не обнаруживается. Однако для подводных гор вязкая остаточная намагниченность может обусловить направление измеренной полной намагниченности, заметно отличное от направления термоостаточной намагниченности, приобретенной подводной горой в далеком прошлом.

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ

Магнитные свойства образцов океанических пород измеряются методами, используемыми при палеомагнитных исследованиях континентальных пород. Этот вопрос тщательно рассмотрен в сборнике статей под ред. Д. Коллинсона [29].

Для измерения остаточной намагниченности образцу придают форму куба или кругового цилиндра, длина которого приблизительно равна его диаметру. Вначале образец изучается в естественном виде, а затем после «чистки», удаляющей магнитовязкую компоненту. Чистку можно осуществить, поместив образец в переменное магнитное поле, амплитуда которого постепенно понижается от некоторого максимального значения. Эта обработка повторяется при возрастающих максимальных амплитудах магнитного поля. Если изучается твердая порода, чистка может осуществляться также нагреванием образца. В обоих методах окружающее постоянное поле в процессе чистки компенсируется с помощью системы колец.

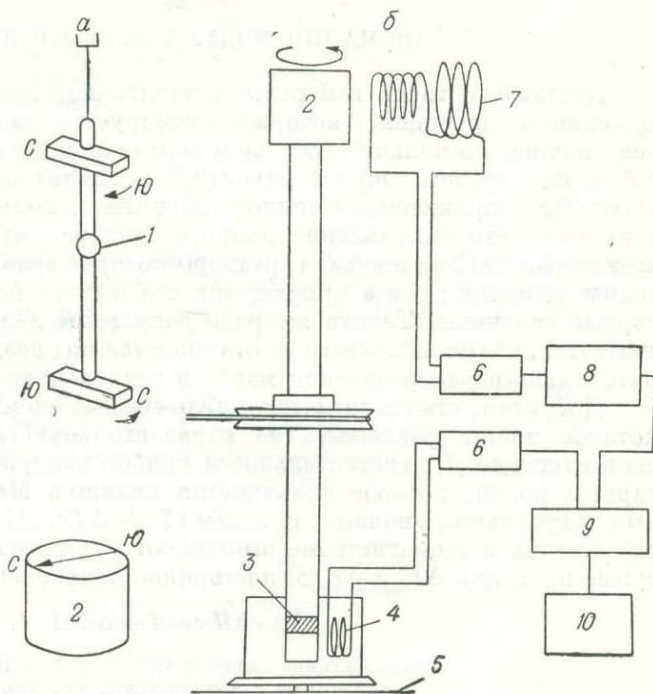
Остаточная намагниченность либо измеряется астатическим магнитометром, либо определяется путем вращения образца в солениоде с измерением возникающей э. д. с. Обычный образец помещают под нижний магнит астатического магнитометра (рис. 23, а) и поворачивают вокруг вертикальной оси при помощи дистанционного управления для четырех положений — через каждые 90°. Измерения повторяют после того, как образец переворачивают на 180°. Аналогичная серия из 8 отсчетов снимается после поворота образца

* Д. М. Печерский и Е. А. Назарова [324] получили более точную зависимость между магнитными свойствами океанических базальтов и их расстоянием от оси срединного хребта. — *Прим. ред.*

на 90° вокруг горизонтальной оси. Три компонента намагниченности вычисляются на основе 16 измерений. В случае использования спиннер-магнитометра (рис. 23, б), или, как его еще называют, рок-генератора, компонента намагниченности, перпендикулярная к оси вращения, измеряется для каждого положения образца в держателе.

Рис. 23. Измерение остаточной намагниченности в породах.

а — астатический магнитометр;
б — спиннер-магнитометр.
1 — зеркало; 2 — образец; 3 — стандартный магнит; 4 — стандартная катушка в поворачивающемся держателе; 5 — градусная шкала; 6 — усилитель; 7 — бифилярная измерительная катушка; 8 — аттенуатор декадных и непрерывный; 9 — дифференциальный усилитель; 10 — детектор настройки нуля.



После опубликования сборника работ под ред. Д. Коллинсона были сконструированы два новых магнитометра*. Усовершенствованный спиннер-магнитометр, приспособленный для обычных замеров вплоть до 10^{-6} СГС и, возможно, еще меньших, изготовленный Принстонским акционерным обществом прикладных исследований (Принстон, Нью-Джерси), нашел широкое применение. Еще более пристальное внимание привлекли магнитометры со сверхпроводящим датчиком («Девелко инкорп», Маунтин-Вью, Калифорния). Чувствительная катушка, помещенная в жидкий гелий и защищенная магнитным экраном, улавливает магнитный поток, появляющийся при введении образца. Считается, что для такого магнитометра достижима чувствительность $5 \cdot 10^{-9}$ СГС.

* По своим техническим параметрам этим магнитометрам не уступают серийно выпускаемые уже в течение ряда лет рок-генераторы «Ион-1» (НПО «Геофизика», г. Ленинград) и JR-1, JR-2 (Завод прикладной геофизики, г. Брно, ЧССР), позволяющие измерять намагниченность 10^{-7} и 10^{-9} СГС соответственно. Разработаны в СССР и конструкции магнитометров с датчиками, охлажденными до низких температур (ИФЗ, г. Москва). — Прим. ред.

ИЗМЕРЕНИЕ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА МОРЕ

АНОМАЛИИ МОДУЛЯ ПОЛНОГО ВЕКТОРА

Достаточно точно измерить составляющие геомагнитного поля перемещающимся датчиком, который буксируется за судном или самолетом, невозможно, поскольку северное и вертикальное направления определяются с большим трудом. Однако магнитные аномалии по амплитуде редко превышают 2% напряженности полного магнитного поля Земли, и поэтому можно допустить, что направление полного вектора магнитного поля не испытывает отклонений на площади, размеры которой велики по сравнению с длиной волны аномалии; тогда приращения его модуля можно трактовать как векторные величины. Такого же рода допущение делается в гравиметрии, где считается, что сила тяжести не отклоняется под воздействием неравномерного латерального распределения массы в земной коре.

Допустим, что геологическое тело создает аномальное поле ΔT (рис. 24), которое можно разложить на горизонтальную ΔH и вертикальную ΔZ составляющие. В действительности прибор измеряет разность между планетарным полем, которое практически является Международным геомагнитным нормальным полем*, и полем $|T + \Delta T|$. Наиболее часто модельные вычисления в геомагнетизме выполняются для величины δT , которая равна сумме проекций ΔH и ΔZ на постоянное направление T :

$$\delta T = \Delta H \cos I + \Delta Z \sin I.$$

Максимальные ошибки (гамм) для величины δT ,
связанные с допущением, что аномалия
не отклоняет направления полного
магнитного вектора [84]

Полное поле, 10 ³ гамм	Аномалии, 10 ³ гамм			
	0,5	1	2	3
30	4	17	67	150
35	4	14	57	129
40	3	13	50	113
45	3	11	44	100
50	3	10	40	90
55	2	9	36	82
60	2	8	33	75
65	2	8	31	69
70	2	7	29	64

ПРОТОННЫЙ МАГНИТОМЕТР

Для измерения полной напряженности геомагнитного поля может быть использован любой магнитометр достаточной точности. Чувствительность 5—10 гамм удовлетворительна при геомагнитных исследованиях на море,

* В Советском Союзе применяется термин «Международное аналитическое поле» (МАП). — *Прим. ред.*

поскольку ошибки порядка 30 гамм могут появляться вследствие быстрых временных вариаций геомагнитного поля и неточностей в определении положения судна.

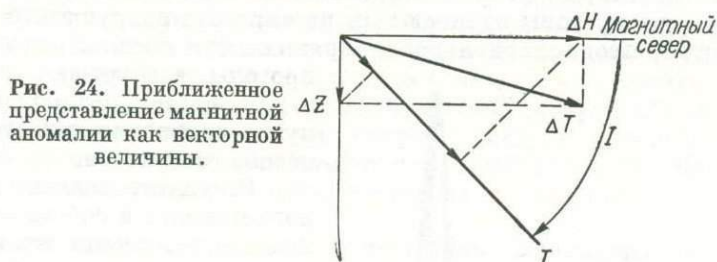


Рис. 24. Приближенное представление магнитной аномалии как векторной величины.

Современные протонно-прецессионные магнитометры с чувствительностью 1 гамма, которые повсеместно используются на море, регистрируют поле по крайней мере один раз в минуту. За исключением советской немаг-

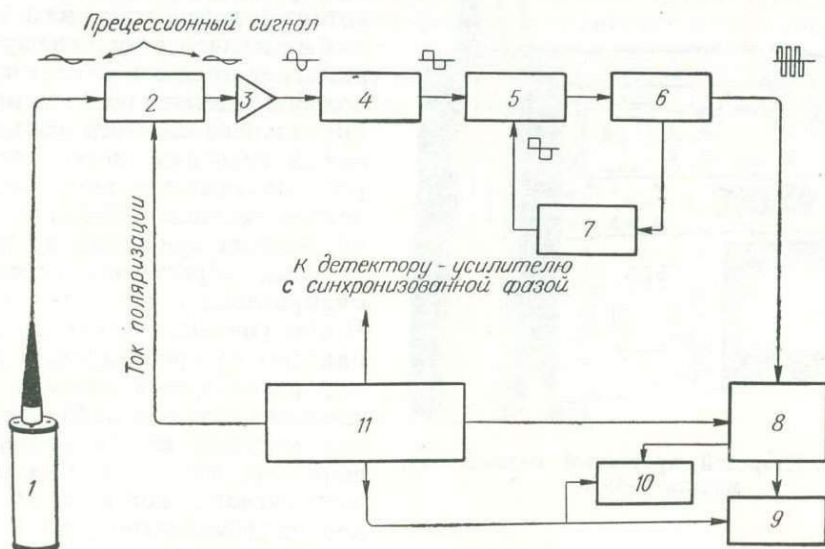


Рис. 25. Блок-схема протонного магнитометра, модель V-4970.

1 — чувствительный элемент; 2 — схема коммутации; 3 — усилитель; 4 — ограничитель; 5 — фазовый детектор; 6 — контрольный генератор; 7 — делитель частоты 1/64; 8 — электронный счетчик (аналого-цифровой преобразователь); 9 — самописец; 10 — цифровой регистратор; 11 — источник питания.

нитной пшуны «Заря», корпуса океанографических судов сделаны из стали, поэтому чувствительный элемент магнитометра буксируется на расстоянии, равном тройной длине судна, чтобы уменьшить курсовую девиацию до уровня 10 гамм.

Датчик состоит из катушки, погруженной в водородсодержащую жидкость, например углеводородное масло или воду. Через катушку в течение

нескольких секунд пропускается постоянный ток силой несколько ампер, создающий поле более 100 э, которое ориентирует небольшую часть протонов, приблизительно одну миллионную, параллельно оси катушки. Если эта ось образует некоторый угол с направлением геомагнитного поля, то при выключении тока протоны начинают прецессировать вокруг этого направления с частотой, пропорциональной напряженности поля. Прецессирующие протоны возбуждают в катушке э. д. с., частота которой измеряется путем сравнения с частотой кварцевого генератора.

Результат зависит от магнитного момента и собственного механического момента протона. Произведение магнитного момента протона на перпендикулярную к нему составляющую геомагнитного поля равно крутильному моменту, который, действуя на собственный механический момент протона, вызывает прецессию. Этот процесс подобен действию гравитационного крутильного момента на маятниковый гироскоп, поведение которого подчиняется таким же уравнениям движения. Легко показать, что частота прецессии не зависит от угла, образуемого гироскопом с направлением силы тяжести [116]. Чтобы уменьшить зависимость амплитуды от ориентировки катушки, используется система из нескольких катушек либо тороидальная катушка вместо цилиндрической, так как последняя не создает сигнала, когда ее ось параллельна геомагнитному полю.

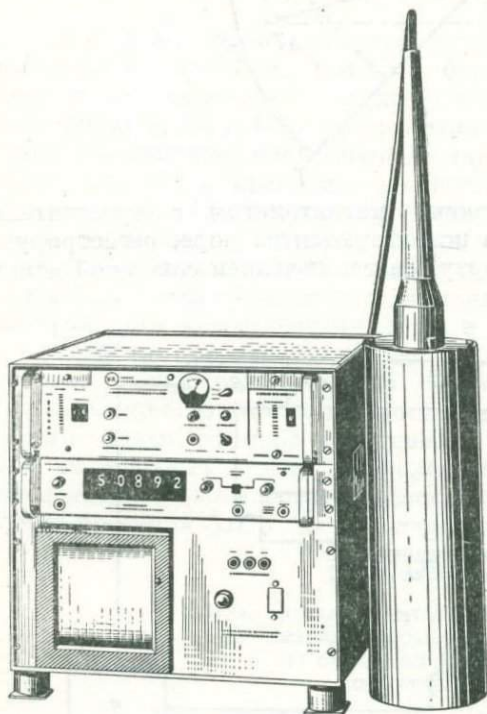


Рис. 26. [Морской протонный магнитометр, модель V-4970.

Время затухания амплитуды сигнала прецессии неодинаково для разных жидкостей и составляет около 3 сек для воды и несколько меньше для масляных смесей. Если магнитное поле T измерено в гаммах, а частота f — в герцах, то [105]

$$T = (23,48682 \pm 8 \cdot 10^{-5}) f.$$

Постоянный коэффициент пропорционален отношению механического момента к магнитному моменту, т. е. гиромагнитному отношению протона. Один герц соответствует 23,5 гаммы, поэтому, если требуется большая чувствительность, необходимо измерить доли герца. Раньше это осуществлялось подсчетом числа циклов генератора высокой частоты за время заданного количества прецессионных циклов и напряженность поля определялась

с помощью таблиц. В современных магнитометрах производится умножение частоты прецессии и ее определение в единицах времени с таким расчетом, чтобы регистратор давал показания непосредственно в гаммах.

Самопишущие протонные магнитометры (рис. 25, 26) изготавливаются различными фирмами и предназначены для использования на наземных станциях, судах и самолетах. Единственный узел протонного прецессионного магнитометра, в проверке которого может возникнуть необходимость, — это генератор в индикаторе. Частота таких генераторов обычно задается термостатированными кристаллами кварца, частота которых стабильна с точностью до нескольких десятитысячных долей процента. Частота генератора в магнитометре может быть проверена по генератору стандартных сигналов.

Протонный магнитометр имеет существенные преимущества перед ориентиремым феррозондовым T -магнитометром, так как не требует градуировки и определения смещения нуля-пункта. Удобно, что показания протонного магнитометра записываются на магнитной ленте или на перфоленте либо поступают непосредственно в судовую вычислительную систему, где из них может быть вычтено Международное геомагнитное нормальное поле и получено аномальное поле. В тех случаях, когда процесс измерений не автоматизирован, показания магнитометра привязываются к положению на маршруте по времени, после того как маршрут судна прокладывается по навигационным данным.

ЗЕМНОЙ МАГНЕТИЗМ И ЕГО ИСТОРИЯ

ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Геомагнитное поле может быть определено в любой точке земной поверхности по так называемым элементам земного магнетизма (рис. 27). На основе гармонического анализа и немногих имевшихся в его распоряжении измерений напряженности геомагнитного поля К. Гаусс в 1835 г. сумел доказать, что если не все это поле, то его большая часть вызывается источниками,

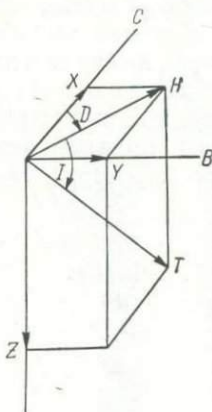


Рис. 27. Обозначения элементов земного магнетизма.

T (или F) — полная напряженность магнитного поля; составляющие напряженности: Z — вертикальная, H — горизонтальная; компоненты горизонтальной составляющей: X — северная, Y — восточная; D — склонение; I — наклонение или угол наклона.

находящимися внутри земного шара. Э. Вестин с соавторами [115] установили, что источники, внешние по отношению к Земле, обеспечивают менее 1% главного геомагнитного поля. Несмотря на небольшую напряженность внешнего поля, оно быстро изменяется во времени и тем самым ограничивает точность морских исследований, если записи вариаций производятся не в непосредственной близости от маршрута. Соблюдение этого условия при работах на море экономически неоправданно*.

ВРЕМЕННЫЕ ФЛЮКТУАЦИИ

Быстрые магнитные флюктуации вызываются электрическими токами в ионосфере на высоте больше 100 км. Изменяющиеся во времени магнитные поля этих токов индуцируют в Земле и в воде Мирового океана электрические токи, противодействующие изменениям магнитных полей источников. Местные магнитные флюктуации возникают в краевых частях островов

* По-видимому, основной причиной является почти полное отсутствие технических средств — морских магнитных вариационных станций. — *Прим. ред.*

и континентов в соответствии с конфигурацией берегов, что влияет на распределение индуцированных электрических токов в воде. Это затрудняет использование записей береговых магнитных обсерваторий для корректировки магнитных наблюдений на море, хотя такие корректировки пытались выполнить, например в Аденском заливе [170].

Существует две разновидности быстрых магнитных колебаний, имеющих значение при морских исследованиях, это — суточные вариации и магнитные бури. Суточные вариации вызываются двумя крупными токовыми вихрями (кольцами), один из которых проходит в верхней (северной), а другой в нижней (южной) половине освещенной Солнцем полусферы Земли. Возникновение токовых вихрей обусловлено движением частиц ионосферы в магнитном поле Земли. Это движение вызывается приливно-отливными силами, расширением и ионизацией ионосферы под воздействием солнечной радиации. Осредненные кривые вариаций магнитного поля в зависимости от местного времени для различных широт представ-

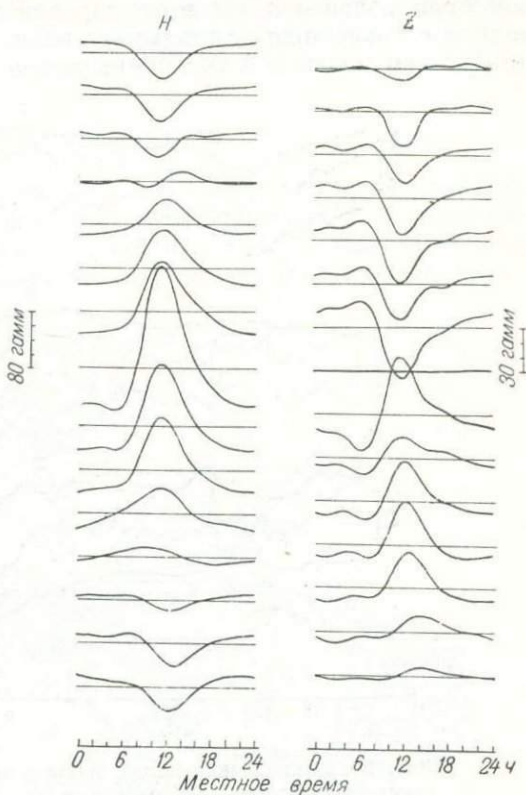


Рис. 28. Средние геомагнитные вариации H и Z (магнитоспокойные дни в период равноденствия, область от 60° с. ш. до 60° ю. ш.) [94].

лены на рис. 28. Совершенно очевидно, что при морских магнитных исследованиях в авроральных областях (зонах полярных сияний) и в пределах экваториального пояса вблизи струйного электроточка (электроджета) могут возникать значительные ошибки (до 200 гамм).

Вариации, связанные с магнитными бурями, происходят одновременно по всему земному шару. Они вызываются внезапным возрастанием корпускулярного излучения, идущего от Солнца. Корпускулярный поток, получивший теперь название солнечной плазмы, содержит столько же положительно заряженных частиц, сколько и отрицательно заряженных. Когда этот поток попадает в сферу влияния магнитного поля Земли, электрически заряженные частицы захватываются им и циркулируют по различным траекториям, образуя магнитосферу. Так создаются неправильные флюктуации геомагнитного поля, амплитуда которых достигает нескольких сотен гамм, а также небольшие квазипериодические флюктуации, названные короткопериодными колебаниями.

В дополнение к этим явлениям основные особенности магнитных бурь могут быть объяснены дрейфом опоясывающих Землю заряженных частиц в плоскости экватора на расстоянии шести земных радиусов, который получил название кольцевого (кругового) тока. В течение главной фазы магнитной бури кольцевой ток ориентирован таким образом, что его магнитное поле противоположно дипольному полю Земли. Проходит несколько дней, прежде чем кольцевой ток уменьшается до обычного значения.

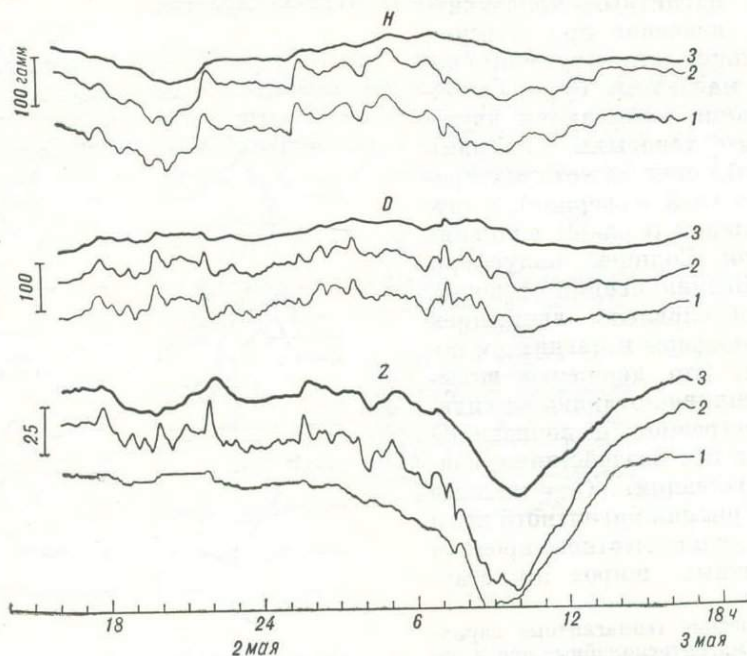


Рис. 29. Записи небольшой магнитной бури, выполненные на Таксонской магнитной обсерватории (1), в Ла-Холья (Калифорния) (2) и на дне океана (3) приблизительно в 50 км мористее подножья материкового склона к западу от Ла-Холья [61].

Таким образом, средняя напряженность геомагнитного поля снижается в годы высокой активности солнечных пятен, наступающей в конце 11-летнего цикла. В последнее время структура и особенности магнитосферы изучались при космическом зондировании [94]. Кривая записи небольшой магнитной бури, зарегистрированной магнитометром на океаническом дне 2—3 мая 1967 г., приведена на рис. 29. Обращает на себя внимание затухание высокочастотных колебаний на глубоководной станции и их усиление по компоненте Z в Ла-Холье. Усиление колебаний объясняется береговым эффектом, создаваемым электрическими токами, индуцированными в морской воде, а также вероятным подъемом изотерм в мантии Земли по направлению к морю.

Частота магнитных бурь определяется 11-летним циклом солнечных пятен. В среднем магнитные бури могут возникать приблизительно 10 раз

в течение года. Все дни характеризуются мерами магнитной активности, одной из таких мер служит международный численный k -индекс, значение которого варьирует от 0 до 9. Этот индекс вычисляется магнитными обсерваториями по отклонениям трех элементов геомагнитного поля от их 3-часовых средних значений; поправки за широту, на которой находится обсерватория, позволяют сопоставить данные, полученные всеми обсерваториями. При обобщении результатов морских магнитных съемок следует наносить на карту значение k -индекса как меру их надежности.

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ

При повторных наблюдениях геомагнитного поля по всему земному шару, а также изменений его направления, обнаруженных при измерении намагниченности гончарных изделий, археологический возраст которых известен, печей для их обжига, лав, излившихся в историческое время,

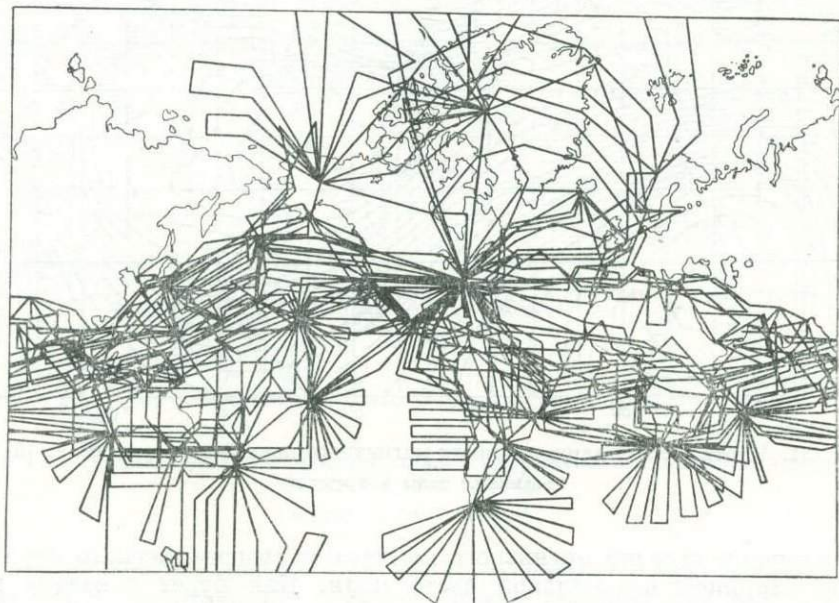


Рис. 30. Обзорная схема аэромагнитных исследований по проекту «Магнит» по состоянию на апрель 1970 г.

отложений ленточных озерных глин, было установлено, что магнитное поле Земли претерпевает вековые вариации и по величине, и по направлению. Принято описывать внутреннее геомагнитное поле как состоящее из поля находящегося в центре Земли и направленного к Южному географическому полюсу диполя, который создает поле, постоянное во времени по направлению, но медленно изменяющееся по величине (см. рис. 38), и из меньшей

(недипольной) части *, которая для любого конкретного момента времени представляет собой функцию положения точки на земной поверхности, выраженную в виде сферического гармонического ряда с широтой и долготой в качестве аргументов.

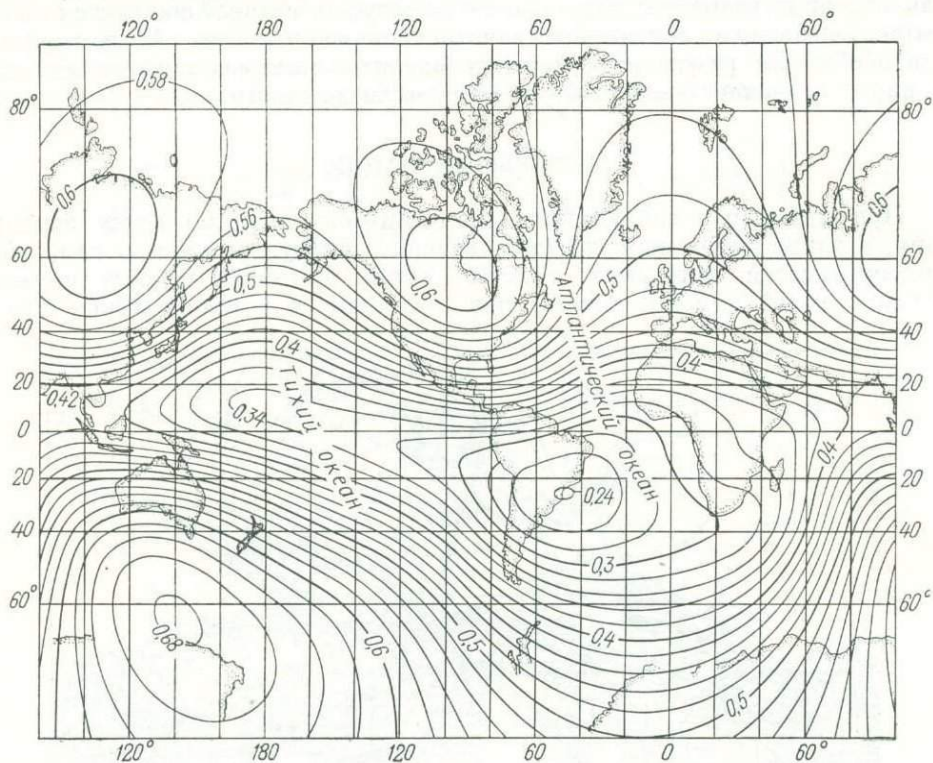


Рис. 31. Карта полной напряженности магнитного поля Земли на 1965 г. [51].
Изодинамы даны в эрстедах.

Отклонение стрелки магнитного компаса от географического меридиана вызвано влиянием недипольной части поля. Как будет показано ниже, имеется неопровержимое, основанное на экспериментальных данных доказательство того, что недипольная часть геомагнитного поля, будучи осредненной более чем за 10 тыс. лет, сводится к нулю вследствие вековых вариаций. В результате остается только дипольная часть, намагничивающая большие массы пород, которые создают измеряемые нами аномалии магнитного поля. Это означает, что отклонение термоэстатичной намагниченности крупного тела магматических пород от современного направления дипольной части

* Эта часть поля включает в себя также и поле центрального диполя, расположенного в экваториальной плоскости Земли и обуславливающего наклон геомагнитной оси на $11,5^\circ$ к оси вращения Земли. — Прим. ред.

геомагнитного поля может быть истолковано как обусловленное перемещением точки наблюдения по географической широте и изменением ориентации тела по азимуту после охлаждения пород. В этом состоит фундаментальная концепция, на которой основана интерпретация палеомагнетизма с точки зрения теории тектоники плит.

Однако если нашей задачей является обобщение отдельных наблюдений, охватывающих всего несколько лет и проведенных в пределах одного

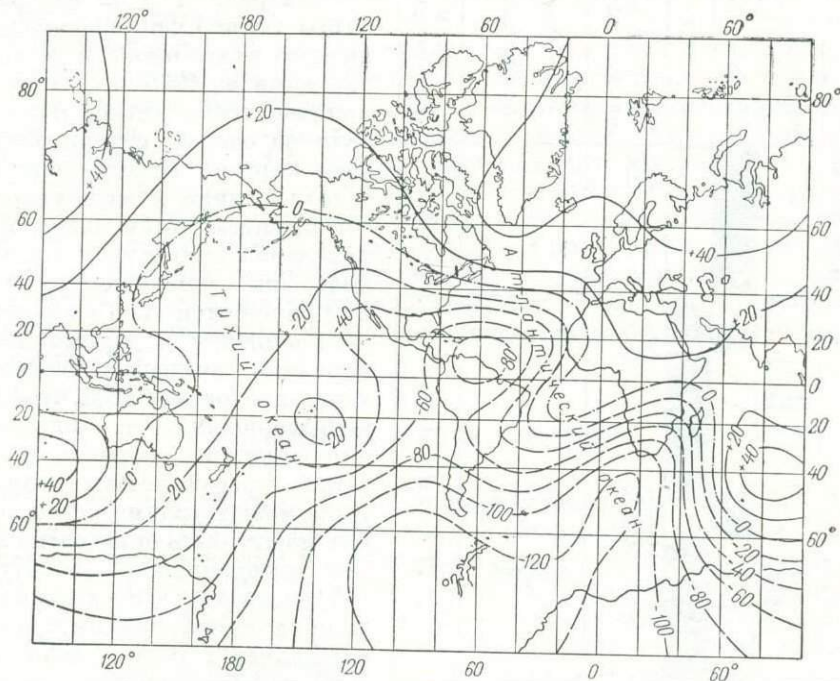


Рис. 32. Карта годовых изменений полной напряженности магнитного поля Земли на 1965 г. [51].

Изолинии даны в гаммах.

и того же района, то следует принимать во внимание вековые вариации, которые могут достигать 120 гамм/год. Ввиду сравнительно большой скорости вековых вариаций потребовались непрерывные замеры геомагнитного поля на магнитных обсерваториях, станциях повторных наблюдений и самолетах Океанографической службы Военно-морского флота США, выполняющих работы по проекту «Магнит» (рис. 30). На основании обобщения информации, получаемой из этих источников, Береговой и Геодезической службой США и Британским адмиралтейством каждые 10 лет выпускаются карты элементов земного магнетизма.

Предполагается, что в будущем должны быть получены более точные сведения о геомагнитном поле и его вековых вариациях на основе измерений полной напряженности геомагнитного поля с искусственных спутников

Земли со сравнительно низкими орбитами (порядка 1500 км от земной поверхности). Неточности 30—50 гамм, вызванные влиянием магнитосферы, были определены по имеющимся спутниковым наблюдениям [22], которые равномерно покрывают всю земную поверхность. Эти наблюдения не испытывают влияния аномалий, связанных с магнетизмом горных пород, амплитуда которых зачастую достигает 200—400 гамм.

На рис. 31 и 32 изображены карты полной напряженности магнитного поля Земли и ее годовой вариации за 1965 г. Раньше нормальное геомагнитное поле получали на основе интерполяции по этим картам. В настоящее время в соответствии с международным соглашением установлено Международное геомагнитное нормальное поле, описание которого дано в приложении 1. Гармонические коэффициенты и данные вековых вариаций введены в соответствующие программы ЭВМ, чтобы можно было получать нормальное поле для заданного времени в узлах сетки географических координат. Поле между узлами сетки координат может быть определено линейной интерполяцией. Э. Буллард [17] показал, что максимальная ошибка при такой интерполяции составляет 2 гаммы, если интервалы на сетке координат равны 1°. Аномалии могут быть найдены вычитанием (при помощи ЭВМ) нормального поля из наблюдаемого.

На рис. 31 и 32 изображены карты полной напряженности магнитного поля Земли и ее годовой вариации за 1965 г. Раньше нормальное геомагнитное поле получали на основе интерполяции по этим картам. В настоящее время в соответствии с международным соглашением установлено Международное геомагнитное нормальное поле, описание которого дано в приложении 1. Гармонические коэффициенты и данные вековых вариаций введены в соответствующие программы ЭВМ, чтобы можно было получать нормальное поле для заданного времени в узлах сетки географических координат. Поле между узлами сетки координат может быть определено линейной интерполяцией. Э. Буллард [17] показал, что максимальная ошибка при такой интерполяции составляет 2 гаммы, если интервалы на сетке координат равны 1°. Аномалии могут быть найдены вычитанием (при помощи ЭВМ) нормального поля из наблюдаемого.

ХРОНОЛОГИЯ ИНВЕРСИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Направление геомагнитного поля в геологическом прошлом зафиксировано в горных породах и осадках как в океанах, так и на

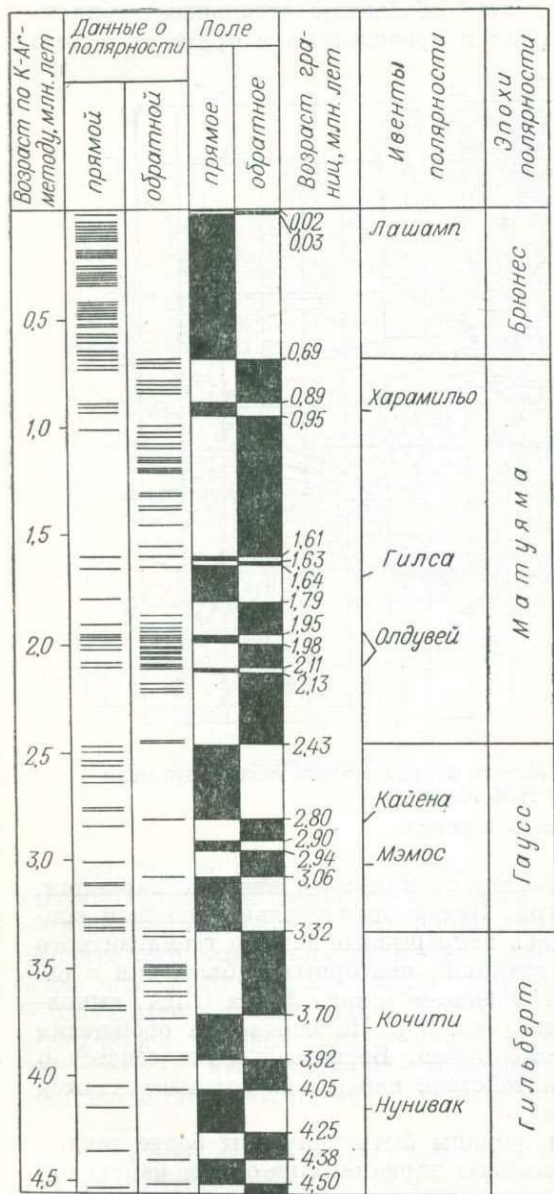


Рис. 33. Хронологическая шкала инверсий геомагнитного поля, построенная по результатам определений возраста лавовых потоков калий-аргоновым методом [32].

суше. Уже в течение нескольких десятков лет известно, что намагниченность последовательно образовавшихся лавовых потоков на континентах часто противоположна направлению геомагнитного поля, при этом прямое и обратное направления намагниченности чередуются в определенной последовательности. Такие инверсии связывались с обратной ориентацией геомагнитного поля в период застывания лавового потока или с минералогическими процессами, в результате которых намагничивание происходило в направлении, противоположном окружающему полю. Промежуточные направления отсутствовали.

В настоящее время считается, что обратная намагниченность, связанная с минералогическими процессами, имеет ограниченное распространение. При определении абсолютного возраста лавовых потоков калий-аргоновым методом можно установить хронологию инверсий геомагнитного поля на период приблизительно 4,5 млн. лет (рис. 33), т. е. не древнее того времени, когда ошибки возрастут до такой степени, что замаскируют инверсии. Эпохи прямой и обратной полярности произвольно прерываются кратковременными эпизодами (ивентами) противоположной полярности. Эпохам и ивентам были даны соответствующие наименования, получившие всеобщее признание в литературе по палеомагнетизму. Некоторые из ивентов настолько кратковременны, что проблема их распознавания является предметом горячих дискуссий [165].

ГИПОТЕЗА ВАЙНА — МЭТЬЮЗА

Ф. Вайн и Д. Мэтьюз [157], а также независимо от них Л. Морли и А. Лярошель [102] высказали предположение, что линейные магнитные аномалии, установленные в северо-восточной части Тихого океана Р. Мейсоном и А. Рэффом [93] (рис. 34), вызваны разрастанием океанического дна, постулированным Г. Хессом [73] и Р. Дидем [42]. Ранее этих исследователей В. Вакье и его соавторы [150] выявили смещение аномалий до 1400 км в зонах разломов Мендосино и Пионер, что навело на мысль о мобильности жестких блоков океанического дна, хотя первоначальная интерпретация этих тектонических нарушений как горизонтальных сдвигов была некорректной.

Графическое представление гипотезы Вайна — Мэтьюза приведено на рис. 35, где изображен магнитный профиль вкрест простирания хр. Хуан-де-Фука. Базальты изливаются на гребне хребта, движутся симметрично от него и застывают в геомагнитном поле, приобретая термоостаточную намагниченность в направлении поля. При изменении знака магнитного поля образуется полоса противоположно намагниченного базальта. Если разрастание происходит равномерно, инверсии поля фиксируются на океаническом дне подобно записи на магнитной ленте самописца. Наблюдаемая симметричность магнитных аномалий относительно осевой линии хребта подтверждает гипотезу простого симметричного разрастания, представленного на рис. 35; установлено также, что подобная схематизированная система тел с прямой и обратной намагниченностью создает расчетные магнитные аномалии, сходные с наблюдаемыми аномалиями в различных частях земного шара.

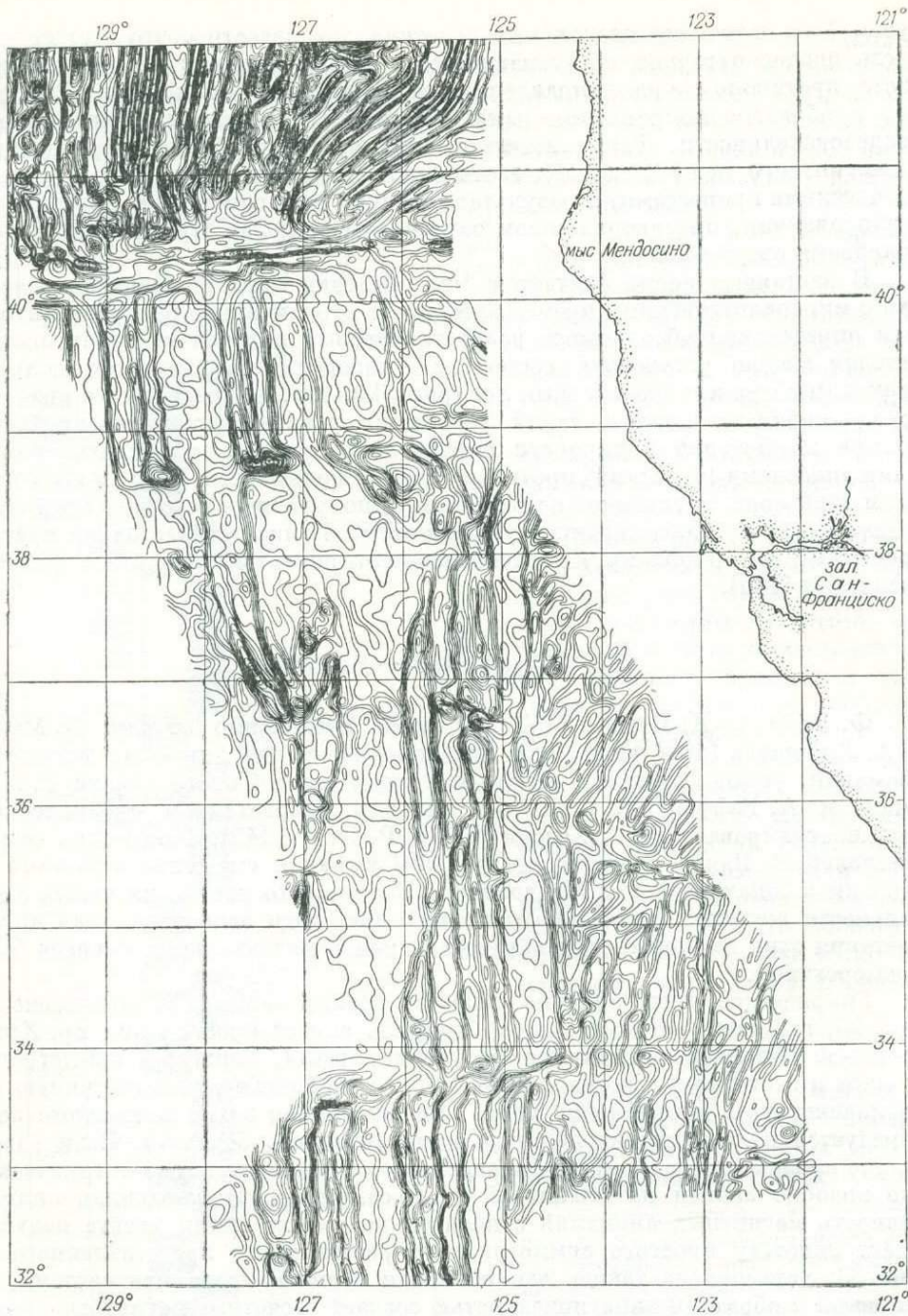


Рис. 34. Карта аномалий полной напряженности магнитного поля к западу от побережья Калифорнии [93].
Сечение изодинам 50 гамм.

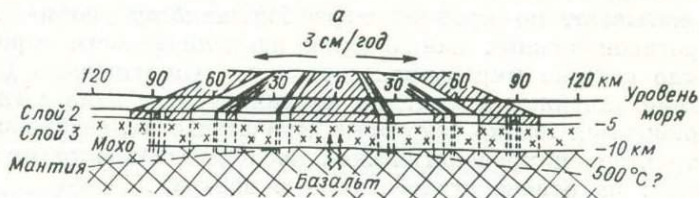
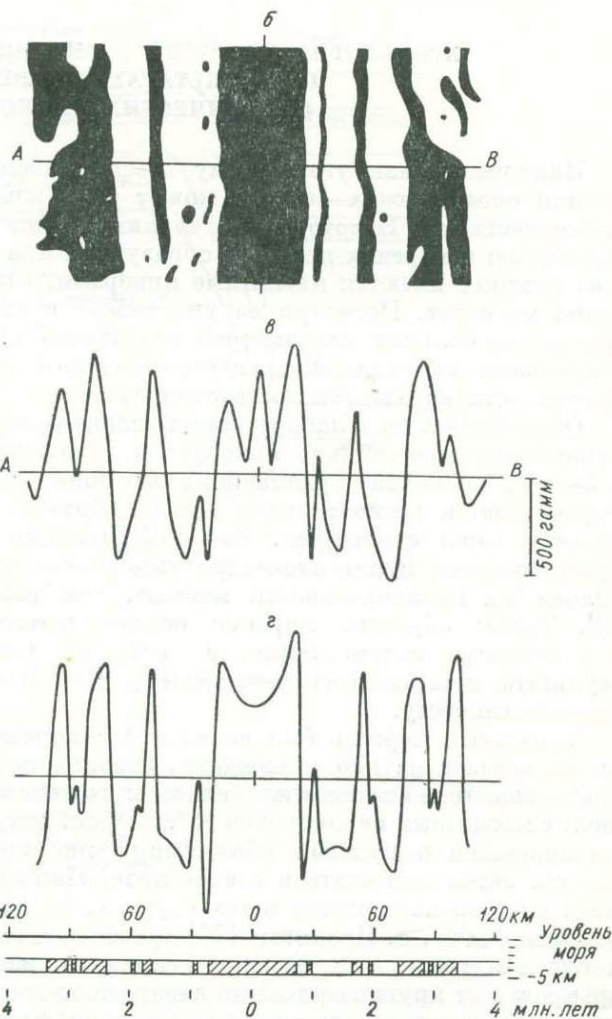


Рис. 35. Графическое представление гипотезы Вайна — Мэтьюза.

a — схематическое изображение модели земной коры на примере хр. Хуан-де-Фука, расположенного к юго-западу от о. Ванкувер (46° с. ш. и 130° з. д.), штриховкой показаны прямо намагнитченные участки слоя 2; *б* — карта магнитных аномалий, зарегистрированных над хр. Хуан-де-Фука [124], черным цветом показаны площади, занятые положительными аномалиями; *в* — наблюдаемая аномалия полной напряженности геомагнитного поля по линии АВ; *г* — аномалия, вычисленная по модели и временной шкале инверсий геомагнитного поля, напряженность геомагнитного поля принята равной 0,54 э, наклонение +66°, магнитный азимут профиля составляет 87°. Прямая или обратная намагнитченность дана относительно вектора поля осевого диполя, эффективная магнитная восприимчивость принята ±0,01 СГС, за исключением центрального блока у гребня хребта, где ее значение равно +0,02 СГС [156].



Форма аномалий зависит от географической широты и ориентации хребта, однако структура инверсий намагниченности океанического дна повсеместно неизменна относительно времени. Именно это с несомненностью доказывает, по крайней мере большинству геофизиков, что чередование противоположных направлений намагниченности горных пород и осадков было создано мировыми инверсиями геомагнитного поля. Детальное описание линейных магнитных аномалий будет дано в гл. 5, 8—12. Здесь же приводятся только некоторые доказательства, необходимые для обоснования характера и хронологической последовательности инверсий геомагнитного поля, на основе исследований в океанах.

ХРОНОЛОГИЯ ИНВЕРСИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Наклонение как угол между направлением намагниченности и осью колонки океанических осадков может быть измерено обычными методами палеомагнетизма. Некоторые из тонких частиц диаметром 1—10 мкм, содержащиеся в морских осадках, образуются при выветривании пород, в составе которых имеются магнитные минералы, главным образом титансодержащий магнетит. Несмотря на уплотнение и значительное перемешивание верхних нескольких сантиметров осадочного слоя сверлящими морскими организмами, направление древнего геомагнитного поля в колонках морских осадков устанавливается достаточно точно.

Осуществленное в лабораторных условиях переосаждение того же осадка в спокойной воде обычно приводит к занижению магнитного наклонения на 5—20°, поскольку удлиненные частицы осадка более магнитны, чем сферические, и располагаются таким образом, что их длинные оси оказываются горизонтальными. Даже сферические частицы некоторое время перекатываются перед окончательным оседанием на дно, и средний угол наклона их намагниченности меньше, чем наклонение магнитного поля [62]. Таким образом, морские осадки намагничиваются, по-видимому, не в процессе седиментации, а после ее завершения. Опыты Ллойда, результаты которых воспроизведены у Дж. Клетга и др. [28], подтверждают эту гипотезу.

Триасовый мергель был измельчен в порошок, после чего наблюдали, как он оседает на дно резервуара, заполненного водой. Намагниченность образовавшегося осадка отклонилась к горизонтали на 8° при осаждении в поле с магнитным наклонением 65°. Осадок, полученный из того же мергеля, отложившийся в нулевом поле, также мог приобрести намагниченность, если его затем поместить в слабое поле. Намагниченность этого осадка не имела ошибки наклонения в тех случаях, когда содержание воды в осадке превышало 50%. Э. Ирвингом [76] приводится описание аналогичного опыта на смеси магнетитовых зерен и кварцевого песка, причем размер частиц варьировал от крупнозернистого алеврита до тонкозернистого песка. Компоненты были перемешаны в сухом состоянии, затем смесь была залита водой и оставлена на ночь в слабом магнитном поле. Намагниченность образовав-

шегося осадка оказалась параллельной внешнему магнитному полю с наклоном 65° .

По всей вероятности, седиментационная намагниченность морских осадков, приобретенная при отложении, была уничтожена в значительной

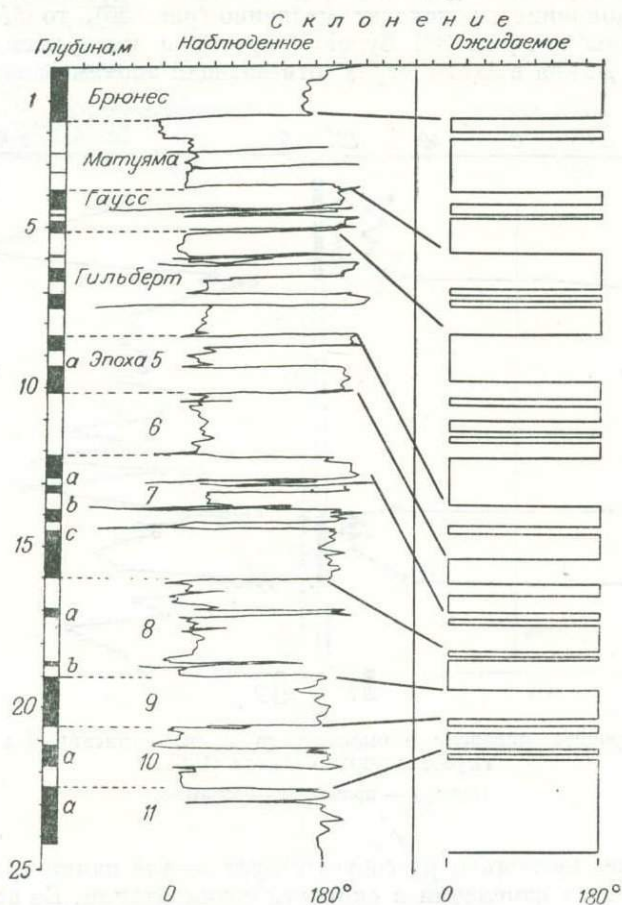


Рис. 36. Изменение магнитного склонения с глубиной в керне на станции «Конрад 12-65» после частичного размагничивания в поле 50 э.

Склонение измерено относительно поверхности продольного разреза керна.

степени последующей переработкой их живыми организмами, и замеренный нами магнетизм был приобретен в магнитном поле Земли в то время, когда в этих осадках все еще содержалось большое количество воды. Пока еще не вполне ясно, каким именно образом осуществлялся этот процесс. Скорость осадконакопления в глубоководной части океанов вдали от материков со-

ставляет около 1 мм/тыс. лет; таким образом, можно ожидать, что вековые вариации усредняются в образце размером около 1 см.

Скоростью седиментации определяется длительность хроностратиграфического промежутка, отраженного в колонке глубоководного осадка. Если осадконакопление происходит медленно (рис. 36), то большая часть временной шкалы (см. рис. 33) будет отмечена в инверсиях намагниченности колонки. Длина в сантиметрах, отвечающая эпохам различной полярности колонки.

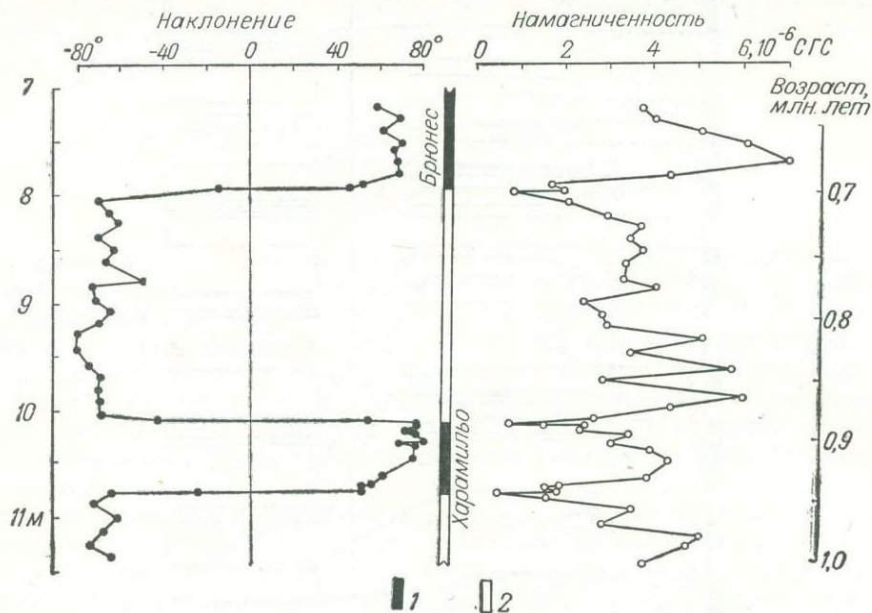


Рис. 37. Процесс инверсии геомагнитного поля, записанный в колонке глубоководных осадков [108].

Поле: 1 — прямое, 2 — обратное.

ности в колонке, несколько не соответствует шкале калий-аргонового возраста, что отражает изменения в скорости седиментации. Во всяком случае, система эпох разной полярности геомагнитного поля, установленная на континентальных лавах, с очевидностью регистрируется и в океанических осадках.

Когда скорость осадконакопления высока, можно обнаружить очень кратковременные изменения полярности, которые легко могут быть пропущены при изучении обособленных континентальных лавовых потоков. Таким образом удалось выявить короткие ивенты длительностью 4000 лет. При изучении быстро накапливавшихся осадков было установлено также, что изменение знака геомагнитного поля происходит в течение нескольких тысяч лет (рис. 37). Напряженность поля постепенно снижается до значений, близких к нулю, а затем возрастает в противоположном направлении. Напряженность магнитного поля в геологическом прошлом также изучалась

Рис. 38. Изменение напряженности геомагнитного поля за 2000 лет по данным измерений четырех археомангнитных коллекций [138].

Все значения пересчитаны к напряженности магнитного поля на экваторе.

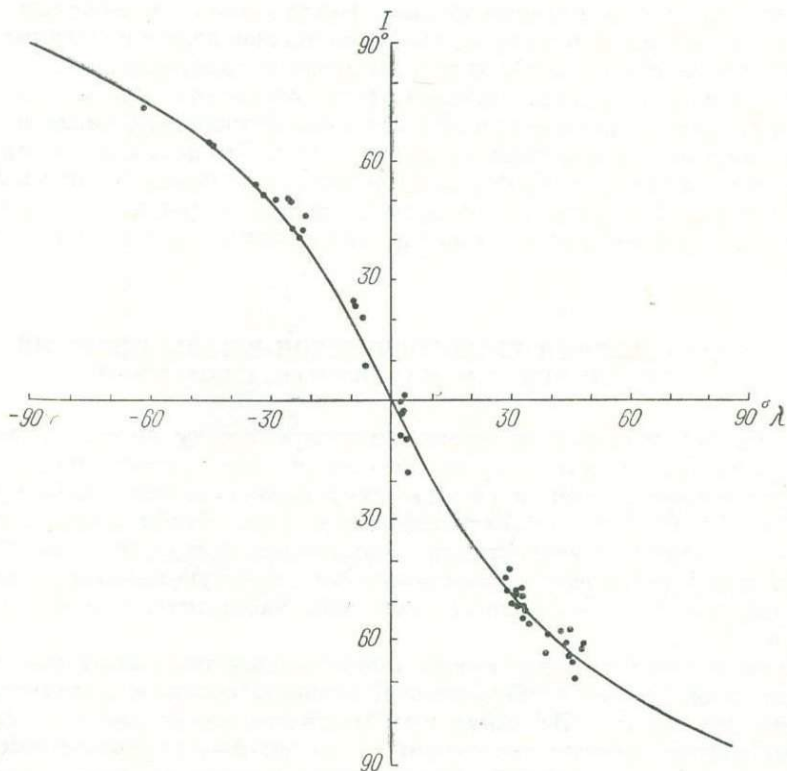
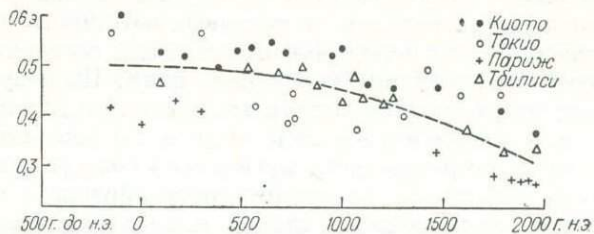


Рис. 39. Зависимость магнитного наклонения для эпох Брюнес и Матюяма от географической широты (по данным 52 колонок донных океанических осадков) [109].

по измерениям в породах, обожженных лавовыми потоками известного возраста.

Согласно исследованиям А. С. Большакова и Г. М. Солодовникова [2] восьми лавовых потоков от позднечетвертичного до олигоценового возраста напряженность древнего магнитного поля составляет от 0,48 до 1,05 напряженности современного магнитного поля. По результатам же археомагнитного изучения древних гончарных изделий и кирпичей оказалось, что около 200 г. н. э. геомагнитное поле было в 1,6 раз выше, чем ныне [1]. Определение палеонапряженности магнитного поля заключается в сравнении естественной остаточной намагниченности образца с термоостаточной намагниченностью, полученной в слабом поле с известной напряженностью [146]. Результаты археомагнитных исследований (рис. 38) указывают на то, что напряженность геомагнитного поля в настоящее время понижается с такой скоростью, что приблизительно через 2000 лет сведется к нулю.

Сборы данных о палеомагнитных направлениях в молодых породах по всему земному шару показали, что геомагнитное поле в последние 10 млн. лет в среднем не отклоняется от поля осевого диполя, направленного в сторону географического юга. Поэтому, если магнитное наклонение I точно зарегистрировано в океанических осадках, оно должно быть связано с географической широтой λ соотношением $\text{tg } I = 2 \text{tg } \lambda$. Это подтверждается рис. 39, где среднее наклонение в образцах, относящихся к эпохам Брюнес и Матуяма и отобранных из 52 колонок океанических осадков на разных географических широтах, аппроксимируется кривой наклонения, вычисленной по этой формуле.

ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ИНВЕРСИЙ ПО ЛИНЕЙНЫМ МАГНИТНЫМ АНОМАЛИЯМ

До сих пор мы строили хронологическую шкалу инверсий геомагнитного поля на основе калий-аргонового определения возраста пород и палеомагнитных измерений лав и океанических осадков с временной протяженностью до 4,5 млн. лет от настоящего времени. Чтобы использовать эту шкалу при измерениях разрастания океанического дна по методике Ф. Вайна и Д. Мэтьюза [157], следует сопоставить вычисленную модельную аномалию с системой линейных магнитных аномалий, наблюдаемых непосредственно в океане.

Модель состоит из полос прямо и обратно намагниченных пород, расположенных параллельно гребню хребта, вершина которого находится на поверхности дна океана. Вертикальную мощность намагниченного слоя земной коры обычно считают постоянной, а сам слой — расположенным в пределах базальтового слоя (слой 2 в сейсмологии), хотя возможно, что он распространяется вниз до изотермы точки Кюри, максимальное значение которой — около 575°C [156]. Как правило, мощность намагниченного слоя в модели составляет от 0,5 до 2,5 км, но, так как глубина океана в основном равна 4 км, предполагаемая мощность слоя не оказывает существенного воздействия на форму вычисленных аномалий. Измерения, проведенные Э. Ирвингом и его сотрудниками [77] в образцах базальта из пород,

слагающих Срединно-Атлантический хребет, позволили предположить, что мощность магнитного слоя составляет всего лишь 200 м.

При моделировании обычно предполагается, что порода была намагничена полем геоцентрического диполя на данной широте. Это совсем не обязательно в тех случаях, когда в результате меридионального разрастания в далеком прошлом произошло смещение в широтном направлении. Форма

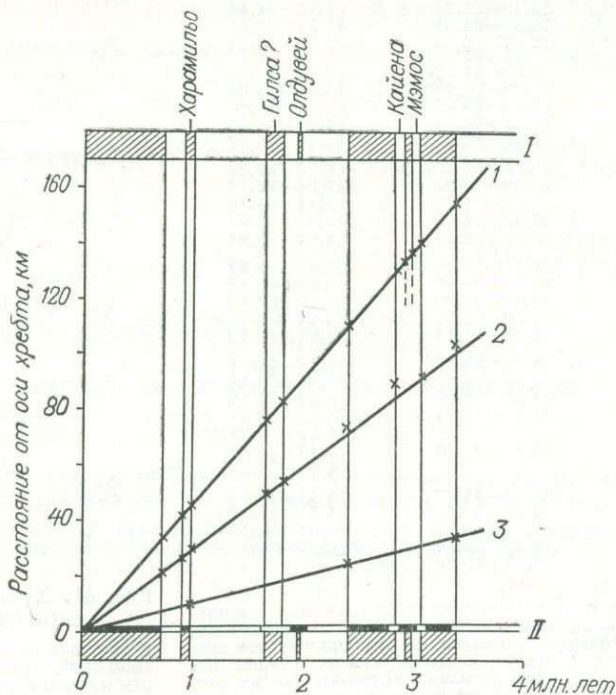


Рис. 40. Предполагаемые границы прямой и обратной намагниченности в океанической коре, сопоставленные с временной шкалой инверсий геомагнитного поля [156].

I — шкала намагниченности, заштрихованные участки соответствуют периодам прямой полярности;

II — временная шкала инверсий, предложенная А. Коусом [32].

Графики скорости разрастания океанического дна: *1* — Восточно-Тихоокеанское поднятие (4—6 см/год), *2* — хр. Жуан-де-Фука (3 см/год), *3* — хр. Рейкьянес (1 см/год).

аномалий зависит также от азимута профиля. Детальное описание вычислений магнитных аномалий, вызванных разрастанием океанического дна, на основе полосовых моделей приводится в приложении 2. На рис. 40 границы прямо и обратно намагниченных полос модели нанесены для трех различных хребтов относительно расстояния от их гребней. Скорости разрастания океанического дна, по-видимому, постоянны на каждом из трех хребтов.

Дж. Хейрцлер и его соавторы [71] предположили, что скорость разрастания в Южной Атлантике оставалась постоянной для всего ряда распознаваемых магнитных аномалий. Исходя из этого допущения, а также из палеонтологических данных, полученных на материале колонок в Южной Атлантике, можно считать, что наиболее древняя распознаваемая магнитная

аномалия возникла около 80 млн. лет назад. Магнитные аномалии, относительно легко определяемые, получили стандартные номера (рис. 41), ставшие общепринятыми.

Интервалы прямой полярности (млн. лет)		
0,00—0,69	18,91—19,26	40,03—40,25
0,89—0,94	19,62—19,96	40,71—40,97
1,78—1,93	20,19—21,31	41,15—41,46
2,48—2,93	21,65—21,91	41,52—41,96
3,06—3,37	22,17—22,64	42,28—43,26
4,04—4,22	22,90—23,08	43,34—43,56
4,35—4,52	23,29—23,40	43,64—44,01
4,66—4,77	23,63—24,07	44,21—44,69
4,81—5,01	24,41—24,59	44,77—45,24
5,61—5,88	24,82—24,97	45,32—45,79
5,96—6,24	27,25—25,43	46,76—47,26
6,57—6,80	26,86—26,98	47,91—49,58
6,91—7,00	27,05—27,37	52,41—54,16
7,07—7,46	27,83—28,03	55,92—56,66
7,51—7,55	28,35—28,44	58,04—58,94
7,91—8,28	28,52—29,33	59,43—59,69
8,37—8,51	29,78—30,42	60,01—60,53
8,79—9,94	30,48—30,93	62,75—63,28
10,77—11,14	31,50—31,84	64,14—64,62
11,72—11,85	31,90—32,17	66,65—67,10
11,93—12,43	33,16—33,55	67,77—68,51
12,72—13,09	33,61—34,07	68,84—69,44
13,29—13,71	34,52—35,00	69,93—71,12
13,96—14,28	37,61—37,82	71,22—72,11
14,51—14,82	37,85—38,26	(71,22—72,01)*
		74,17—74,30
		(74,01—74,21)
14,98—15,45	38,68—38,77	74,64—76,33
15,71—16,00	38,83—38,92	(74,35—75,86)
16,03—16,41	39,03—39,11	(76,06—76,11)
17,33—17,80	39,42—39,47	(76,27—
17,83—18,02	39,77—40,00	

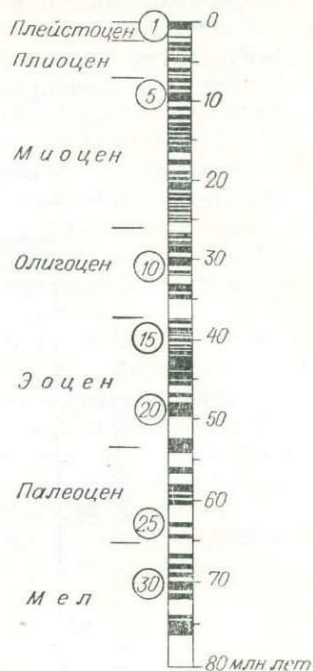


Рис. 41. Хронологическая геомагнитная шкала.

В кружках даны номера магнитных аномалий; черным показаны периоды прямой полярности геомагнитного поля.

* Д. Маккензи и Дж. Склейтер [97а] выявили небольшую положительную аномалию, следующую за аномалией 32, и сильную положительную аномалию 33 на большинстве профилей, наблюдаемых в северной части Тихого океана и в Индийском океане. В скобках показаны интервалы по их данным, которыми должны быть заменены последние три строки.

На рис. 42 представлены фактические и вычисленные аномалии в северной и южной частях Тихого океана над хребтами, разрастание которых продолжается в настоящее время. Жирные линии, связывающие одни и те же аномалии на различных профилях, показывают, что скорость разрастания не была постоянной.

Сравнивая скорости разрастания в разных океанах, можно отметить те места, где эти скорости изменялись (рис. 43). Если скорость разрастания в Южной Атлантике изменилась, три кривые должны показать согласованные отклонения от линейности. Судя по аномалии 6 (21 млн. лет) разрастание в северной части Тихого океана, по-видимому, замедлилось в соотношении 3/2, т. е. от 4,4 до 2,9 см/год [156]. На двух других кривых в этой точке перегиба не наблюдается, поэтому можно предположить, что замедление произошло именно в северной части Тихого океана. Подобным же образом можно доказать, что скорость разрастания увеличивается в южной части Тихого океана около аномалии 24 (60 млн. лет). Однако в течение длительных промежутков времени скорости разрастания остаются неизменными.

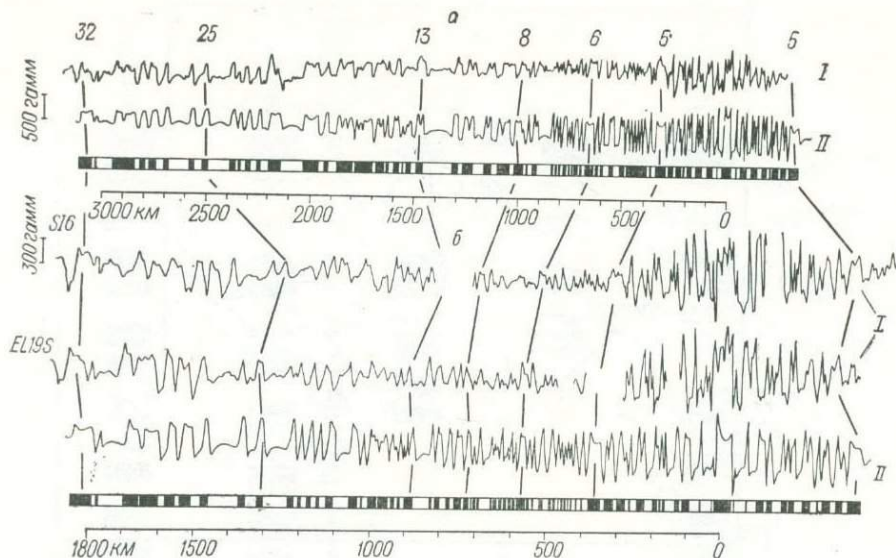


Рис. 42. Сводный профиль наблюдаемых (I) и вычисленных (II) магнитных аномалий для северной (а) и южной (б) частей Тихого океана.

Коэффициент перехода от временной шкалы к расстоянию определен путем экстраполяции скорости от эпохи обратной полярности Гильберта [122].

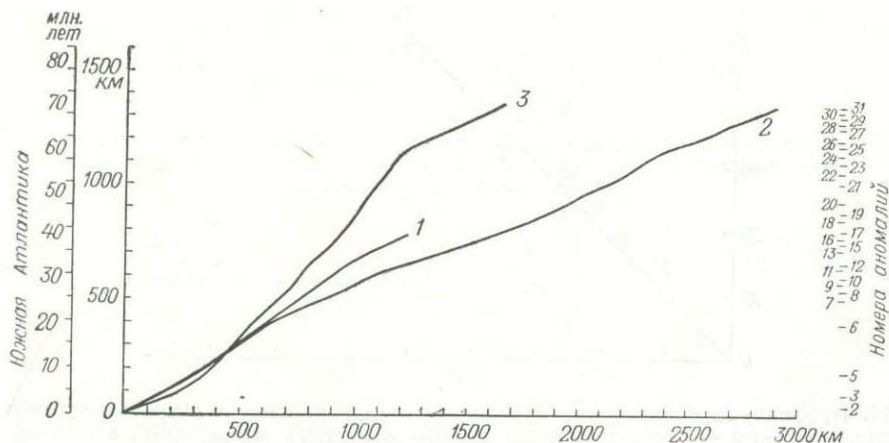


Рис. 43. Соотношение между расстояниями от оси хребта до одних и тех же аномалий в Южной Атлантике (по вертикальной оси) и в южной части Индийского океана (1), северной (2) и южной (3) частях Тихого океана (по горизонтальной оси) [71].

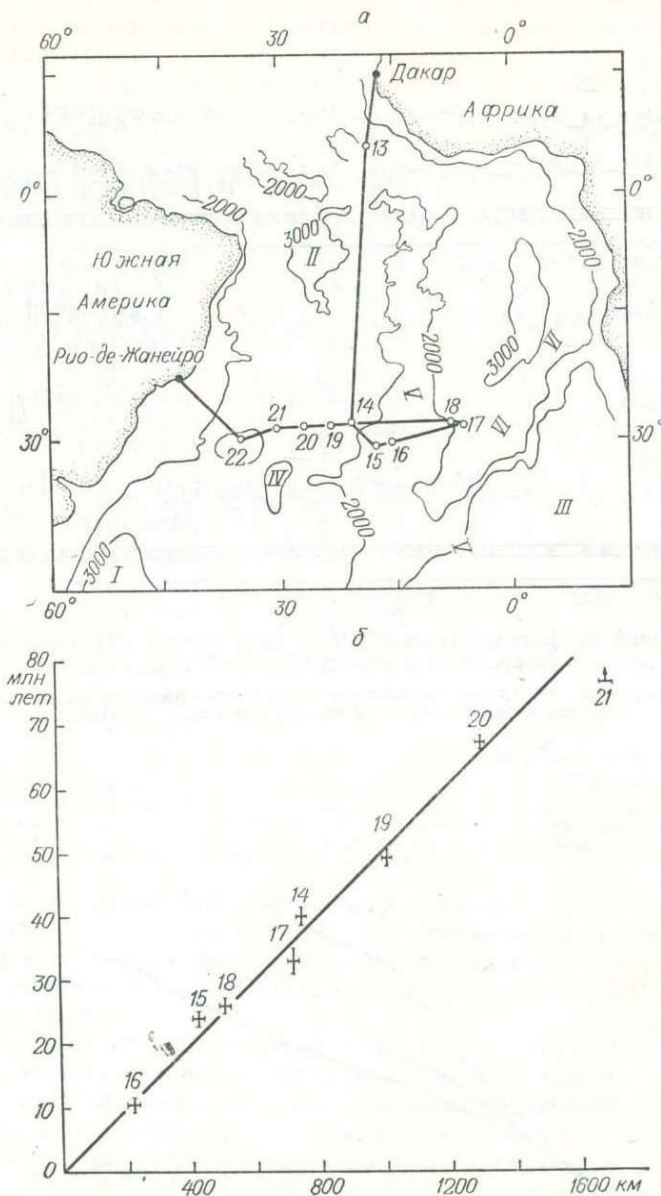


Рис. 44. Профиль глубоководного бурения (а) и сопоставление возраста осадков по палеонтологическим определениям и по данным магнитных аномалий (б) в Южной Атлантике [118].

Изолинии глубины даны в фатомах (1 фатом = 1,8288 м). Возраст осадка, залегающего непосредственно на базальте, показан в зависимости от расстояния свзяжи от оси хребта. Котловины: I — Аргентинская, II — Бразильская, III — Капская; IV — поднятие Рио-Гранд; хребты: V — Срединно-Атлантический, VI — Китовый.

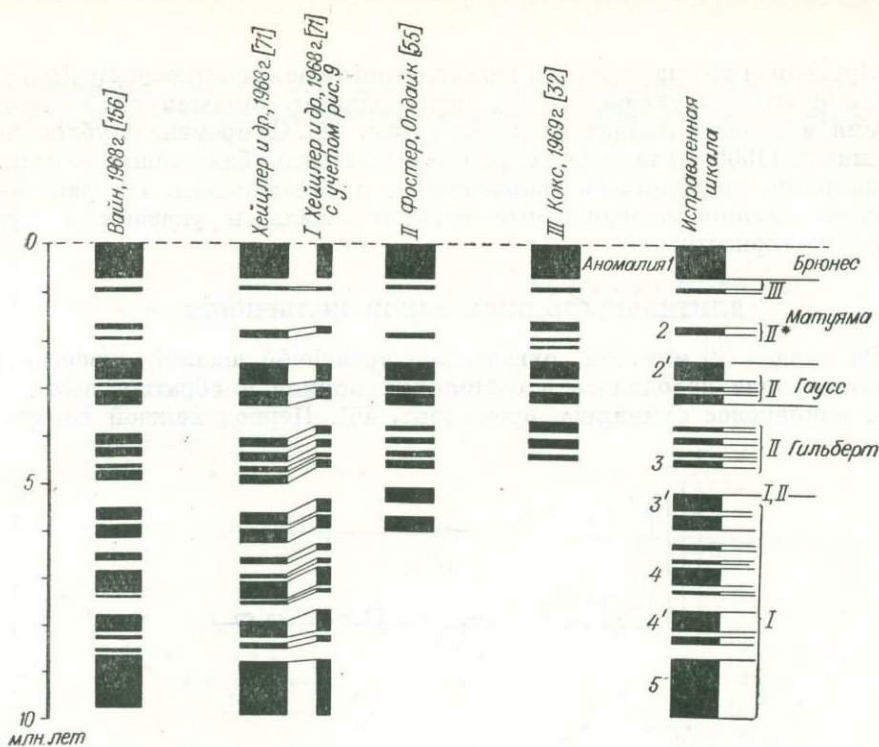


Рис. 45. Варианты хронологической шкалы инверсий геомагнитного поля. II* — данные А. Опдайка и А. Фостера (Opdyke, Foster, 1971), воспроизведенные А. Тальвани и др. [46].

Скорректированные интервалы прямой полярности, млн. лет [145]

0,00—0,69	3,10—3,32	5,18—5,48	7,24—7,30
0,89—0,95	3,78—3,88	5,66—5,94	7,69—8,11
1,71—1,86	4,01—4,17	6,26—6,39	8,21—8,37
2,43—2,84	4,31—4,41	6,59—6,68	8,71—9,94
2,94—3,04	4,48—4,66	6,75—7,17	

ТАБЛИЦА 1

Возраст базальных осадков по палеонтологическим данным из колонок глубоководного бурения (Южная Атлантика) и экстраполированный по магнитным аномалиям [71]

Номер скважины	Номер магнитной аномалии	Возраст осадка, млн. лет		Расстояние от оси хребта вдоль дуги с центром в точке 62° с. ш. и 36° з. д., км
		по временной шкале магнитных аномалий	по палеонтологическим данным	
16	5	9	11 ± 1	221 ± 20
15	6	21	24 ± 1	442 ± 20
18	—	—	26 ± 1	506 ± 20
17	—	34—38	33 ± 2	718 ± 20
14	13—14	38—39	40 ± 1,5	745 ± 10
19	21	53	49 ± 1	1010 ± 10
20	30	70—72	67 ± 1	1303 ± 10
21*	—	—	76	1686 ± 10

* Фундамент не достигнут.

Временная шкала инверсий геомагнитного поля, построенная Дж. Хейрцлером и его сотрудниками [71], подтвердилась данными глубоководного бурения в Южной Атлантике (табл. 1, рис. 44). Со времени опубликования этой шкалы (1968 г.) та ее часть, которая охватывает ближайшие 10 млн. лет, неоднократно подвергалась исправлениям и дополнениям. На рис. 45 дан наиболее поздний исправленный вариант шкалы и указаны интервалы прямой полярности.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ЭПОХ ОДНОЙ ПОЛЯРНОСТИ

За период 80 млн. лет, охваченный временной шкалой инверсий, геомагнитное поле находилось в состояниях прямой и обратной полярности почти одинаковое суммарное время (рис. 46). Период каждой полярности

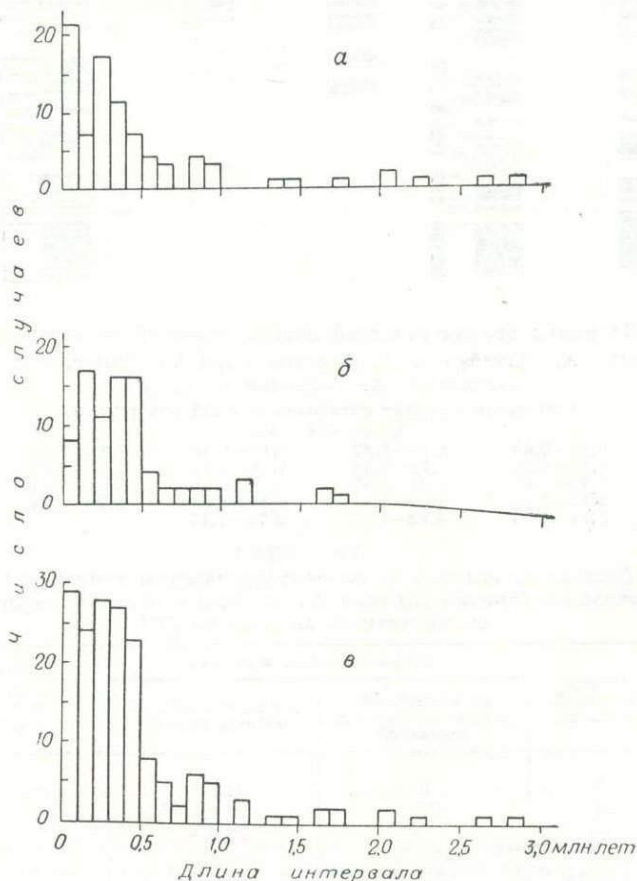


Рис. 46. Распределение продолжительности магнитных состояний для обратной (а), прямой (б) полярности и независимо от полярности (в) [71].

продолжался в среднем 0,45 млн. лет. Состояния прямой и обратной полярности, по-видимому, одинаково стабильны. Отмечено, однако, что частота

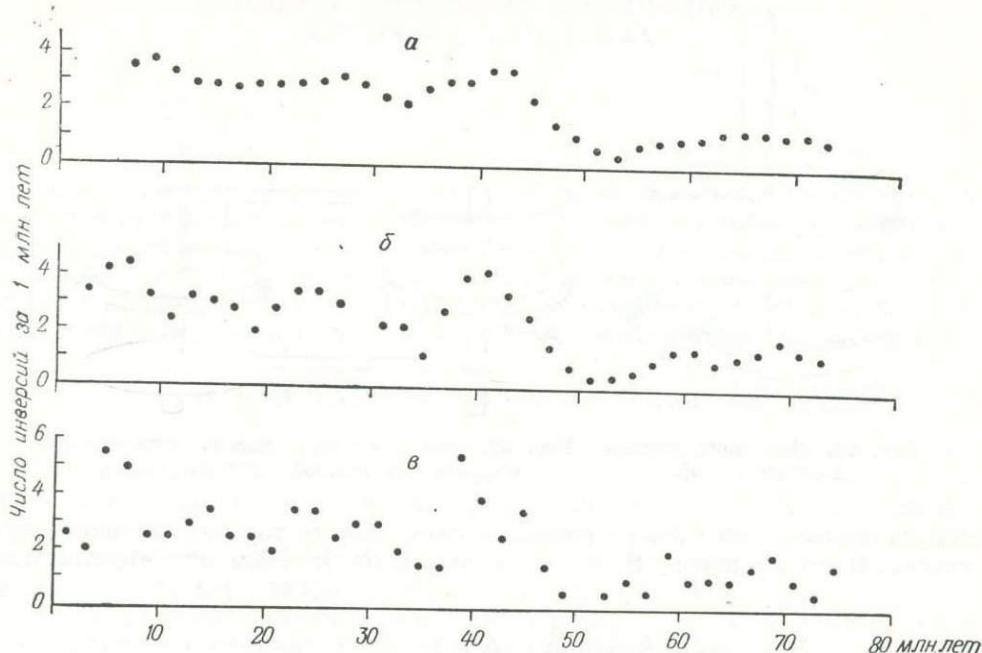


Рис. 47. Частота инверсий геомагнитного поля в зависимости от времени, осредненная по интервалам 10 (а), 5 (б) и 2 (в) млн. лет [71].

инверсий геомагнитного поля заметно повышается (рис. 47). Очевидно также увеличение частоты колебаний аномального поля по мере приближения к хребту (см. рис. 42).

ГЕОМАГНИТНОЕ ДИНАМО

Влияние указанных здесь сведений на различные теории происхождения геомагнитного поля обсуждалось Э. Буллардом [18]. Конвекция электропроводящего вещества, слагающего жидкое земное ядро, при любом источнике энергии под воздействием вращения Земли и в присутствии чрезвычайно слабого магнитного поля вызывает электрические токи, регенеративное возрастание которых до какого-то устойчивого значения создает наблюдаемое геомагнитное поле [45]. Представляется вероятным, что механизм явления аналогичен действию однодискового динамо (рис. 48), в котором электрический ток и магнитное поле могут иметь любое направление.

Два таких динамо, вращающихся с разными скоростями и соединенных между собой (рис. 49), могут при правильном подборе характеристик кон-

тура дать пульсирующий электрический ток, который будет периодически изменять свой знак (рис. 50). Распространить эту модель на случай сфери-

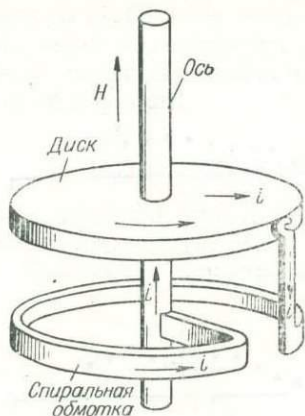


Рис. 48. Диское динамо Буллара [18].

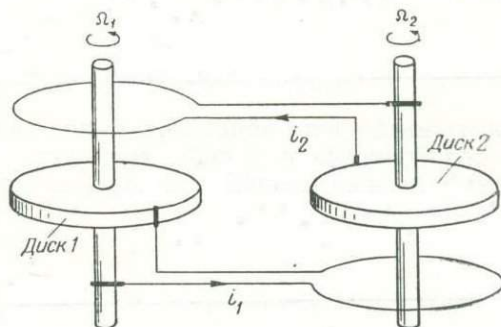


Рис. 49. Два дисковых динамо Буллара, соединенные последовательно [127].

ческого жидкого ядра Земли весьма сложно, до сих пор это еще не осуществлено. По этому поводу Э. Буллара заметил [18]: «Возможно что электро-

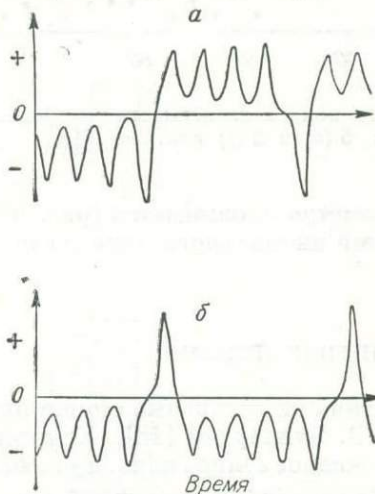


Рис. 50. Один из токов, создаваемых спаренными дисковыми динамо [18].

a — ток колеблется относительно некоторого равновесного значения, затем изменяет направление на обратное и колеблется относительно другого равновесного значения; *b* — более ранняя стадия того же процесса, наблюдаются лишь кратковременные инверсии.

магнитные свойства, присущие механизму, создающему земное поле, лишь симулируются и сильно окарикатуриваются моделью двойного динамо».

ПРИМЕРЫ ЛИНЕЙНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В ОКЕАНАХ

Здесь будут детально рассмотрены наиболее очевидные доказательства разрастания (спрединга) океанического дна, содержащиеся в линейных магнитных аномалиях (см. рис. 34), которые впервые были обнаружены Р. Мейсоном и А. Рэффом [93]*. По этим аномалиям возраст обширных пространств океанического ложа может быть установлен с помощью временной шкалы инверсий геомагнитного поля, обсуждавшейся в предыдущей главе.

ОТОЖДЕСТВЛЕНИЕ ЛИНЕЙНЫХ АНОМАЛИЙ

По известной хронологии инверсий при постоянной скорости разрастания магнитная модель океанического дна может быть построена в виде прямо и обратно намагниченных прямоугольных тел бесконечной длины, перпендикулярных к направлению спрединга. Магнитные аномалии, вычисленные по этой модели, приводятся в соответствие наблюдаемому профилю путем подбора скорости разрастания (см. рис. 42).

Географическая широта и ориентация модели относительно меридиана влияют на форму и амплитуду вычисленных аномалий. Показанные на рис. 51 профили по Северной и Южной Атлантике расположены приблизительно на одинаковой широте, но, поскольку их азимуты равны соответственно 150 и 116°, форма аномальных кривых существенно различна. В экваториальных широтах некоторые из аномалий меняют знак. К тому же маршруты судна редко оказываются прямолинейными и перпендикулярными к простиранию аномалий. По этим причинам непосредственное сопоставление наблюдаемых магнитных профилей между собой либо с расчетным модельным профилем, что часто встречается в опубликованной литературе, в целом неудачно. Чтобы установить направление разрастания, необходимо иметь по крайней мере два морских или воздушных маршрута, образующих значительный угол с простиранием аномалий. Простирание определяется следующим образом: на карту наносят оба маршрута, отмечают на них одноименные аномалии и соединяют их линиями, которые должны оказаться приблизительно параллельными друг другу, если профили не пересекают зон разломов. Таким образом устанавливается и наносится на карту направление разрастания океанического дна, перпендикулярное к линиям, соединяющим аномалии.

Графики магнитного поля на маршрутах проецируются на направление разрастания и сопоставляются с расчетным модельным профилем,

* Честь открытия линейных аномалий в океане принадлежит советскому геофизику О. Н. Соловьеву [339]. — *Прим. ред.*

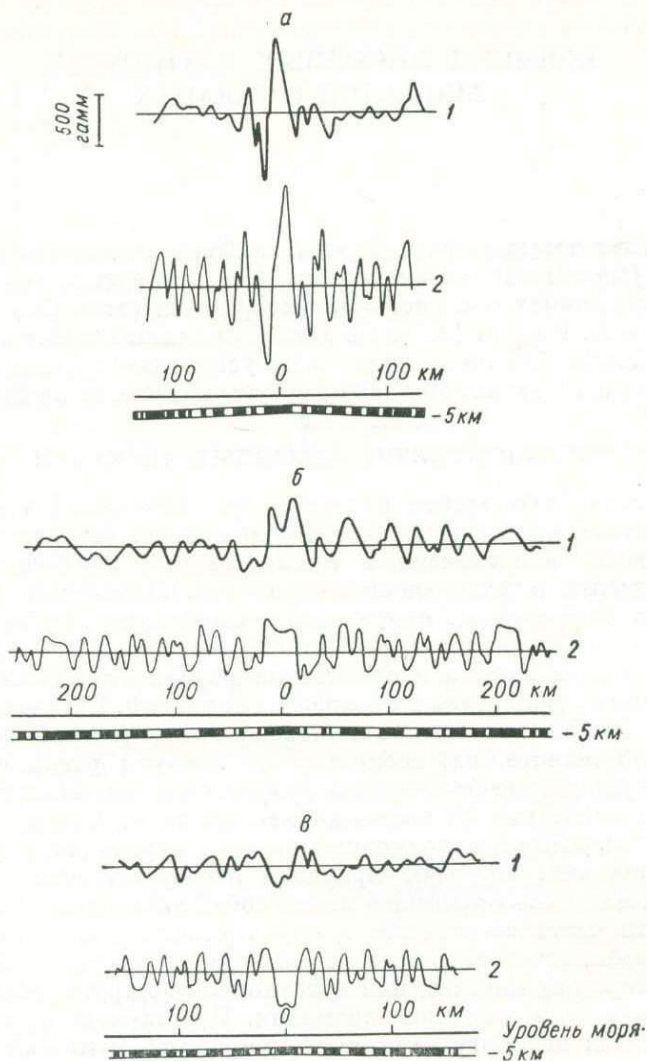


Рис. 51. Сопоставление наблюдаемых (1) и расчетных (2) магнитных профилей в трех значительно удаленных друг от друга районах системы срединно-океанических хребтов [156].

Район	а Северная Атлантика	б Южная Атлантика	в Северо-восток Индийского океана
Широта	32° с. ш.	31° ю. ш.	5° с. ш.
Магнитный азимут	150°	116°	44°
Скорость разрастания, см/год	1,25	2,3	1,5
Геоманитное поле:			
напряженность, гамм	44 000	27 600	37 620
наклонение	+56°	-54°	-6°

полученным с помощью стандартной хронологической шкалы инверсий геомагнитного поля для данных конкретных значений широты и азимута. Сначала принимается постоянная скорость разрастания, обеспечивающая наилучшее соответствие. Иногда скорость по профилю варьирует, как, например, в Северной Атлантике (см. рис. 125). Для прямого сравнения с наблюдаемой кривой расчетный модельный профиль может быть спроецирован на маршрут судна.

СУБЪЕКТИВНОСТЬ ПРОЦЕССА ПОДБОРА

Точные расчеты аномалий уменьшают, но не устраняют субъективности при сопоставлении двух кривых. Найдя соответствующую часть модели, варьируют горизонтальный и вертикальный масштабы одной из кривых до тех пор, пока ее совпадение с другой кривой не станет «хорошим»*.

Э. Буллард [18] писал в связи с этим: «Предсказывать результаты магнитных измерений по данным изучения свойств пород, удаленных на тысячи миль, — это требование очень необычное для отрасли науки, в которой факты редко бывают четкими или предсказуемыми, и поэтому необходимо быть глубоко уверенными в том, что мы не обманываем себя. Однако соответствие между вычисленными и наблюдаемыми кривыми оказывается настолько хорошим, что представляется невозможным считать его случайным.

Хотелось бы пожелать, чтобы в этой и других геофизических проблемах существовали объективные критерии, характеризующие сходство кривых, однако дело это не простое: очевидные признаки подобия, использующие взаимную корреляцию кривых, не очень пригодны, ибо они испытывают повышенное влияние центрального пика и придают малый вес соответствию небольших пиков. К тому же результаты взаимной корреляции подвержены сильному влиянию незначительных неравномерностей горизонтального масштаба кривых, что может быть вызвано, например, небольшими изменениями скорости разрастания.

Подобие — это вообще не простое и лишь отчасти метрическое понятие, оно связано с количеством и последовательностью максимумов, минимумов и нулевых значений, равно как с их положениями и амплитудами. Может оказаться весьма затруднительным формализовать интуитивное представление о подобии, и, возможно, было бы плодотворным привлечение идей, используемых при обнаружении испытаний атомных бомб по сейсмическим наблюдениям, и вычислительной таксономии».

И действительно, опыт показывает, что субъективные методы, привлекаемые для обнаружения сходства профилей магнитных аномалий, возникших при разрастании океанического дна, находят полное понимание у сейсмологов.

ПРОВЕРКА СИММЕТРИИ

Метод измерения скорости разрастания океанического дна, разработанный Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом [157], подразумевает симметрию структуры аномального поля относительно разрастающегося хребта и ее глобальный

* Это, разумеется, упрощенное описание процесса подбора. При весьма малых скоростях разрастания изменение этой скорости весьма заметно сказывается на облике аномальной кривой. — *Прим. ред.*

характер, предопределяемый единой системой смены знака намагниченности пород океанического дна. Структура поля меняется в разных местах только из-за неравномерности скорости разрастания, которую эти исследователи обычно принимали постоянной в каждом районе наблюдений.

Симметрия лучше всего обнаруживается при изображении профиля в прямом и обратном направлениях и выявлении соответствия индивидуальных особенностей, находящихся на одинаковом расстоянии от центральной

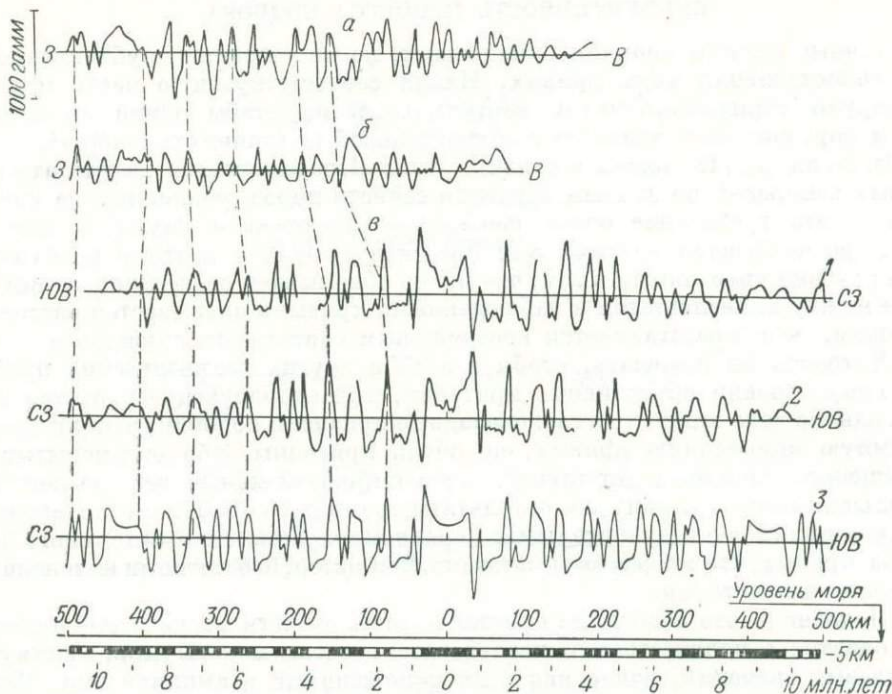


Рис. 52. Профиль EL19 через Восточно-Тихоокеанское поднятие [120, 124, 150, 156].

a — хр. Хуан-де-Фука, 48° с. ш.; *б* — хр. Горда, 41° с. ш.; *в* — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 51° ю. ш.

Наблюденный профиль: 1 — прямой, 2 — обращенный; 3 — расчетный профиль (магнитный азимут 102° , скорость разрастания 4,6 см/год, напряженность геомагнитного поля 0,48 в, наклонение $-62,6^\circ$).

аномалии. Это сделано на профиле через Восточно-Тихоокеанское поднятие (рис. 52). Указанный профиль может быть сопоставлен с профилями, построенными для хребтов Горда и Хуан-де-Фука в северо-восточной части Тихого океана. Отметим, что амплитуды аномалий, как и следовало предполагать, возрастают с широтой. Корреляция трех наблюдаемых и расчетного профилей считается превосходной.

Отличия наблюдаемого профиля от теоретического, вычисленного для модели, состоящей из прямо и обратно однородно намагниченных тел бесконечной длины с прямоугольным поперечным сечением, могут быть вызваны разными причинами, например внедрением даек противоположной полярности [67] или отклонениями от идеально правильных геометрических форм,

используемых в моделях (к основным отклонениям относятся невертикальность контактов соседних тел, рельеф их нижней и верхней кромок).

Влияние рельефа океанического дна лучше всего видно на профилях, параллельных простиранию аномалии и расположенных в пределах полосы пород известного возраста и неизменной полярности. Там, где мощность слоя осадков невелика, как, например, на гребне разрастающегося хребта,

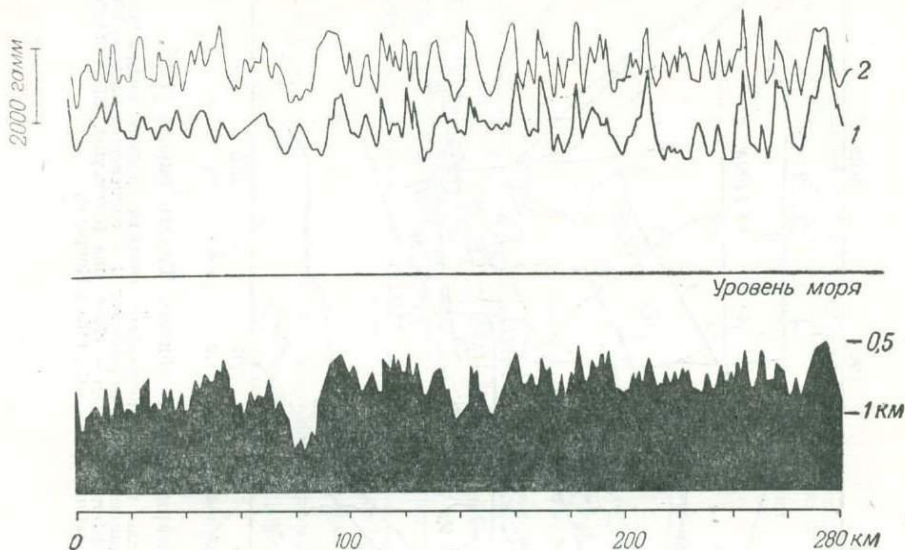


Рис. 53. Батиметрический и наблюдаемый магнитный профили вдоль гребня хр. Рейкьянес от $59^{\circ} 49'$ с. ш. и $29^{\circ} 42'$ з. д. до $61^{\circ} 52'$ с. ш. и $26^{\circ} 39'$ з. д. [145].

Магнитные профили: 1 — наблюдаемый, 2 — вычисленный (двумерная модель, $J_{\text{ост}} = 0,03$ СГС).

конфигурация поверхности базальтового слоя может быть получена по данным сейсмического профилирования. Руководствуясь этими сведениями, можно вычислить магнитный профиль на поверхности океана в предположении, что глубина дна вкост простирания хребта остается постоянной. Хотя это допущение гипотетично, между наблюдаемым и вычисленным профилями на хребте Рейкьянес в целом отмечалось хорошее соответствие (рис. 53).

АНТАРКТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

На рис. 54 приведена обзорная карта магнитометрической изученности антарктической области Тихого океана, жирными линиями обозначены отрезки маршрутов, использованные при построении магнитных профилей через хребет. Структура магнитных аномалий, возникших в результате разрастания океанического дна, настолько устойчива, что ее можно довольно точно определить даже по сравнительно редким маршрутам, что было бы совершенно невозможно для равновеликой площади на суше. Следовательно,

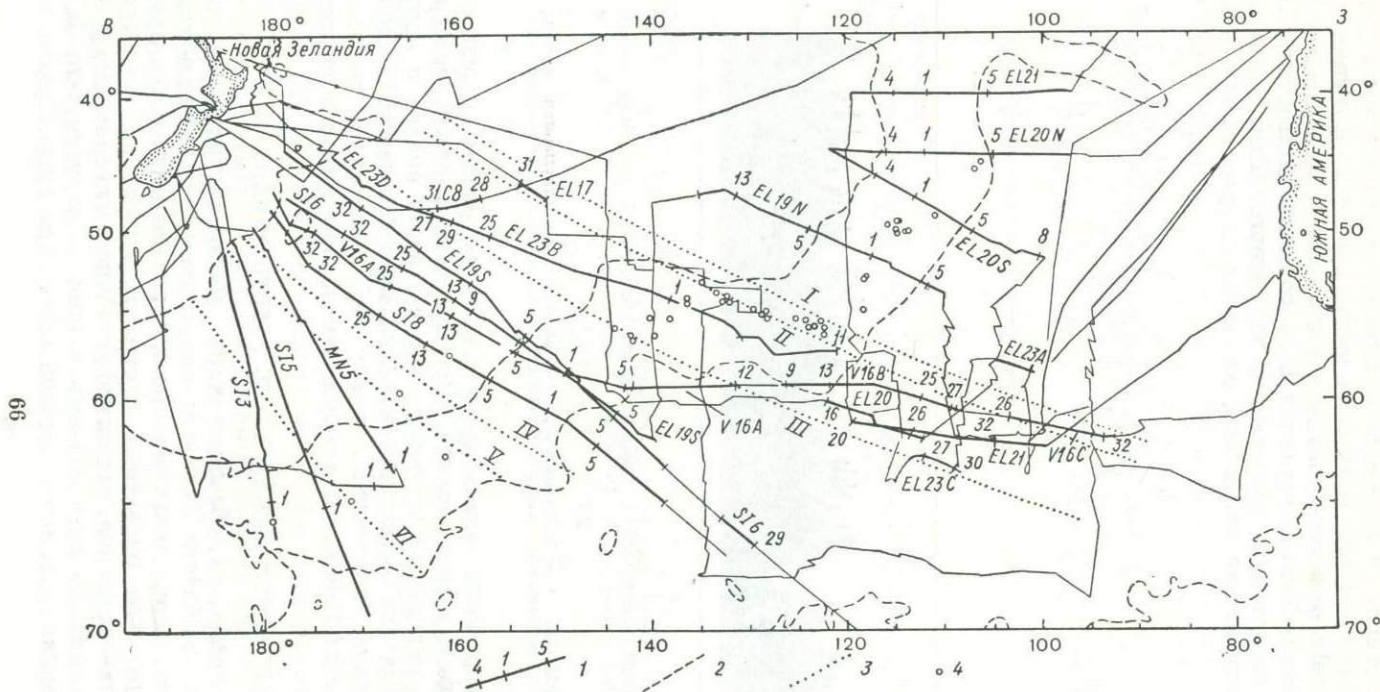


Рис. 54. Маршруты судов в антарктической области Тихого океана [122].

1 — маршруты; утолщенные отрезки соответствуют участкам, для которых построены магнитные профили; цифры указывают номера опознанных магнитных аномалий; 2 — изобата 2000 фатом; 3 — предполагаемые зоны разломов; 4 — эпицентры землетрясений за период с 1 июня 1954 г. до 31 мая 1965 г. Съёмочные суда: EL — «Eltanin» («Элтанин»), MN — «Monsoon» («Монсун»), SI — «Staten Island» («Стейтен Айленд»), V — «Vema» («Вима»), C — «Conrad» («Конрад»).

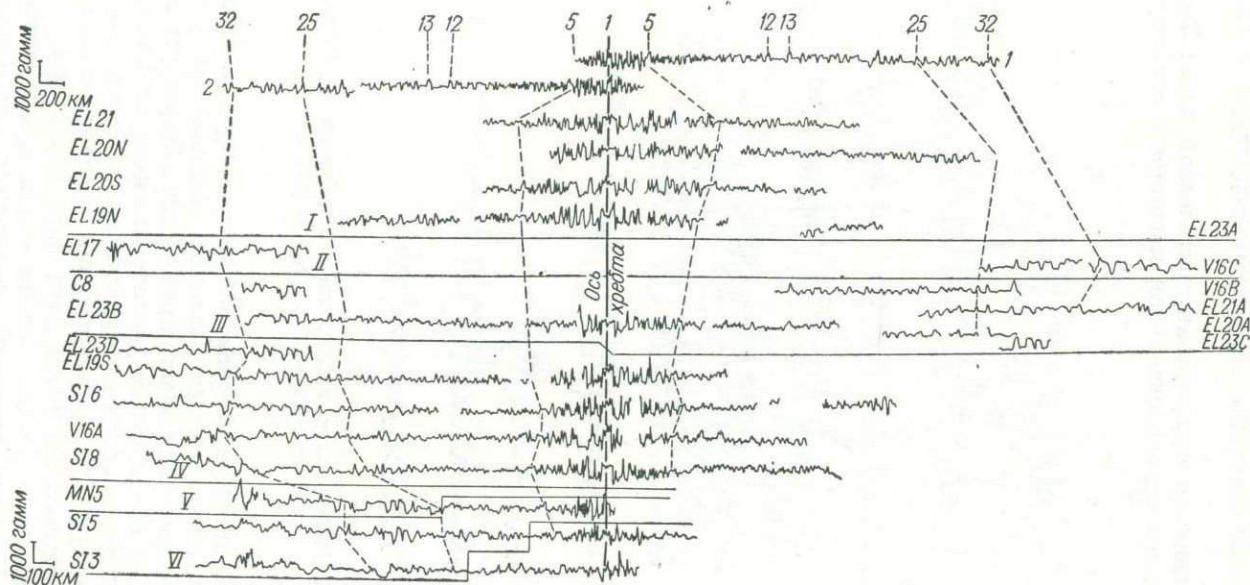


Рис. 55. Наблюдаемые профили магнитных аномалий [122].

Нумерация аномалий, профилей и разломов соответствует рис. 54.
Северная часть Тихого океана: 1 — прямой профиль, 2 — обращенный; I—VI — разломы.

можно предположить, что в ближайшее десятилетие все океаны мира будут исследованы с детальностью, достаточной для определения возраста их ложа и выявления основных нарушений структуры поля, связанных с зонами разломов.

На рис. 55 магнитные профили антарктической части Тихого океана изображены в одинаковом горизонтальном масштабе с совмещением осевой

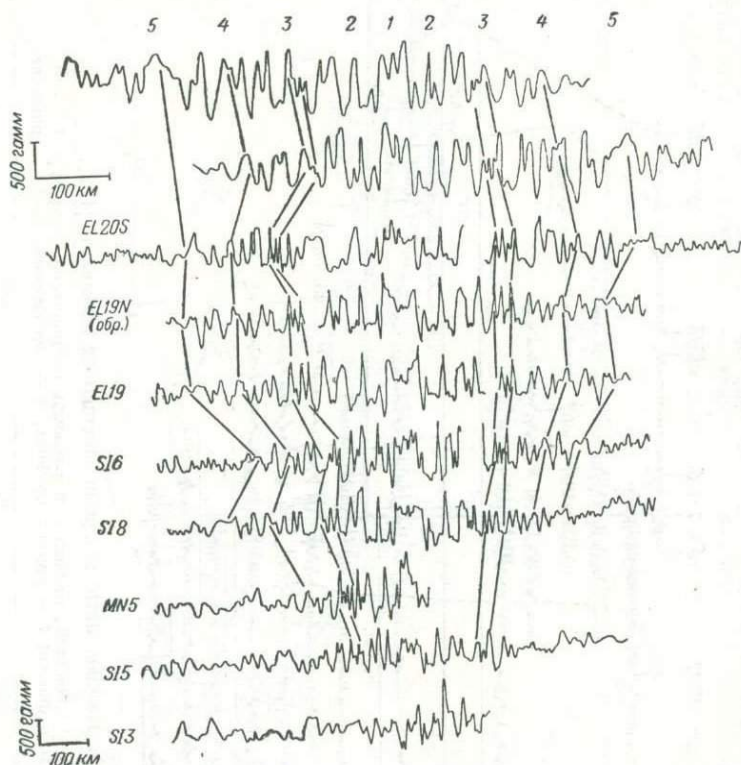


Рис. 56. Осевые части наблюдаемых магнитных профилей, представленных на рис. 55 [122].

аномалии по одной линии в центральной части рисунка. Кроме смещения аномалий, обусловленного зонами разломов, наблюдается устойчивое увеличение скорости разрастания от маршрута EL21 к маршруту SI5 (это видно также на рис. 56, где представлена увеличенная центральная часть рис. 55). Как будет показано ниже, этот факт принципиально важен для теории тектоники плит, поскольку скорости разрастания пропорциональны расстоянию от центра относительного вращения двух плит литосферы.

Антарктическая часть Тихого океана — это единственный район, где полная система магнитных аномалий, возникших вследствие разрастания океанического дна, вплоть до аномалии 32 располагается по обе стороны

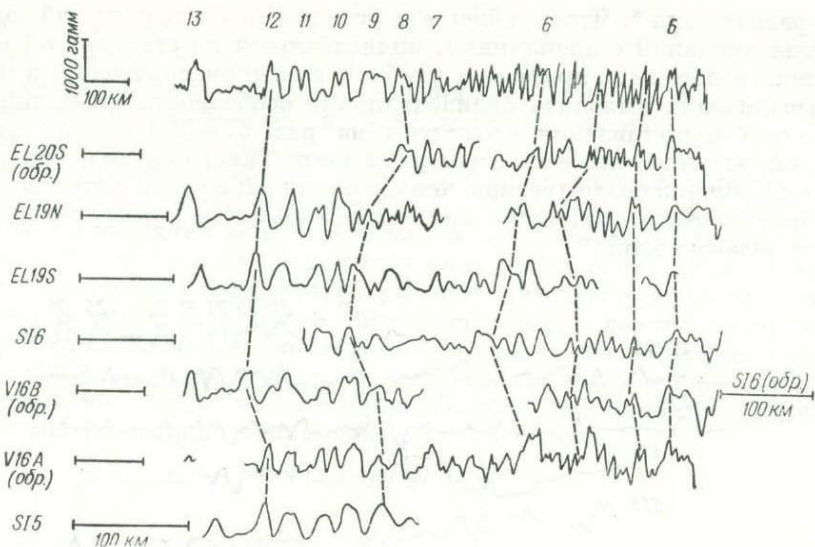


Рис. 57. Отрезки наблюдаемых магнитных профилей (аномалии 5—13), приведенных на рис. 55.

Отрезки профилей к западу от оси хребта показаны таким образом, что на рисунке запад находится слева, отрезки профилей к востоку от оси хребта изображены в противоположном направлении — запад располагается справа.

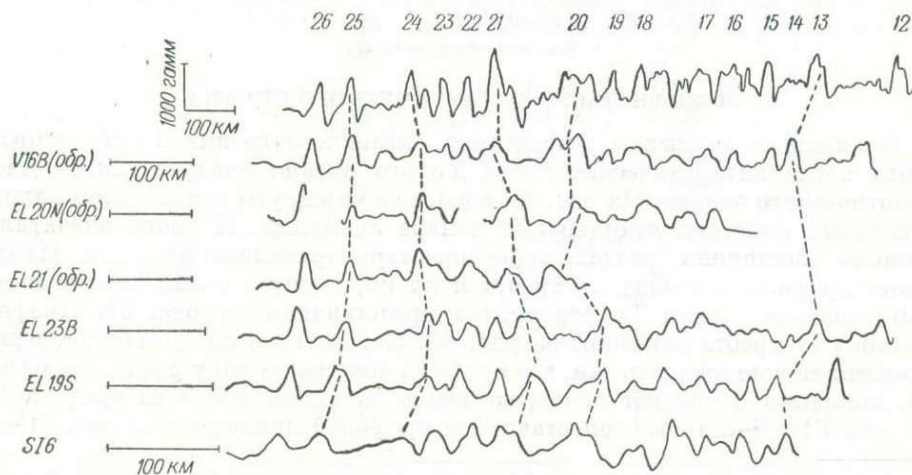


Рис. 58. Отрезки наблюдаемых магнитных профилей (аномалии 12—26), приведенных на рис. 55 [122].

См. подпись к рис. 57.

от оси разрастания*. Чтобы облегчить установление сходства наблюдаемых магнитных аномалий с аномалиями, вычисленными по стандартной модели, необходимо изображать профили в удобном взаимном положении и масштабах, позволяющих выявлять индивидуальные особенности аномалий. Примеры такого представления приведены на рис. 57—59 (верхний профиль на каждом рисунке относится к северной части Тихого океана). На рис. 59 показаны аномалии более древние, чем аномалии 32; в связи с этим возникает интересный вопрос — почему за пределами этой аномалии корреляция оказывается невозможной? **

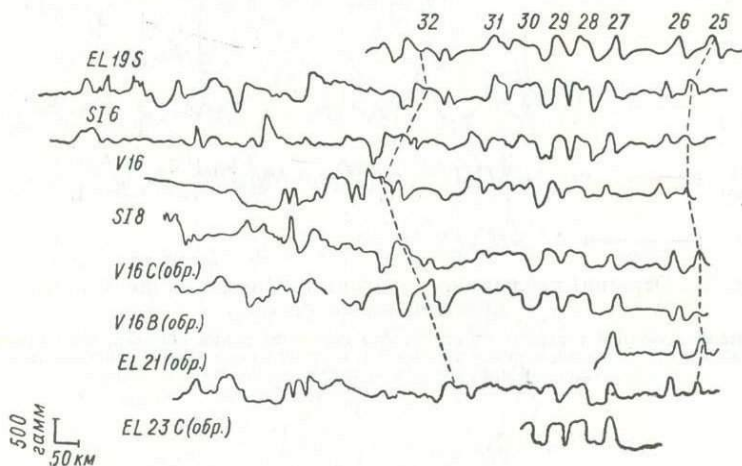


Рис. 59. Отрезки наблюдаемых магнитных профилей (аномалии 25—32), приведенных на рис. 55 [122].
См. подпись к рис. 57.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

По полноте данных о разрастании океанического дна по обе стороны хребта после антарктической части Тихого океана следует южная часть Атлантического океана. На рис. 60 показаны маршруты судов в этом районе, на которых нанесены стандартные номера аномалий. И вновь впечатляют огромные расстояния, разделяющие прокоррелированные профили. Наблюденные профили к западу от хребта и их корреляция с линейными аномалиями северной части Тихого океана представлены на рис. 61. Профили к востоку от хребта показаны на рис. 62. Перерыв в последовательном ряду аномалий можно ожидать там, где профиль пересекает зону разломов, например, аномалия 6 следует непосредственно за аномалией 5 на профиле V22 (см. рис. 61). Детальные сопоставления профилей приведены на рис. 61—64.

* К настоящему времени столь же полная система аномалий прослежена в Атлантическом океане. — *Прим. ред.*

** В настоящее время имеются многочисленные примеры корреляции мезозойских аномалий, более древних, чем аномалия 32, в Тихом и Атлантическом океанах. — *Прим. ред.*

До сих пор наша интерпретация ограничивалась простой корреляцией аномалий от профиля к профилю без вычисления модельных аномалий для каждой широты и направления разрастания. Если имеется достаточное количество профилей, то форма аномалий изменяется с переменой положения постепенно, что позволяет идентифицировать аномалии без обращения к более трудоемким методам.

Если океаническое дно разрастается от меридиональных хребтов, как, например, в северо-восточной части Тихого океана или в Южной Атлантике, то аномалии измеряются на тех же широтах, на которых они возникли. Это утверждение утрачивает силу, если направление разрастания имело существенную меридиональную составляющую или участок литосферы, несущий источники аномалий, вращался вокруг вертикальной оси. При этих условиях трудно, а иногда и невозможно опознать направление разрастания без построения нескольких моделей для наиболее вероятных первоначальных положений и ориентаций. Полное описание этого более трудоемкого метода сопоставления дано в приложении 2.

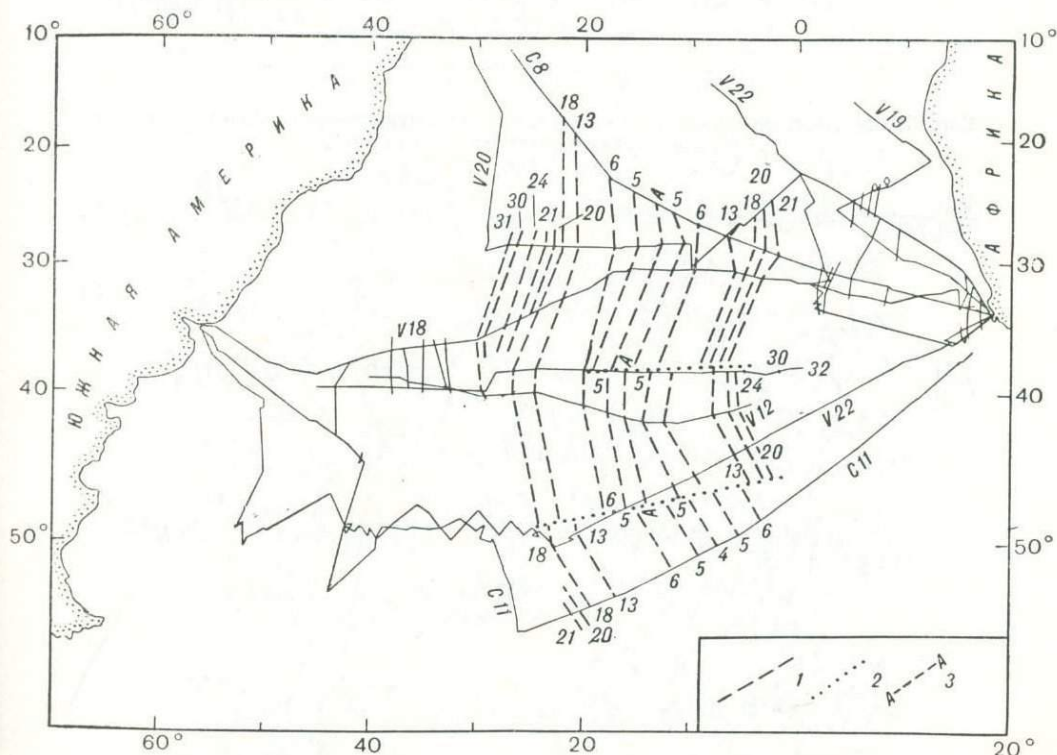


Рис. 60. Положение магнитных аномалий вдоль маршрутов в южной части Атлантического океана [41].

1 — простирание аномалий; 2 — зоны разломов; 3 — положение оси хребта.

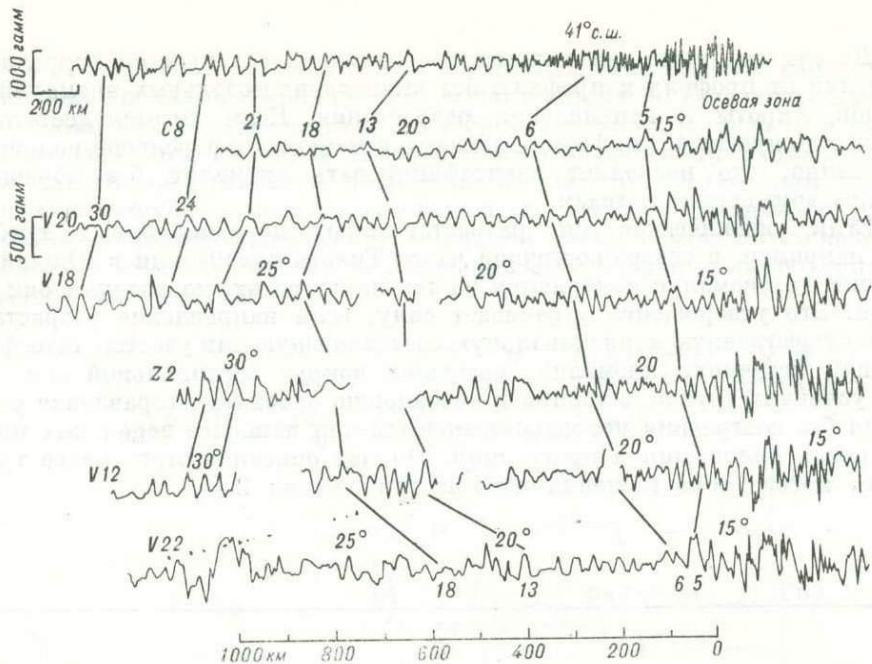


Рис. 61. Магнитные профили в южной части Атлантического океана к западу от Срединно-Атлантического хребта [41].

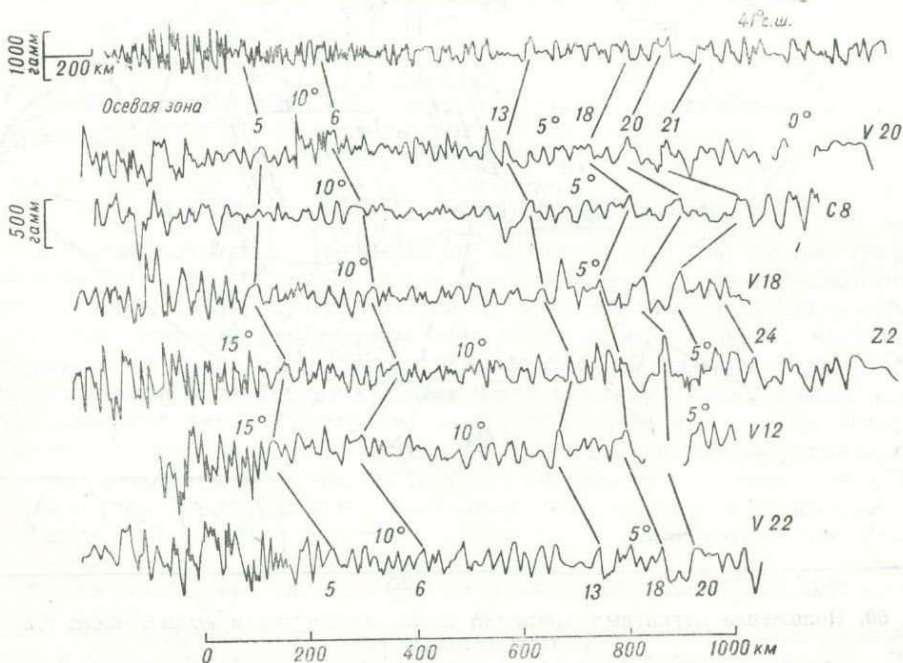


Рис. 62. Магнитные профили в южной части Атлантического океана к востоку от Срединно-Атлантического хребта [41].

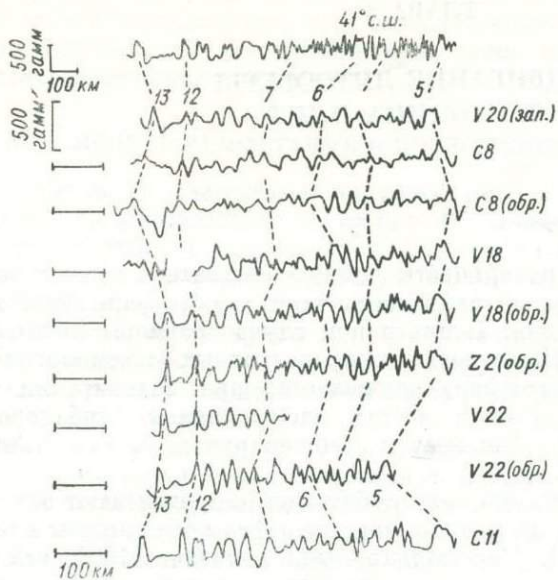


Рис. 63. Детальное сопоставление аномалий (от 5 до 13) в южной части Атлантического океана и в северной части Тихого океана [41].

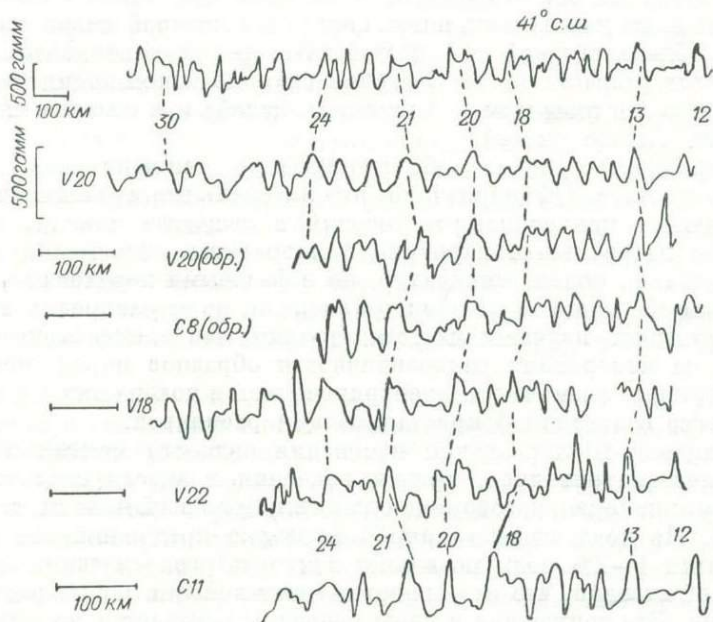


Рис. 64. Детальное сопоставление аномалий (от 13 до 30) в южной части Атлантического океана и северной части Тихого океана [41].

ПОДДВИГАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Если площадь земной поверхности должна оставаться неизменной, то необходимо, чтобы разрушалась такая же ее часть, которая формируется при разрастании океанического дна. В противном случае размеры Земли стремительно возрастали бы. На основании превосходных сейсмологических данных установлено, что литосфера поглощается при поддвигании плит, происходящем главным образом в местах расположения глубоководных океанических желобов, благодаря чему и компенсируется ее нарастание на срединно-океанических хребтах.

Представления о поддвигании, или субдукции (как называют этот процесс поглощения литосферы), и о разрастании литосферы объединены в теории тектоники плит [89, 96, 100]. Как только было доказано [150], что одна и та же система магнитных аномалий может быть опознана на расстояниях порядка 1000 км по обе стороны от зоны разломов, стало очевидным, что океаническое ложе не является вязкой средой, в которой могут плавать континенты, а обладает такой же жесткостью, как и континенты. Согласно тектонике плит разрастание на Восточно-Тихоокеанском поднятии частично компенсируется поглощением в Алеутском желобе и в системе желобов западной части Тихого океана.

Рассмотрение механизма, обеспечивающего движение плит, выходит за рамки этой книги. Общеизвестно, что латеральные вариации плотности, обуславливающие конвекционные течения в веществе мантии, возникают в результате латеральных вариаций температуры. Изменения плотности вызваны не только полем температур, но и фазовыми переходами. Радиоактивность является мощным источником энергии, но ее распределение по глубинам недостаточно изучено; известно только, что элементарные расчеты, основанные на измерениях радиоактивности образцов пород, показывают, что радиоактивные элементы концентрировались в поверхностной части мантии в процессе селективной кристаллизации расплавов.

За последние 10 лет оценки изменения вязкости мантии с глубиной постоянно пересматривались, причем значения вязкости оказывались все более низкими; наконец, заговорили о конвекции по всей мантии, т. е. глубже 400 км [24]. Не поддающееся прямой проверке предположение о присутствии в мантии 1—2% воды позволяет изменить реологические свойства ее пород в такой степени, что оказываются приемлемыми любые расчеты течений в мантии. Это допущение в свою очередь сказывается на вычислениях температур, поскольку при наличии течения в мантии теплопроводность твердых пород, известная по измерениям в лабораторных условиях, обеспечивает перенос меньшей части тепла, его большая часть циркулирует в результате перемещения вещества мантии. Неизбежные неточности в значениях

физических констант при расчетах конвекции не позволяют приводить эти расчеты ни в подтверждение, ни в опровержение магнитных, сейсмических, вулканологических, гравитационных и геоморфологических фактических доказательств течений в мантии*.

МОДЕЛЬ РАЗРАСТАНИЯ И ПОГЛОЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Разрастание и разрушение океанического дна в петрологическом аспекте схематически представлены на рис. 65. Движение частично расплавленного вещества мантии в направлении от гребня хребта увлекает за собой жесткую плиту литосферы, состоящую из тонкого слоя базальта, покоящегося на более мощной пластине перидотита. Плита погружается в пирилитовую мантию, в то же время к ней «добавляется» новое вещество на оси разрастающегося хребта в результате дифференциации пиrolита, предположительно представляющего собой смесь 3—5 частей перидотита и 1 части базальта гавайского типа.

Литосфера скользит по слою пониженных скоростей сейсмических волн, этот слой имеет меньшую вязкость и прочность, поскольку он находится в частично расплавленном состоянии. При дислокациях может существовать и ползучесть в верхней части мантии на глубинах от 50 до 400 км, т. е. в области, температура которой близка к температуре плавления силикатов. Ниже этой глубины давление обуславливает более быстрое повышение температуры плавления, препятствуя тем самым возникновению течения, хотя согласно новым расчетам вязкость нижней части мантии меньше, чем это предполагалось ранее, следовательно, нельзя исключать существования конвекции, охватывающей всю мантию [24].

Механизм разрастания океанического дна, основанный на лабораторных экспериментах по изучению течений при дислокациях в оливине, обсуждался Г. Аве-Лаллеманом и Н. Картером [24]. В океанических областях глубина до кровли слоя пониженных скоростей сейсмических волн составляет около 50 км, тогда как под континентами достигает 150—200 км. Кровлю низкоскоростного слоя можно считать изотермической поверхностью, которая под континентами залегает глубже, чем под океанами. Таким образом, плита, состоящая из океанической и континентальной частей, может легко перемещаться по слою пониженных скоростей (астеносфере), не возмущая изотерм [133].

Опускание холодной литосферы под островную дугу под углом 45° или более круто и связанный с этим подъем жидкой магмы вызывают проявления андезитового вулканизма на островной дуге, а часто и повышение теплового потока через дно окраинных морей за дугой, как это наблюдалось в Японском и Охотском морях [68]. Предположение, что опускающаяся плита является холодной, подтверждается аномально низким затуханием упругих волн землетрясений [80]. Но наиболее убедительное доказательство погружения холодной плиты получено при нанесении положения очагов

* Если читателя интересует данный вопрос, рекомендуем его вниманию специальный выпуск «Journal of Geophysical Research», 1971, в. 76, № 5, на тему «Механические свойства и процессы в верхней мантии».

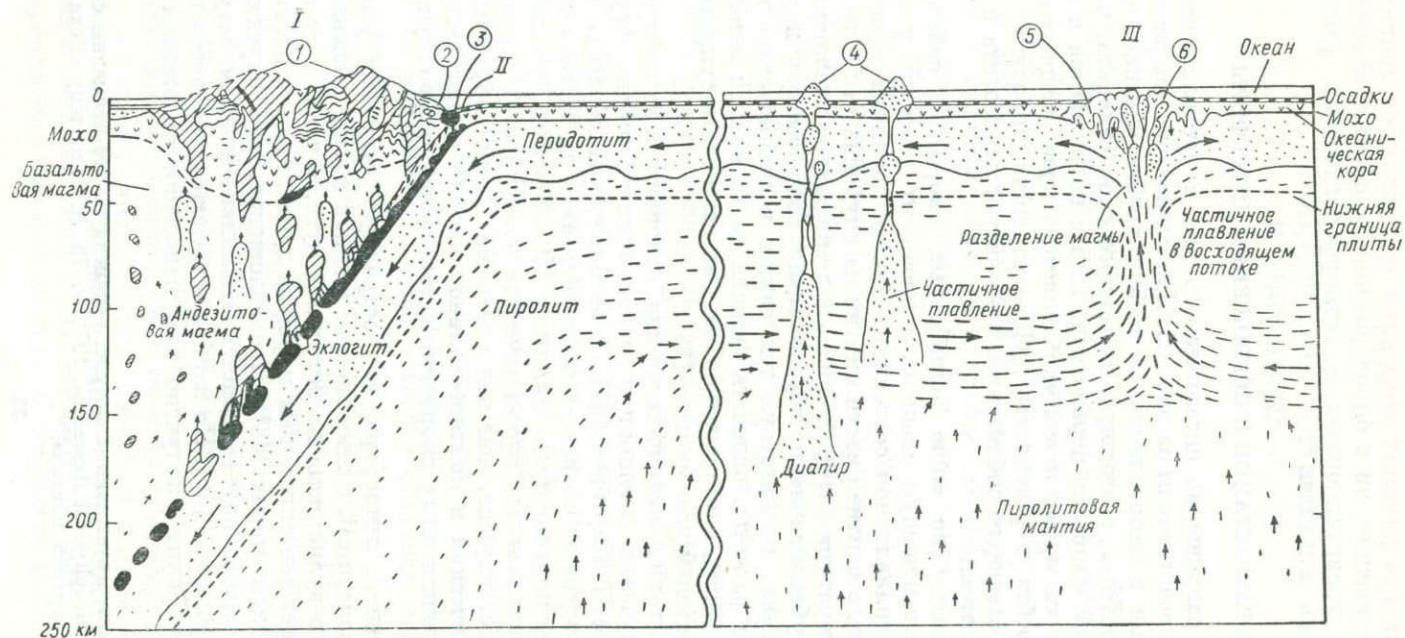


Рис. 65. Схематическое изображение гипотезы разрастания океанического дна и поглощения литосферы [129].

Глубина обратного потока, показанного стрелками в центральной части рисунка, неизвестна.

I — островная дуга или окраина континента; II — желоб; III — срединно-океанический хребет. Цифры в кружках: 1 — андезитовые вулканы; 2 — океанические осадки, смятые в складки; 3 — базальты, превращенные в эклогиты; 4 — вулканы с щелочной базальтовой лавой; 5 — остаточные тела перидотитов, погружающиеся обратно в мантию; 6 — базальтовая магма.

землетрясений на вертикальную плоскость, перпендикулярную к океаническому желобу. Очаги локализуются на поверхности, опускающейся наклонно под островную дугу, эту поверхность часто называют зоной Бенъофа по имени ее первооткрывателя.

ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Положение очагов землетрясений сейчас устанавливается настолько точно, что этим определяется истинная конфигурация погружающихся плит вплоть до места опускания их на подошву астеносферы (рис. 66). Способность погружающейся плиты генерировать глубокофокусные землетрясения [79] связана с ее хрупкостью, которая уменьшается с повышением

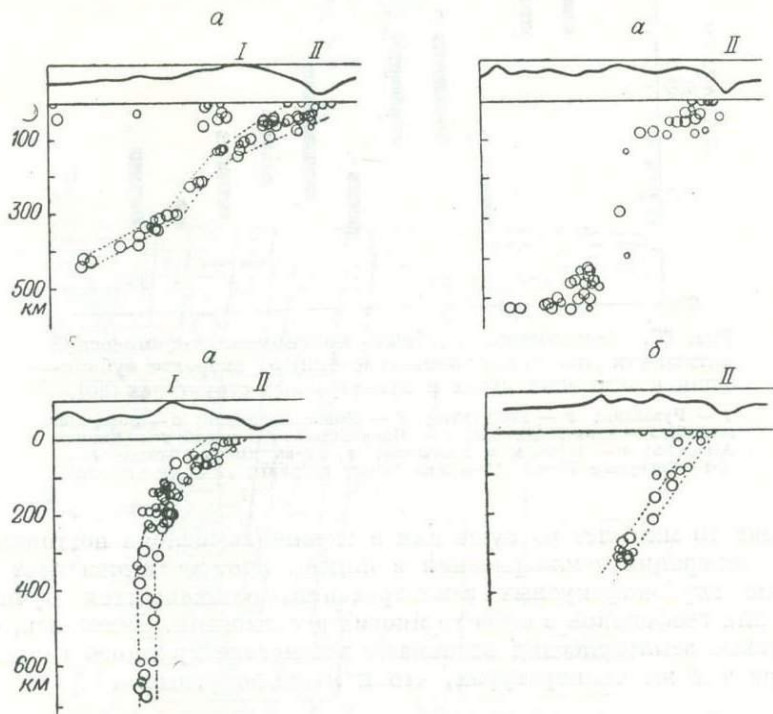


Рис. 66. Гипоцентры землетрясений, оконтуривающие поддвигающиеся плиты [83].

Вертикальные разрезы, пересекающие: а — Идзу-Бонинский желоб, б — северную часть Марианской островной дуги.
I — вулканическая цепь; II — желоб.

температуры, вследствие чего можно ожидать увеличения средней глубины землетрясений в зависимости от скорости опускания плиты. Эта скорость, однако, не может быть установлена по сейсмическим данным, ее следует вычислять исходя из скорости разрастания океанического дна, определяемой по структуре магнитных аномалий на сопряженном хребте (или хребтах).

На рис. 67 показана ярко выраженная зависимость глубины очагов землетрясений от скорости субдукции, которая вычислена указанным образом по данным, обычно получаемым на расстоянии тысяч километров.

Обобщая, можно сказать, что как линейные магнитные аномалии связаны с разрастанием океанического дна, точно так же глубоководные землетрясения и вулканизм свидетельствуют о поглощении литосферы независимо от того, наблюдается ли оно в настоящее время или происходило

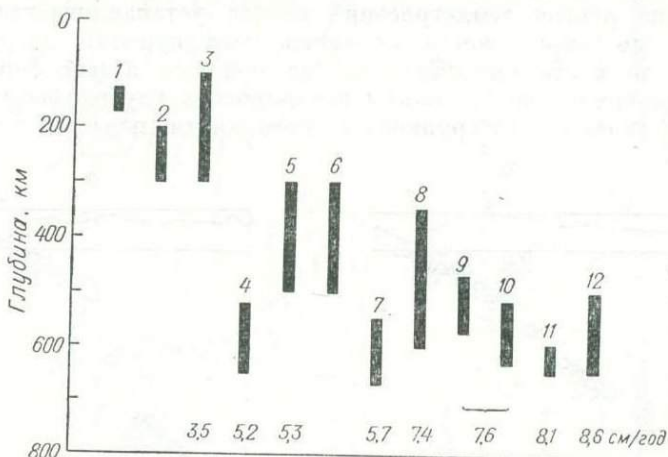


Рис. 67. Зависимость глубины максимумов сейсмической активности (по числу землетрясений) от скорости субдукции в островных дугах и дугообразных структурах [80].

1 — Румыния; 2 — Гиндукуш; 3 — Новая Зеландия; 4 — Зондский желоб; 5 — о-ва Кермадек; 6 — Идзу-Бонинский желоб; 7 — Южная Америка; 8 — Курилы и Камчатка; 9 — о-ва Южные Тонга; 10 — о-ва Северные Тонга; 11 — о-ва Новые Гебриды; 12 — Филиппины.

в последние 10 млн. лет на суше или в океане (вычислена постоянная времени для генерации землетрясений в плите). Этот механизм дает простое объяснение глубоководным землетрясениям, остававшихся мучительной загадкой для геофизиков в течение многих десятилетий. Оказалось, что глубоководные землетрясения возникают вследствие хрупкого разрыва примерно при тех же температурах, что и мелкофокусные.

ДРУГИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПОГЛОЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Геомагнитным доказательством поглощения литосферы в океанических желобах является исчезновение линейных магнитных аномалий по достижении желоба. Это эффективно демонстрирует плотная сеть магнитных профилей южнее Алеутского желоба (рис. 68, 69). Погружение океанических осадков по направлению к желобу, обнаруженное, например, при сейсмическом профилировании у берегов о. Барбадос в Атлантическом океане (рис. 70) и близ Чилийского желоба (рис. 71), образует самостоятельную группу фактов в пользу поддвижения океанической литосферы в глубоководные желоба.

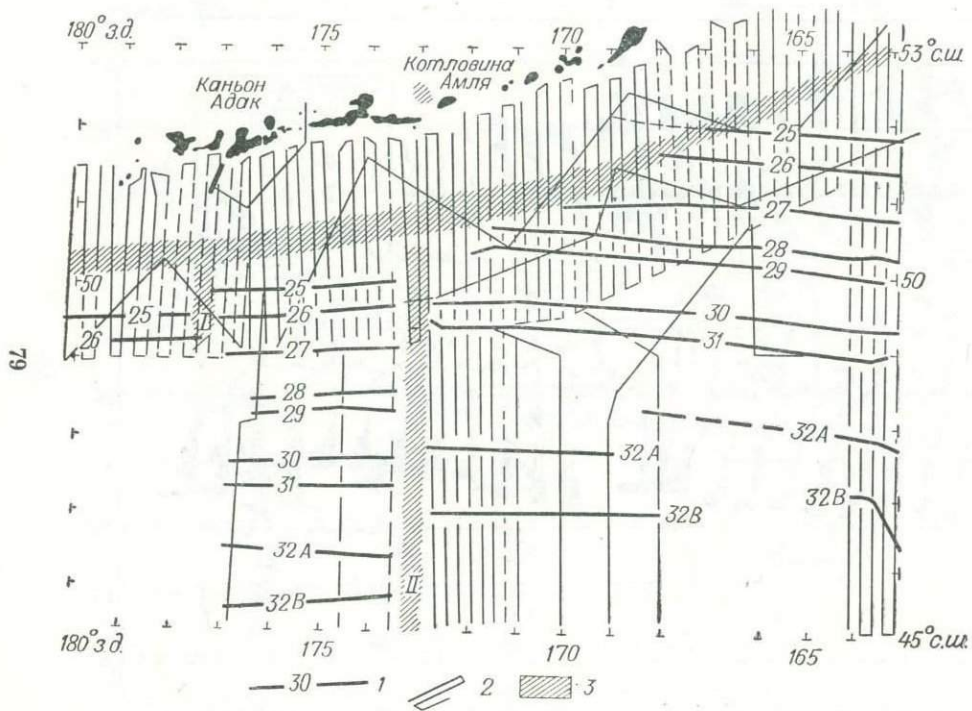
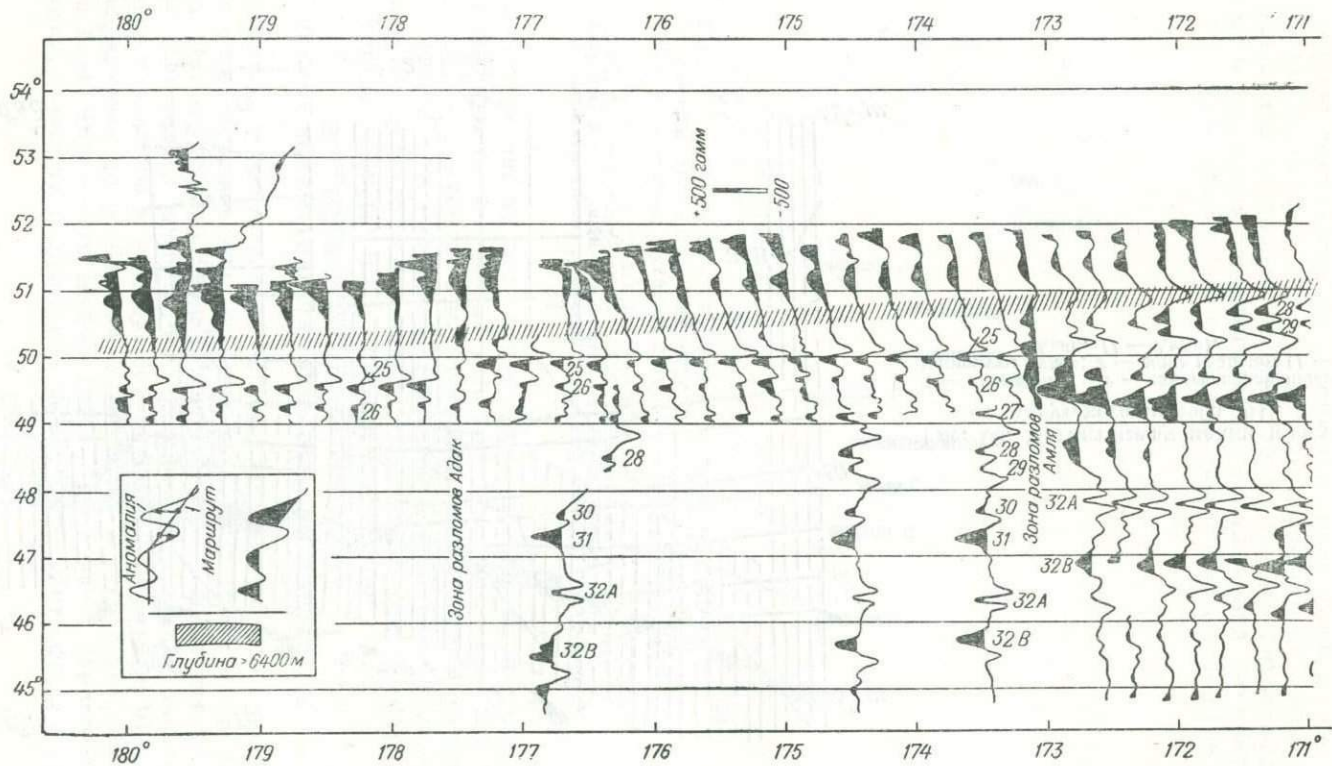


Рис. 68. Магнитные аномалии к югу от Алеутского желоба [64].

1 — аномалии; 2 — схематизированные маршруты судов; 3 — зоны разломов (I — Адак, II — Амля).



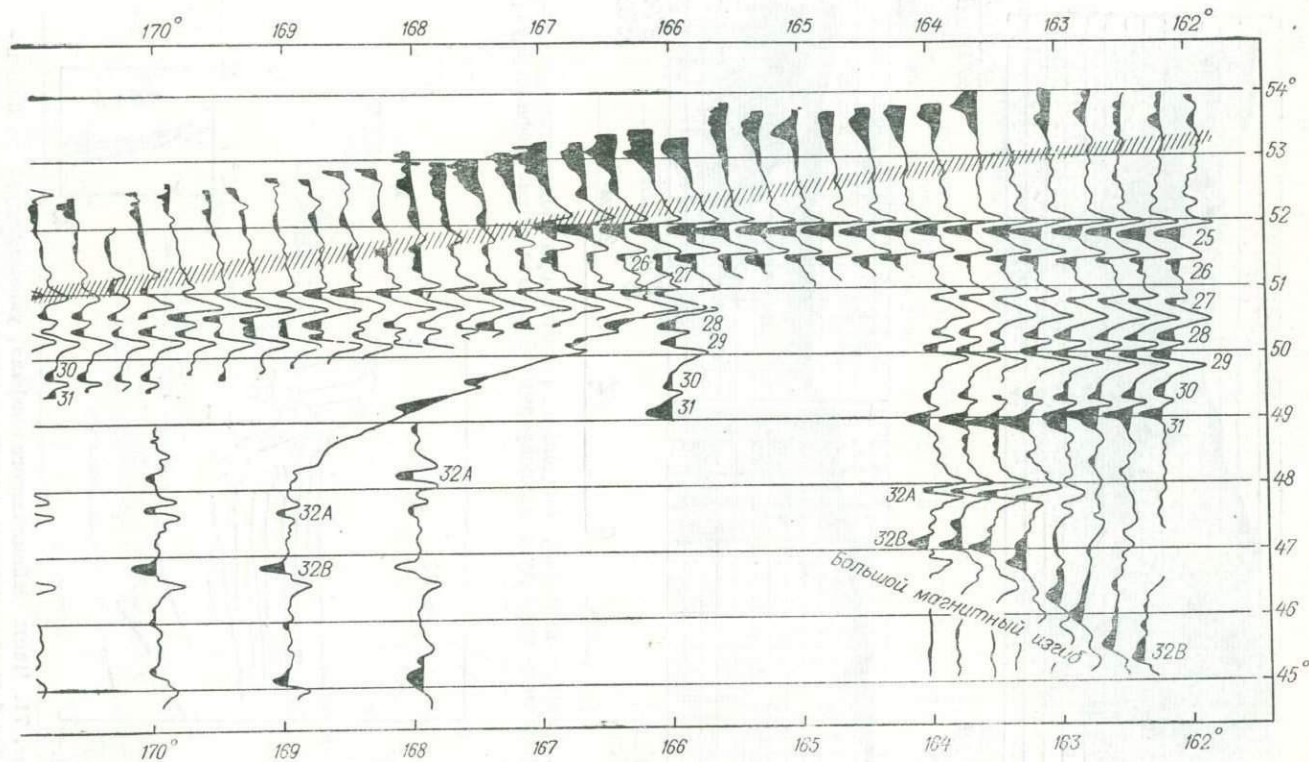


Рис. 69. Профили аномалий полной магнитной напряженности южнее Алеутского желоба [47].

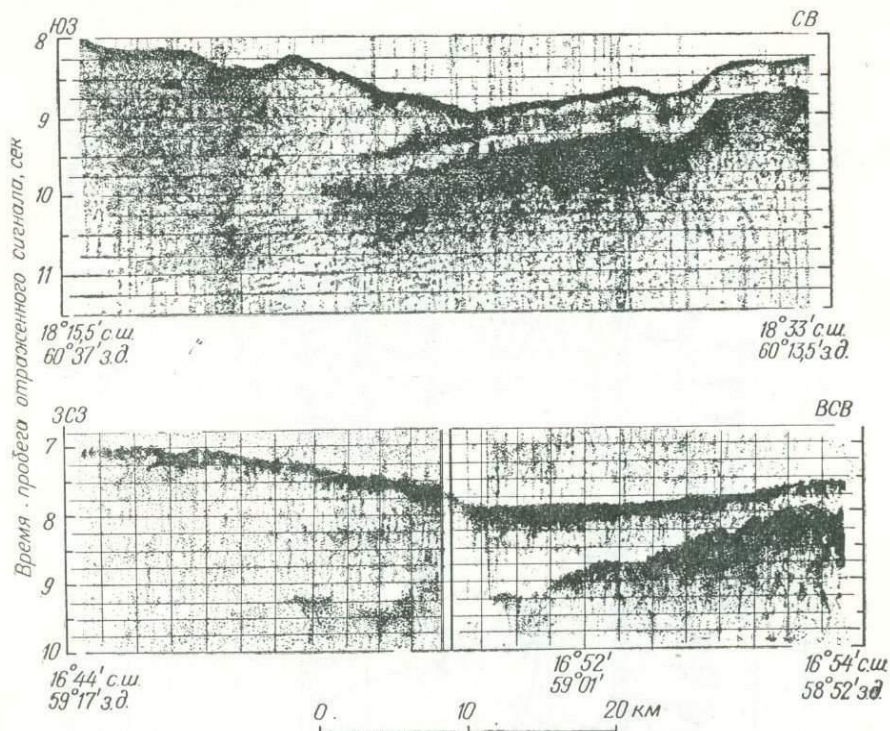


Рис. 70. Данные в пользу поддвижения литосферы под восточную окраину Антильской островной дуги на непрерывной записи сейсмопрофилографа [27].

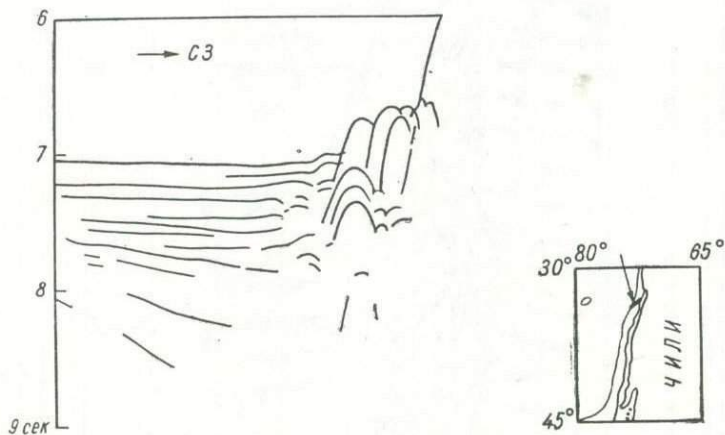


Рис. 71. Часть сейсмического профиля, указывающего на поддвижение и смятие морских осадков в результате субдукции океанического ложа под Южноамериканскую плиту [50].

водных желобах независимо от того, направлено ли движение к континенту (Южная Америка) или к островной дуге (Антильская дуга), позади которой располагается другая океаническая плита.

Применительно к континентам можно представить, что Гималаи образовались в результате поддвижения Индийской плиты под Евразийскую, а Анды — Юго-Восточной Тихоокеанской под Южноамериканскую.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ И ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Батиметрические и магнитные съемки показали, что океанические хребты состоят из прямолинейных отрезков, почти строго параллельных друг другу

Рис. 72. Направления смещений, связанных с трансформными разломами (а) и поперечными сдвигами (б) [140].

1 — гребень срединно-океанического хребта; 2 — зоны разломов. Термины «право-» и «левосторонний» указывают направление перемещений на активных частях разломов.

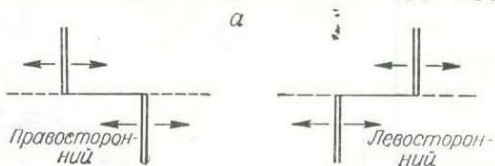
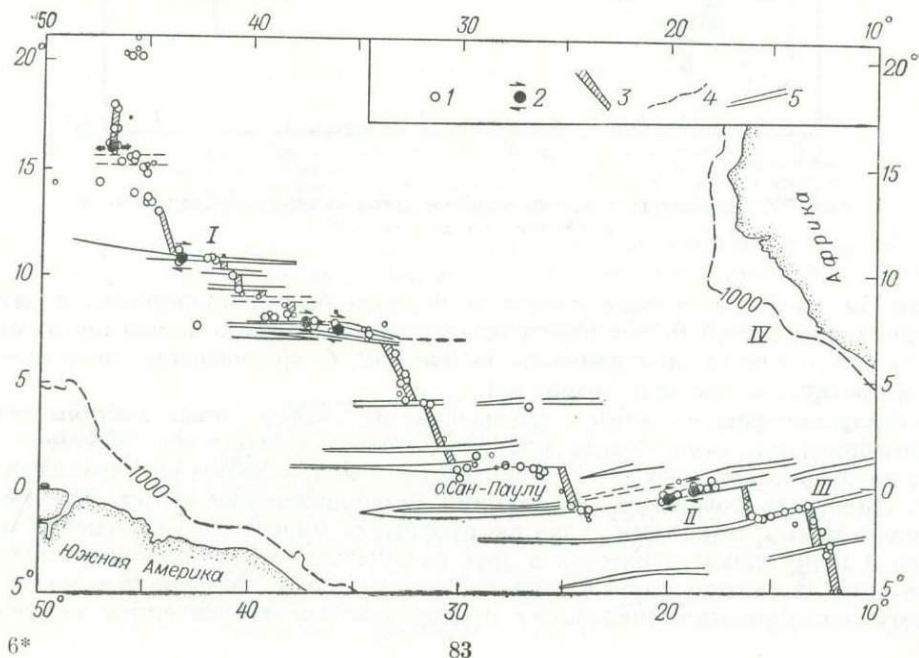
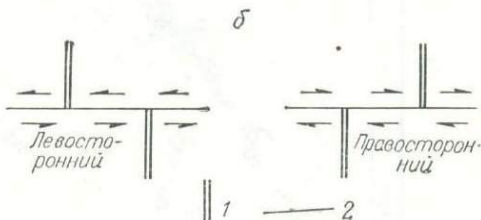


Рис. 73. Положение эпицентров землетрясений (1955—1965 гг.) в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта [140].

1 — эпицентры; 2 — механизмы в очагах землетрясений; 3 — гребни хребтов; 4 — изобаты (в фатомках); 5 — зоны разломов (I — Вима, II — Романш, III — Чейн, IV — Гвинейская).



и соединенных перпендикулярными к ним разломами. Каждый отрезок хребта резко обрывается на этих «трансформных» разломах [171]. Поскольку новообразованное океаническое дно с его информативными магнитными аномалиями формируется на отдельных отрезках хребта, постольку вдоль трансформных разломов происходит скольжение со скоростью, вдвое превышающей скорость разрастания, как схематически показано на рис. 72.

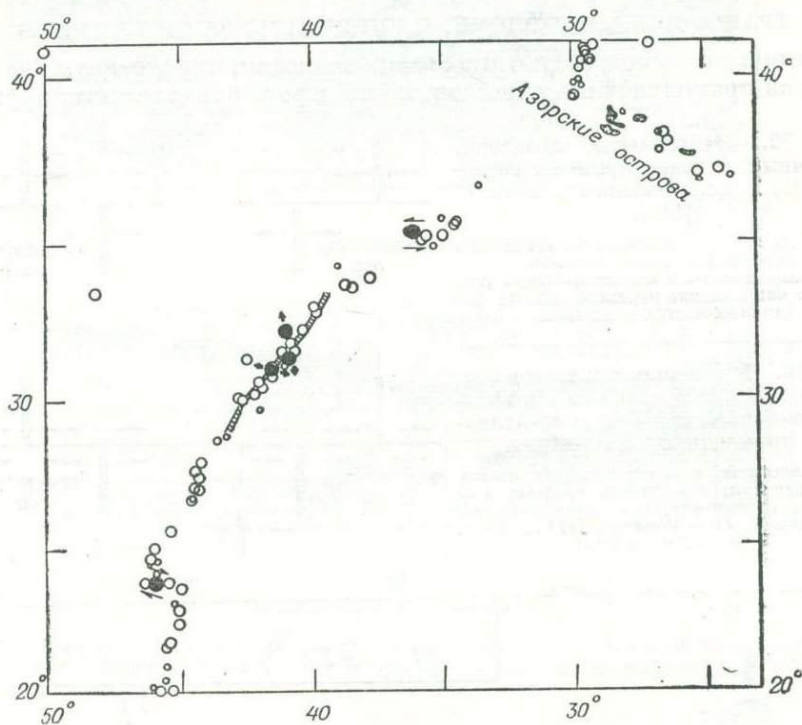


Рис. 74. Эпицентры землетрясений на одном из отрезков Срединно-Атлантического хребта [140].

Если бы хребет в течение какого-то периода был непрерывным, а затем разделился на два отрезка в результате движения вдоль поперечного горизонтального сдвига, как показано на рис. 72, б, то смещение происходило бы в противоположном направлении.

Разрастающиеся хребты и смещающие их трансформные разломы четко оконтуриваются эпицентрами мелкофокусных землетрясений. Кроме того, для некоторых землетрясений по магнитуде и направлению первого вступления, зарегистрированного несколькими расположенными вокруг эпицентра сейсмическими станциями, удается рассчитать ориентацию плоскости разрыва и направление движения в этой плоскости, которое порождает землетрясение. В каждом случае направление смещения, вычисленное по механизму землетрясения, совпадает с предполагаемым направлением движения

по трансформному разлому (см. рис. 72, а). По этим данным мы также имели возможность отличить вертикальные разрывные нарушения от горизонталь-

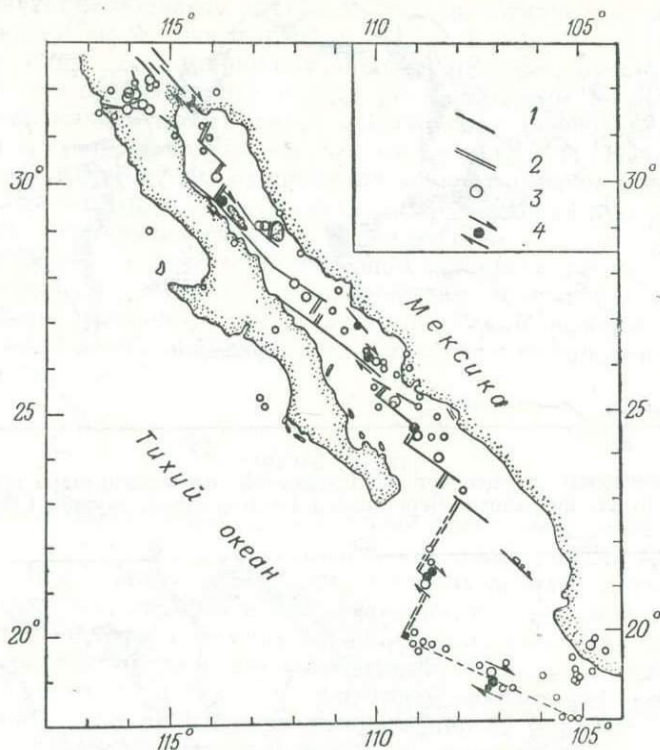


Рис. 75. Структурная схема Калифорнийского залива [140].

1 — разломы; 2 — впадины северо-восточного простирания (наиболее глубокие интерпретируются как структуры растяжения, приуроченные к зонам формирования океанического дна); 3 — эпицентры землетрясений (1954—1962 гг.); 4 — механизмы в очагах землетрясений.

ных. Настолько точно удается проследить оси хребтов и трансформные разломы по эпицентрам мелкофокусных землетрясений, показано на рис. 73—75.

ОКОНТУРИВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ ПО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ

Мелкофокусные землетрясения, особенно многочисленные в глубоководных желобах и других районах поглощения литосферы, позволяют проследить современные границы движущихся плит, на которые подразделяется земная поверхность (рис. 76). Обращают на себя внимание непрерывные узкие главные сейсмические пояса, оконтуривающие асейсмичные блоки; очень узкие, местами ступенчатые пояса умеренной сейсмической активности вдоль зон разрастания и более широкие высокоактивные пояса вдоль зон субдукции; рассеянные эпицентры в области умеренной активности определенных континентальных регионов. На рис. 77 показано направление

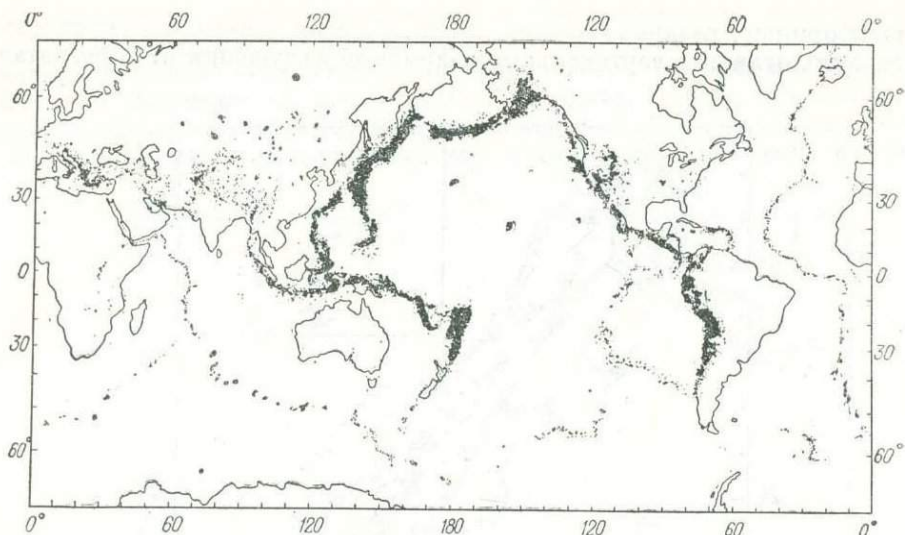


Рис. 76. Размещение эпицентров землетрясений на земном шаре для периода 1961—1967 гг. по данным Береговой и Геодезической службы США [17].

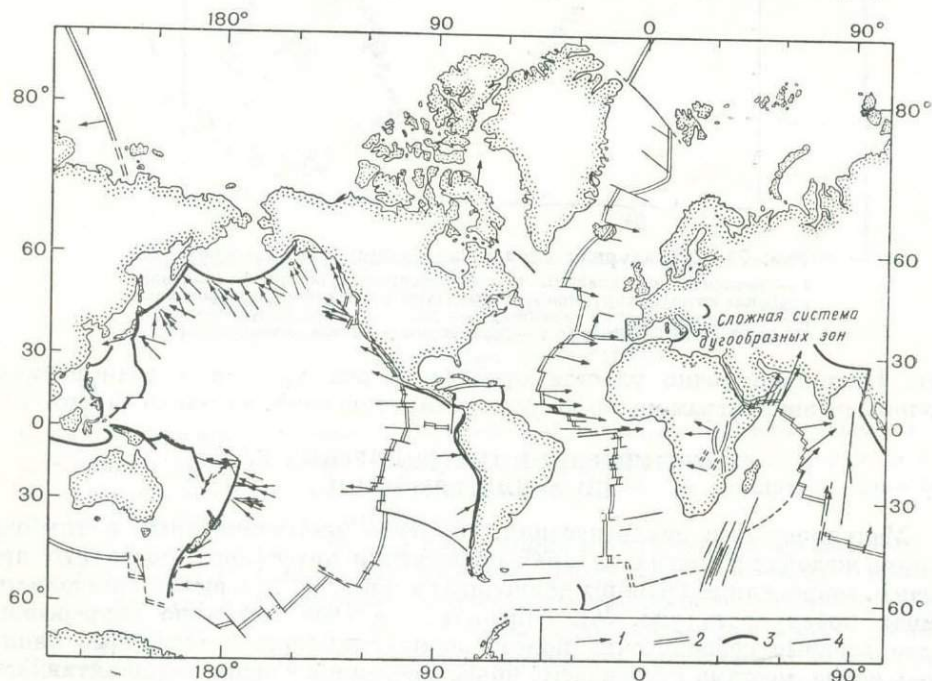


Рис. 77. Сводная карта векторов скольжения, установленных в результате изучения механизма очагов землетрясений [80].

1 — горизонтальная составляющая направления относительного перемещения блока (на западной оконечности Азорско-Гибралтарского хребта показаны два вектора, поскольку ни одному из них нельзя отдать предпочтения); 2 — оси мировой рифтовой системы; 3 — островные дуги и дугообразные структуры; 4 — главные трансформные разломы.

(но не скорость) относительного смещения соседних плит, установленное по данным о механизме очагов независимо от аналогичных определений по магнитным аномалиям и трансформным разломам. Чтобы выявить начало раскалывания плит, предпринимают поиски цепочек небольшого числа землетрясений, не приуроченных к уже установленным границам; такую цепочку удалось выделить, например, в Индийском океане между оконечностью Индии и северо-западной частью Австралии [141]. На суше в пределах Восточной Африки обнаруживаются признаки раскалывания Африканской плиты на западную часть, называемую Нубийской плитой, и восточную, известную под названием Сомалийской плиты.

Предполагается, что вследствие большой мощности литосферы и сложности континентальных структур землетрясения вблизи границ плит на континентах более рассеяны, чем в океанах. Такой разброс эпицентров наиболее очевиден на границах Евразийской плиты с Индийской и Африканской плитами (см. рис. 76).

ВРАЩЕНИЕ ПЛИТ

Относительное перемещение плит в современный геологический период может быть описано векторами угловой скорости, проходящими через полюсы вращения плит [96]. Чтобы определить величину и направление вектора, который не может быть измерен непосредственно, следует сложить два (или более) известных вектора в замкнутой цепи. Этот способ можно использовать только для бесконечно малых вращений. Поскольку системы линейных магнитных аномалий позволяют проследить разрастание океанического дна и поддвижение по меньшей мере за последние 80 млн. лет, появляется искушение экстраполировать некоторые современные вращения в геологическое прошлое. Такая «вольность» часто оправдывается значительной протяженностью некоторых трансформных разломов (см. рис. 82). Этот факт означает, что центры относительного вращения двух плит оставались сравнительно неподвижными в течение периодов, длительность которых по меньшей мере равна геомагнитной хронологической шкале. Поэтому экстраполяция в прошлое оказывается полезной и оправданной.

Представим себе отколовшийся блок земной поверхности (рис. 78). Правый блок 2 перемещается относительно неподвижного блока 1 вращением вокруг полюса A . Любое постоянное относительное перемещение двух таких блоков может быть представлено как вращение вокруг неподвижного центра. Хребты удаляются от первоначальной границы блока 1 со скоростью разрастания, в то время как блоки раздвигаются с вдвое большей скоростью.

Трансформные разломы представляют собой дуги концентрических окружностей с центром в полюсе вращения A . На карте меркаторской проекции относительно этого полюса они изобразятся отрезками прямых горизонтальных линий. Скорость разрастания пропорциональна синусу углового расстояния от полюса A и может быть измерена по магнитным аномалиям. Если хребты являются активными, они могут быть нанесены на карту с сопровождающими их трансформными разломами, установленными по

батиметрическим данным и эпицентрам землетрясений. Дуги большого круга, перпендикулярные к трансформным разломам в месте их пересечения с осью хребта, должны пересекаться в полюсе относительного вращения.

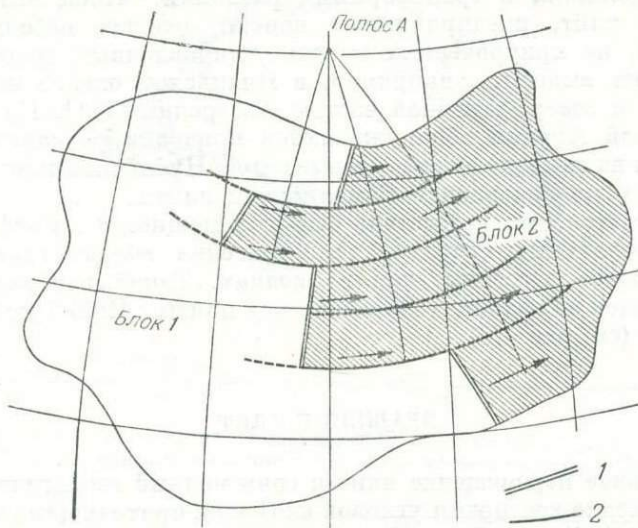


Рис. 78. Относительное перемещение блоков [100].
1 — оси разрастающихся хребтов; 2 — трансформные разломы.

ПРИМЕРЫ ВРАЩЕНИЯ ПЛИТ

В качестве примера можно привести Тихоокеанско-Антарктический хребет* (рис. 79). Скорости разрастания, измеренные по ряду магнитных профилей, обнаруживают предсказанную зависимость их от расстояния до центра вращения (рис. 80). Центр вращения Тихоокеанской плиты относительно Североамериканской может быть установлен проведением дуг большого круга перпендикулярно к сдвиговым разломам или по результатам изучения механизма землетрясений в западной части Северной Америки (рис. 81).

Положение полюсов относительного вращения двух плит можно проверить построением карт меркаторской проекции для каждого полюса. На такой карте трансформные разломы должны располагаться вдоль горизонтальных прямых линий. На рис. 82 это показано для ныне активных участков Восточно-Тихоокеанского поднятия, а на рис. 83 — для древних зон разломов в восточной части Тихого океана, которые ныне находятся в состоянии покоя, потому что хребты, с которыми они были связаны, исчезли. Схема, представленная на рис. 83, очень упрощенная, так как направление разрастания в северо-восточной части Тихого океана время от времени изменялось, о чем речь пойдет далее (см. рис. 98, 99).

* В советской географической литературе ему соответствуют Южно-Тихоокеанский хребет и южная половина Восточно-Тихоокеанского поднятия. — *Прим. ред.*

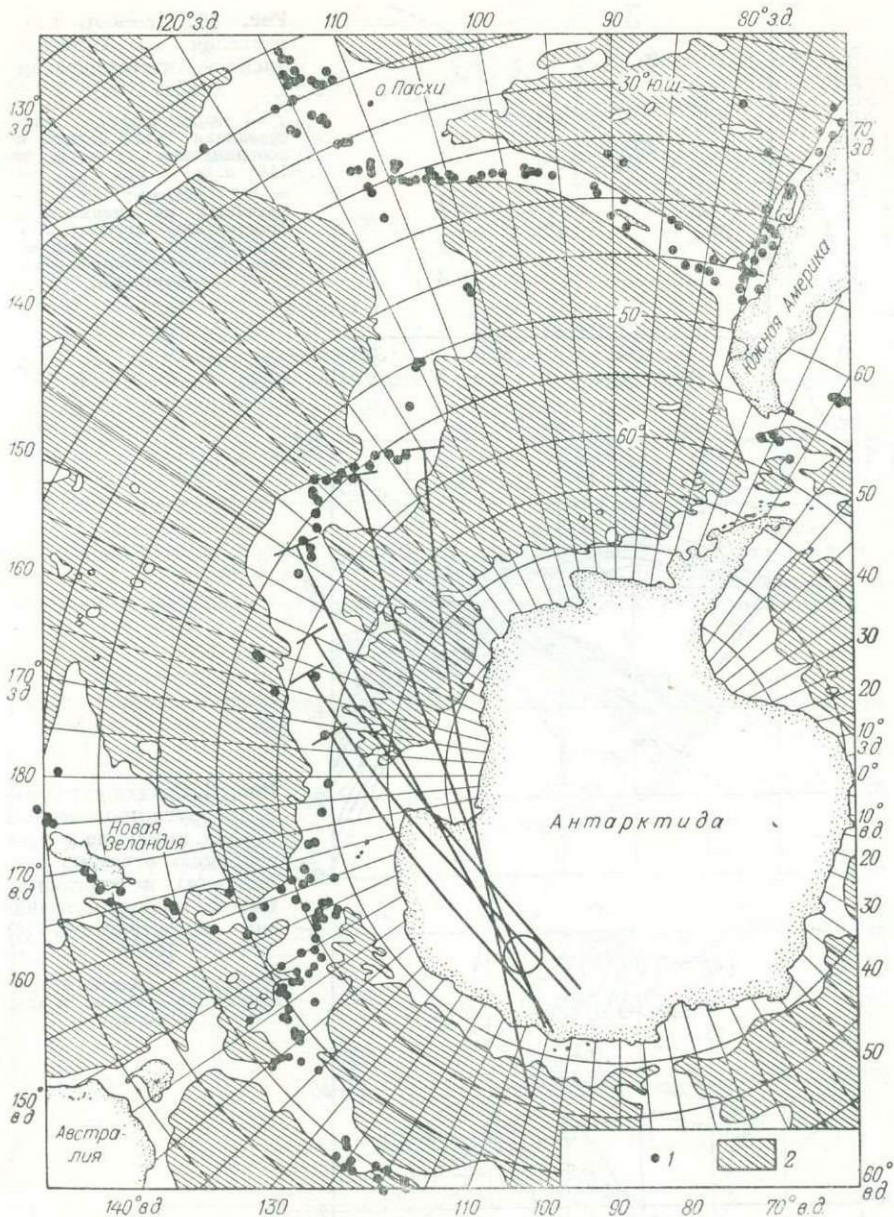


Рис. 79. Дуги большого круга, проведенные перпендикулярно к простиранию зон разломов, смещающих Тихоокеанско-Антарктический хребет, на фоне карты сейсмичности [100].

Дуги пересекаются вблизи полюса с координатами 71° ю. ш. и 118° в. д. с разбросом не более 2° .
 1 — положение эпицентров, установленное с помощью ЭВМ; 2 — глубина океана больше 2000 фатом.

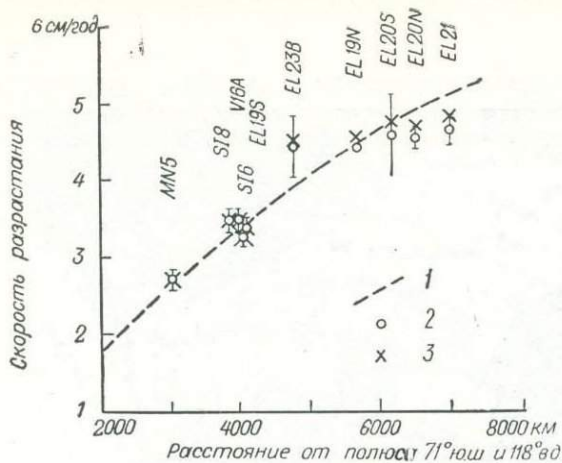


Рис. 80. Скорость разрастания на Тихоокеанско - Антарктическом хребте [100].

1 — теоретическая, рассчитанная для полосы с координатами 71° ю. ш. и 118° в. д. при $v_{max} = 5,7$ см/год; 2 — измеренная по нормали к простиранию хребта; 3 — спроецированная на линию, параллельную направлению разрастания.

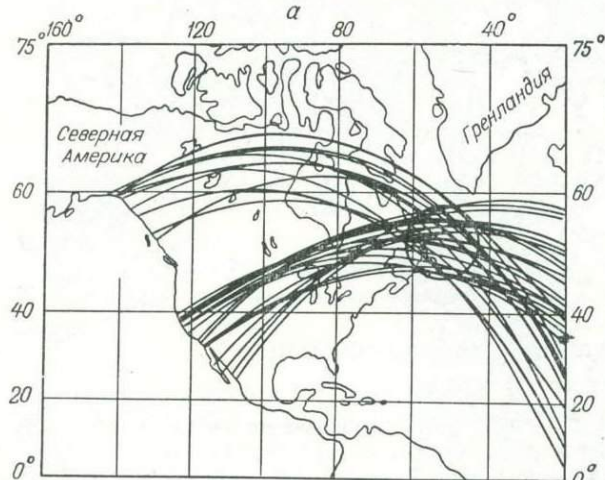
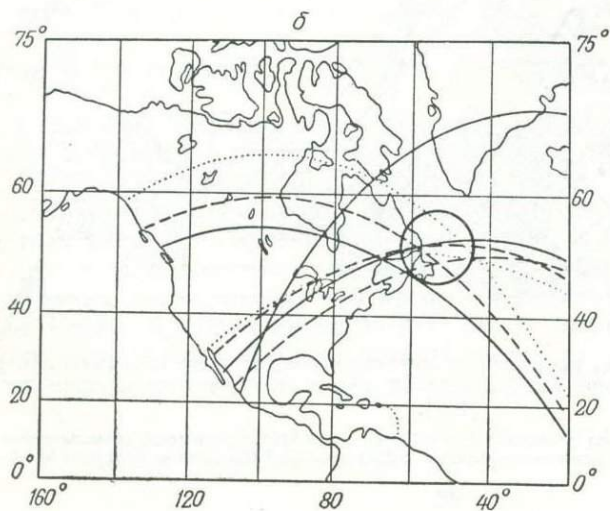


Рис. 81. Сводка дуг большого круга, проведенных перпендикулярно к простиранию отрезков разломов (а) и определенных по механизмам очагов землетрясений (б) [100].



Координаты области пересечения $53 \pm 6^{\circ}$ с. ш. и $53 \pm 10^{\circ}$ в. д.

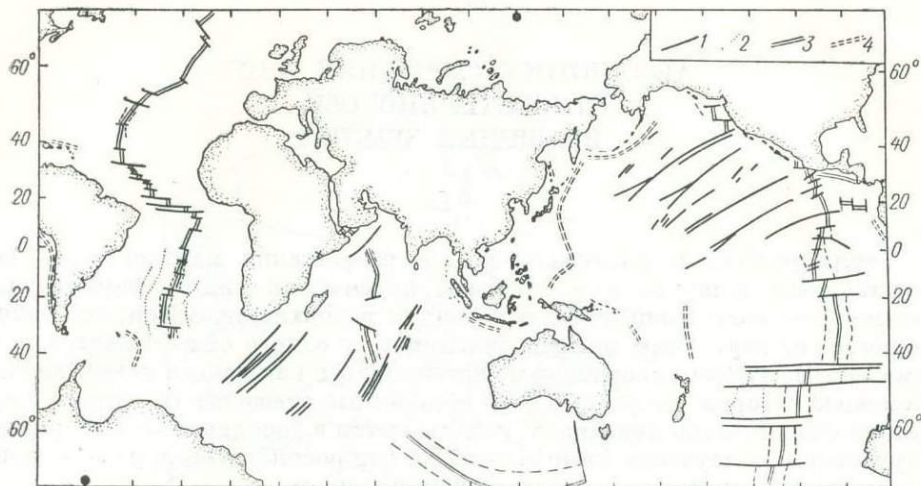


Рис. 82. Меркаторская карта с полюсом проекции в точке 69° с. ш. и 157° з. д., совмещенной с южно-тихоокеанским центром вращения [89].

1 — активные трансформные разломы; 2 — оси магнитных аномалий; 3 — отрезки хребтов; 4 — глубоководные желоба.

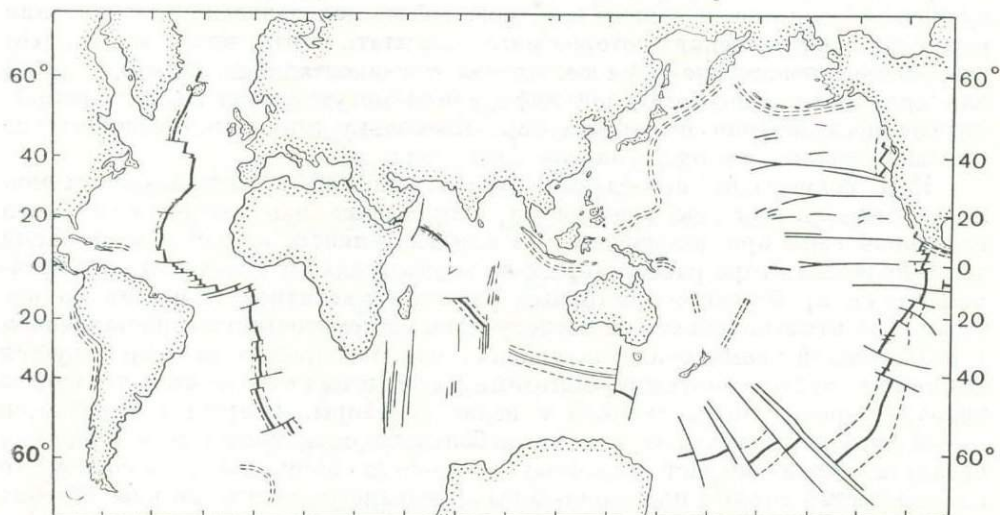


Рис. 83. Меркаторская карта с полюсом проекции в точке 79° с. ш. и 111° в. д., совмещенной с центром вращения «ископаемых» тихоокеанских зон разломов [89].

Усл. обозначения см. на рис. 82.

АБСОЛЮТНОЕ СМЕЩЕНИЕ ПЛИТ ОТНОСИТЕЛЬНО ОСИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Землетрясения и магнитная запись разрастания морского дна дают представление лишь об относительном перемещении плит, формирующих современную земную поверхность. Участок поверхности Земли, состоящий, например, из двух плит, вращающихся вокруг одного общего центра, в системе географических координат может двигаться как единое целое. Методы, с помощью которых рассчитываются абсолютные смещения по широте и ориентация относительно меридиана, используются в дополнение к информации, получаемой при изучении тектоники плит, для реконструкции расположения континентов и океанов в геологическом прошлом.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОДВОДНЫХ ГОР

Основным методом изучения подводных гор является палеомагнитный. Направление намагниченности ориентированных образцов горных пород, отобранных на суше в пределах той же плиты, к которой относится исследуемый участок океанического дна, может быть использовано для описания вероятного перемещения, которое могла испытать плита, чтобы занять свое современное положение. При отсутствии континентальных пород, а также для получения дополнительной информации могут применяться палеомагнитные исследования подводных гор. Поскольку этот метод недостаточно хорошо известен, он будет описан более детально.

При совместном проведении батиметрической и магнитной съемок могут быть рассчитаны значение и направление намагниченности пород подводной горы при допущении, что намагниченность является постоянной и что подводная гора располагается на горизонтальной плоскости. Эти предположения проверяются повторным расчетом магнитной аномалии по вычисленной намагниченности и последующим систематическим сопоставлением с наблюдаемой аномалией. Направление намагниченности интерпретируется обычными палеомагнитными методами, при этом необходимо учитывать возраст породы, драгированной с подводной горы. Возраст определяется калий-аргоновым методом или по небольшим окаменелостям в обломках базальта. Если возраст линейных магнитных аномалий установлен, то максимальный возраст подводной горы определяется именно по ним. Обычно возраст известен не столь хорошо, как намагниченность.

Пример интерпретации представлен на рис. 84 в первоначальном виде, так как этот метод более понятен, чем заменивший его позднее способ [142], хотя последний более гибок и дает возможность экономнее использовать машинное время. Подводную гору подразделяют на элементарные прямоугольные параллелепипеды, внешние грани которых обращены к магнитному

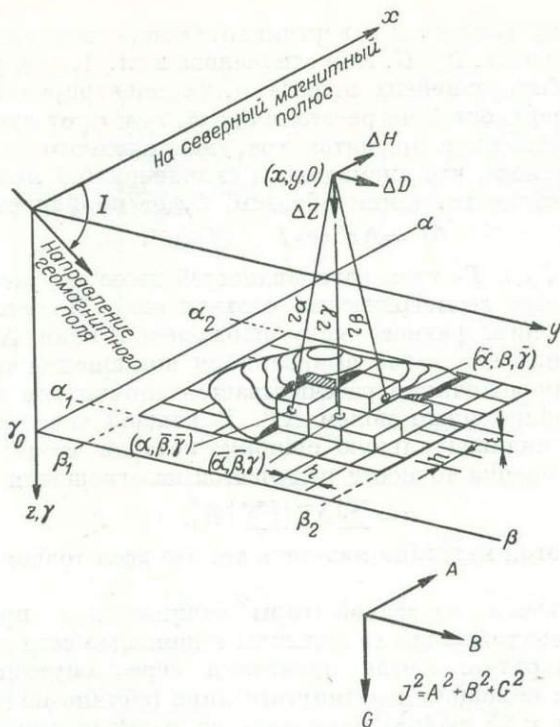


Рис. 84. Расчет намагниченности подводной горы при совместном проведении топографической и магнитной съемок [126].

Напряженность геомагнитного поля

$$T \equiv (\Delta H, \Delta D, \Delta Z) = \iint \vec{J} \hat{n} \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \left(\frac{1}{r} \right) ds;$$

$$\delta T(x, y, 0) = \Delta H(x, y, 0) \cos I + \Delta Z(x, y, 0) \sin I = - \iint \vec{J} \hat{n} \frac{(\alpha h - x) \cos I + \gamma t \sin I}{r^3} ds \approx$$

$$\approx A \sum T_{\alpha} + B \sum T_{\beta} + G \sum T_{\gamma};$$

$$T_{\alpha} = \frac{wh t}{r_{\alpha}^3} [(\alpha h - x) \cos I + \bar{\gamma} t \sin I];$$

$$T_{\beta} = \frac{wh t}{r_{\beta}^3} [(\bar{\alpha} h - x) \cos I + \bar{\gamma} t \sin I];$$

$$T_{\gamma} = \frac{wh t}{r_{\gamma}^3} [(\bar{\alpha} h - x) \cos I + \gamma t \sin I];$$

$$r_{\alpha} = [(\alpha h - x)^2 + (\bar{\beta} h - y)^2 + (\bar{\gamma} t)^2]^{1/2};$$

$$r_{\beta} = [(\bar{\alpha} h - x)^2 + (\beta h - y)^2 + (\bar{\gamma} t)^2]^{1/2};$$

$$r_{\gamma} = [(\bar{\alpha} h - x)^2 + (\bar{\beta} h - y)^2 + (\gamma t)^2]^{1/2};$$

$$\bar{\alpha} = \alpha + \frac{1}{2}; \quad \bar{\beta} = \beta + \frac{1}{2}; \quad \bar{\gamma} = \gamma + \frac{1}{2};$$

$$w = \pm 1, \text{ если } \vec{J} \hat{n} \approx 0.$$

северу, магнитному востоку и к вертикали. Однородная намагниченность J состоит из компонент A , B и G . Как отмечалось в гл. 1, однородная намагниченность может быть заменена полюсами, сконцентрированными в центре элементарных поверхностей на расстояниях r_α , r_β и r_γ от измеряющего полную напряженность поля магнитометра, наклоненного к горизонту под углом I . Предположим, что аномалией в склонении ΔD можно пренебречь. Аномалия напряженности, таким образом, будет приблизительно равна:

$$\delta T = \Delta H \cos I + \Delta Z \sin I.$$

Эффекты T_α , T_β и T_γ трех разновидностей полюсов рассчитываются на основе элементарных геометрических соотношений. Получается некоторое количество уравнений, равное числу наблюдений поля ΔT , по которым методом наименьших квадратов вычисляются компоненты намагниченности A , B и G . По этим величинам рассчитывается аномальное поле δT для сопоставления с наблюдаемым полем ΔT . В каждой точке разность $|\Delta T - \delta T| = R$ дает индивидуальную ошибку, которая может быть нанесена на карту. Общая оценка точности получается из отношения

$$r = \frac{\sum |\Delta T|}{\sum |R|}.$$

Недостатком этой методики является то, что всем точкам приписывается одинаковый вес.

Магнитная съемка подводной горы начинается с приблизительного определения местонахождения ее вершины с помощью сети взаимно перпендикулярных маршрутов. Когда навигация через спутники недоступна, вблизи вершины с помощью ненапрянутого линия (обычно полипропиленового каната диаметром 0,25 дюйма) закрепляется радиолокационный буй-отражатель. Для нормальной работы отражатель должен быть размещен на мачте высотой не менее 7 м. Дешевый буй, который не жаль оставить на месте работ после разового использования, можно изготовить из бамбукового шеста и стиропластового поплавка, уравновешенного звеньями якорной цепи. Небольшой батарейный фонарик и флажок помогут заметить буй, когда он окажется вблизи судна. Съемка обычно осуществляется по звездчатой схеме (рис. 85) с центром в месте размещения буя. На расстоянии более 12 морских миль отражения от буя не получается, поэтому вне рабочей зоны местоположение судна определяется по лагу и компасу с коррекцией на дрейф.

Вероятно, наибольший вклад в остаточную аномалию вносит неоднородность намагничивания, так как если лава щитового* вулкана даже и однородна по составу, то форма нижней поверхности подводной горы может отличаться от горизонтальной плоскости. Кроме того, во время роста подводной горы вполне могли произойти одна или несколько инверсий геомагнитной полярности. Этим можно объяснить, почему для древних подводных гор нам чаще удается получать приемлемые данные, чем для более молодых: ведь инверсии геомагнитного поля в течение ранних геологических эпох были менее частыми** (см. рис. 46).

* Вулкан гавайского типа. — *Прим. пер.*

** Это утверждение верно только по отношению к эпохам кайнозоя и мезозоя. — *Прим. ред.*

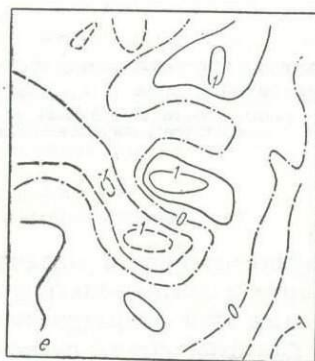
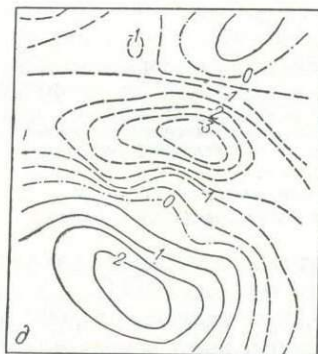
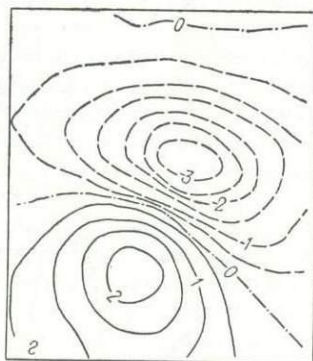
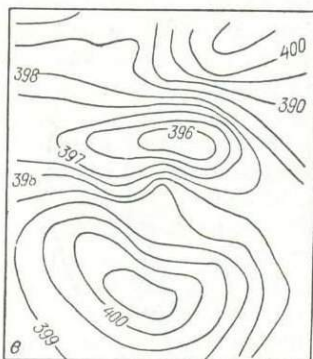
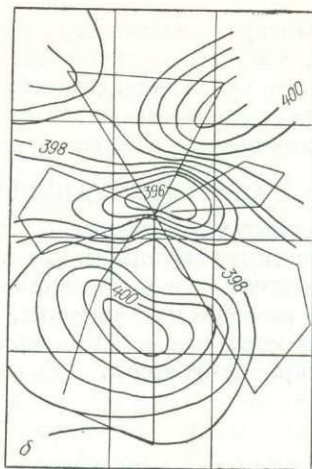
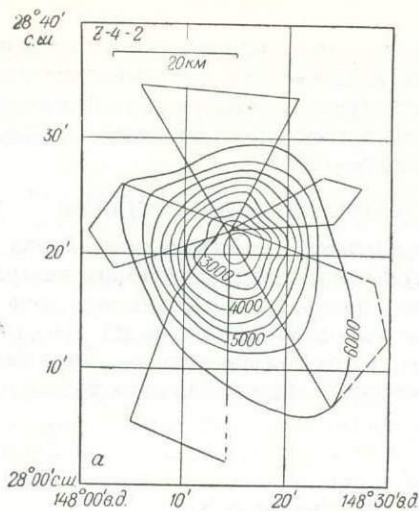


Рис. 85. Съемка подводной горы Z-4-2 с координатами 28° 22' с. ш. и 148° 14' в. д. [149].

а — рельеф (глубина), м; магнитное поле, мГ (б, в), гамм (г—д): б — наблюдаемое, в — построенное по значениям в узлах координатной сетки, г — с учетом постоянного градиента, д — рассчитанное по компонентам А, В, G, e — остаточное (г—д).

При интерпретации результатов определения намагниченности мы допускаем, что намагниченность, индуцированная современным геомагнитным полем, по сравнению с остаточной пренебрежимо мала. Это подтверждается высокими значениями отношения естественной остаточной намагниченности к индуцированной (см. приложение 3).

РАСЧЕТ ВИРТУАЛЬНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ

Результаты палеомагнитных определений на подводных горах обрабатываются теми же методами, что и при отборе образцов пород на суше, хотя в первом случае снять нестабильную часть намагниченности невозможно. Поскольку размеры частиц малы, что устанавливается по их низкой магнитной восприимчивости, вполне вероятно, что большая часть намагниченности является термоостаточной. Для совместного использования палеомагнитных

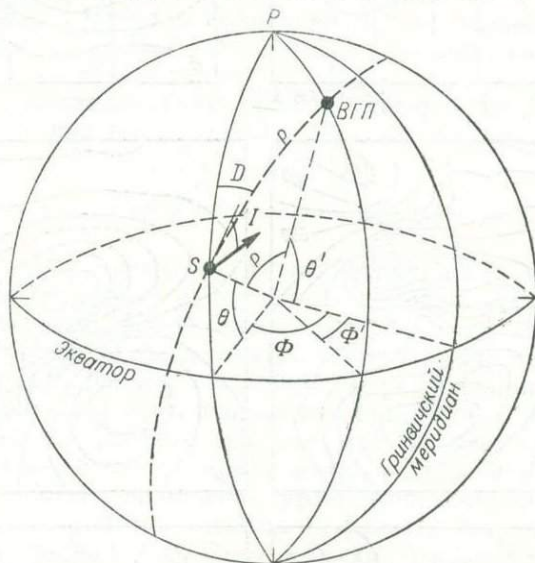


Рис. 86. Взаимосвязь местоположения подводной горы (места отбора образцов), направления геомагнитного поля и координат виртуального геомагнитного полюса.

θ — широта, Φ — долгота места наблюдения S ; θ' — широта, Φ' — долгота ВГП; D — склонение, I — наклонение геомагнитного поля; p — геомагнитная ко-широта.

Координаты ВГП вычисляются по следующим формулам:

$$\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{ctg} p;$$

$$\sin \theta' = \sin \theta \cos p + \cos \theta \sin p \cos D;$$

$$\sin (\Phi' - \Phi) = (\sin p \sin D) / \cos \theta'.$$

измерений, осуществленных в различных географических районах, вычисляют положение виртуального геомагнитного полюса (ВГП) для каждого места наблюдения. При этом подразумевают, что имелось от 2000 до 10 000 лет, необходимых для исключения недипольного поля в результате его осреднения и, следовательно, породы во все эпохи намагничивались под воздействием поля осевого геоцентрического диполя. Намагниченность океанических осадков (см. рис. 39) подтверждает эту точку зрения. Расчеты даны на рис. 86.

В системе современных географических координат путь, по которому виртуальный геомагнитный полюс определенной геологической эпохи сместился по отношению к полюсу некоторой предшествующей эпохи, называется траекторией полюса. Траектория обусловлена постепенным изменением положения места наблюдения относительно оси вращения Земли, причем невозможно установить, сместилась ли земная кора в целом по отношению к этой оси, возникло ли изменение вследствие движения плиты, на которой расположено место наблюдения, или смещение произошло под воздействием как первого, так и второго процессов. Доля участия каждого процесса может быть оценена только при условии проведения измерений в целом ряде точек, значительно удаленных друг от друга по долготе. Два процесса, обуславливающие траекторию полюса для плиты, получили в литературе название «миграция полюса» и «континентальный дрейф».

Э. Ирвинг [76] следующим образом определяет миграцию полюса: «Для данной цели, следовательно, под миграцией полюса понимают направленные движения совпадающих осей, вращения и магнитной, по отношению к Земле в целом, в то время как относительное смещение континентов, или континентальный дрейф, — это горизонтальные передвижения массивов суши друг относительно друга. Первое представляет собой глобальное явление и скажется на палеомагнитных результатах повсеместно. Второе связано с собственными движениями каждого континента, и можно ожидать, что оно обусловит разницу в палеомагнитных данных, полученных на разных континентах».

В механическом аспекте миграция полюса может быть представлена как движение всего земного шара относительно оси вращения, которая, если не учитывать прецессии и нутации, остается неподвижной по отношению к Солнцу. Вероятно, эта миграция может возникнуть вследствие перераспределения массы под воздействием геологических процессов в земной коре или конвекции в мантии».

К сожалению, траекторию виртуального геомагнитного полюса иногда называют траекторией миграции полюса, что, разумеется, приводит к терминологической путанице. В настоящее время причиной отклонений палеомагнитных данных от ориентации современного геомагнитного дипольного поля можно считать движение плит. Убедительных данных, подтверждающих миграцию полюса, нет.

ДРЕЙФ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ К СЕВЕРУ

Большая часть съемок подводных гор выполнена в Тихом океане (рис. 87). К сожалению, в южной части Тихоокеанской плиты измерения не проводились. Для Гавайской группы гор (рис. 88) ВГП имеет почти такой же разброс, как и полюсы, установленные по данным палеомагнитных измерений континентальных пород. Положения ВГП для различных групп подводных гор и атолла Мидуэй, показанные с соответствующими кругами доверия 95% на рис. 89, обнаруживают отчетливую зависимость от их геологического возраста.

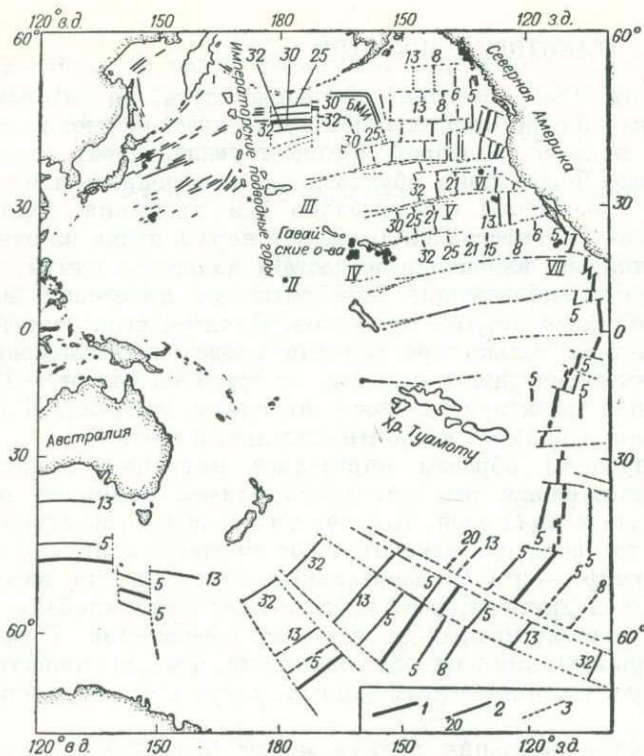


Рис. 87. Расположение тихоокеанских подводных гор, для которых вычислено направление намагниченности [58].

1 — отрезки разрастающегося хребта; 2 — магнитные аномалии; 3 — трансформные разломы.

Подводные горы: I — Японские, II — Диксон, III — атолл Мидуэй, IV — Гавайские, V — Безлунные, VI — Калифорнийские, VII — Трайпод; БМИ — Большой магнитный изгиб.

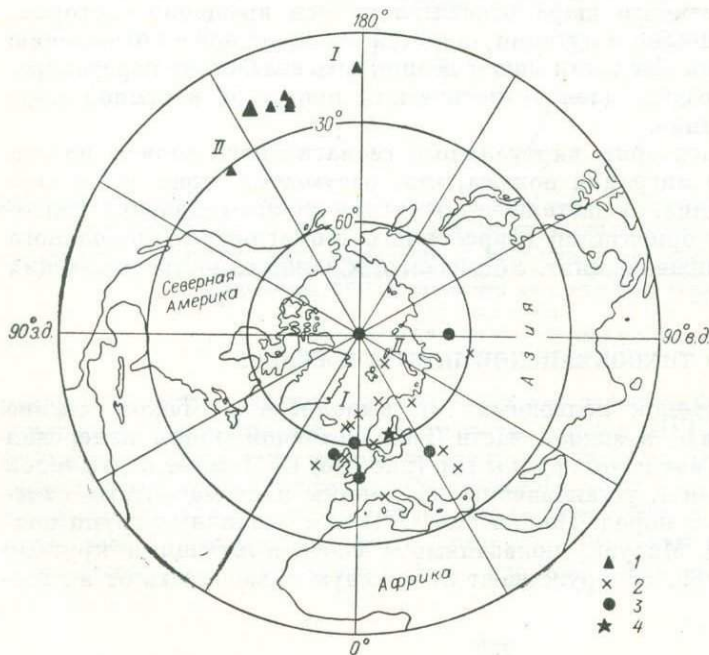


Рис. 88. Расположение полюсов для Гавайских подводных гор (равновеликая проекция Ламберта) [58].

1 — горы (I — Диксон, II — Безлунные); полюсы: 2 — северные, 3 — южные; 4 — среднее положение всех полюсов (без учета полюса для Безлунных подводных гор).

- ▲ 1
- × 2
- 3
- ★ 4

Японская группа гор имеет меловой возраст (85 млн. лет) как по палеонтологическим, так и по абсолютным определениям. К этому же времени относится и Гавайская группа [44]. Калифорнийские горы расположены между аномалиями 11 и 15, согласно которым их максимальный возраст — ранний олигоцен (40 млн. лет). Полюс Большого магнитного изгиба находится приблизительно в 20° от современного географического полюса, как

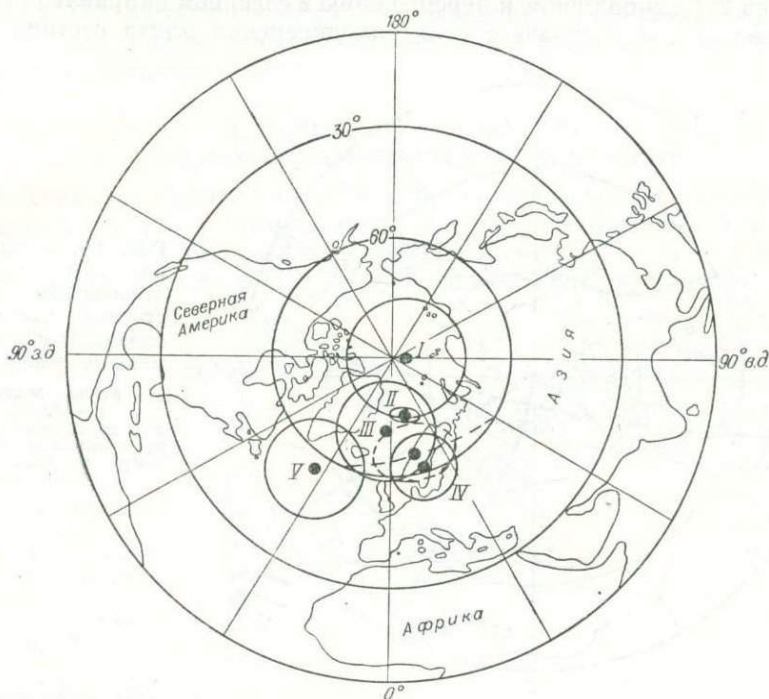


Рис. 89. Общая схема средних положений палеомагнитных полюсов для Тихого океана [58].

Подводные горы: I — Трайпод, II — атолл Мидуэй, III — Калифорнийские, IV — Гавайские, V — Японские.
Штриховой линией показано положение полюсов Большого магнитного изгиба (черный кружок на этой линии соответствует склонению $3,5^\circ$).

установлено Ф. Вайном и Г. Хессом [158] по методу, продемонстрированному на рис. 93; полюсы располагаются вдоль широтной кривой.

Группа подводных гор Трайпод находится между аномалиями 5 и 6. Эти аномалии имеют слишком молодой возраст, чтобы по ним можно было установить сколько-нибудь значительное смещение. Если предположить, что ВГП Гавайских подводных гор, так же как и атолла Мидуэй, двигались к Северному полюсу вследствие вращения Северо-Тихоокеанской плиты относительно неподвижного центра, то положение этого центра можно приблизительно установить на основе метода, показанного на рис. 90. Через точки, равноудаленные от ВГП и Северного полюса, проведена дуга большого круга. Центр вращения может быть расположен в любой точке этой

дуги. Другая подобная дуга проведена на равном расстоянии от Северного полюса и от ВГП атолла Мидуэй. Пересечение этих двух дуг дает центр, вокруг которого вращалась Северо-Тихоокеанская плита, двигаясь по направлению к Северному полюсу в послелюрское время.

Поскольку ВГП Японской и Гавайской групп на уровне доверия 95% различаются, возможно, что обе эти группы разошлись по долготе приблизительно на 25° в дополнение к перемещению в северном направлении приблизительно на 30° . Это означает, что Тихоокеанская плита состоит из двух

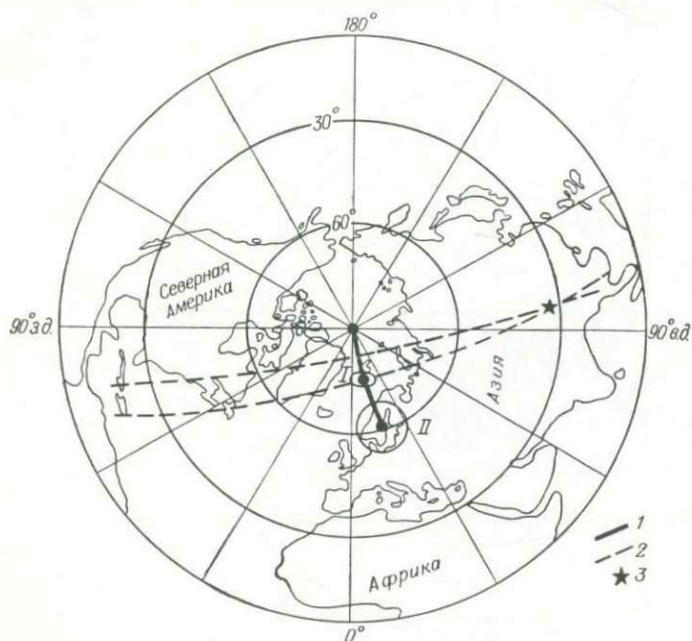


Рис. 90. Предварительная траектория полюса относительно северо-восточной части Тихого океана от мелового времени до наших дней [58].

I — атолл Мидуэй; II — Гавайские горы.
1 — траектория полюса; 2 — дуги больших кругов; 3 — центр вращения, 33° с. ш. и 97° в. д.

частей, которые двигались отдельно, а затем соединились. К сожалению, разделение по долготе должно было произойти на экваториальных широтах, из-за чего на океаническом дне не сохранилось никаких палеомагнитных данных, подтверждающих ход этого процесса*.

Приведенный нами довольно неудачный пример демонстрирует важную особенность интерпретации палеомагнетизма, которую можно было бы не заметить, а именно, что траектории полюсов, построенные для двух плит, могут определять их относительный дрейф по долготе. Э. Ирвинг [76] и Ж. Франшито [56] на ряде примеров изучали возможность применения этого метода к палеомагнитным данным, полученным на континентах.

Ж. Франшито с соавторами [58] приводят 56 расчетов палеомагнетизма подводных гор на декабрь 1969 г. Выдающейся особенностью этой сводки

* Получив данные съемок еще 10 подводных гор, мы должны были переместить Гавайский ВГП ближе к Японскому таким образом, что их круги доверия 95% оказались наложенными друг на друга; поэтому кажется маловероятным, что Тихоокеанская плита продолжала подразделяться на две части в послелюрское время. — Прим. авт. при корректуре рукописи.

является то, что по ее данным прямо намагниченные подводные горы оказываются более многочисленными по сравнению с обратнo намагниченными. Если это несоответствие обусловлено воздействием вязкой намагниченности, среднее значение обратной намагниченности должно быть меньше, чем прямой. Однако объем имеющихся данных недостаточен для получения статистически значимых выводов из-за высокой изменчивости, свойственной намагниченности как положительного, так и отрицательного знака. Если какая-то часть намагниченности тихоокеанских подводных гор является вязкой, то расстояние, пройденное ими после формирования, значительно больше, чем считается сейчас.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ШИРОТА ПО ДАННЫМ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДКОВ

Изменение по широте может быть также определено по изменению угла, который остаточная намагниченность океанических осадков образует с вертикалью. Этот метод пригоден на широтах к югу от 35° с. ш., где наклонение сильнее зависит от широты. На рис. 91 представлены результаты измерений,

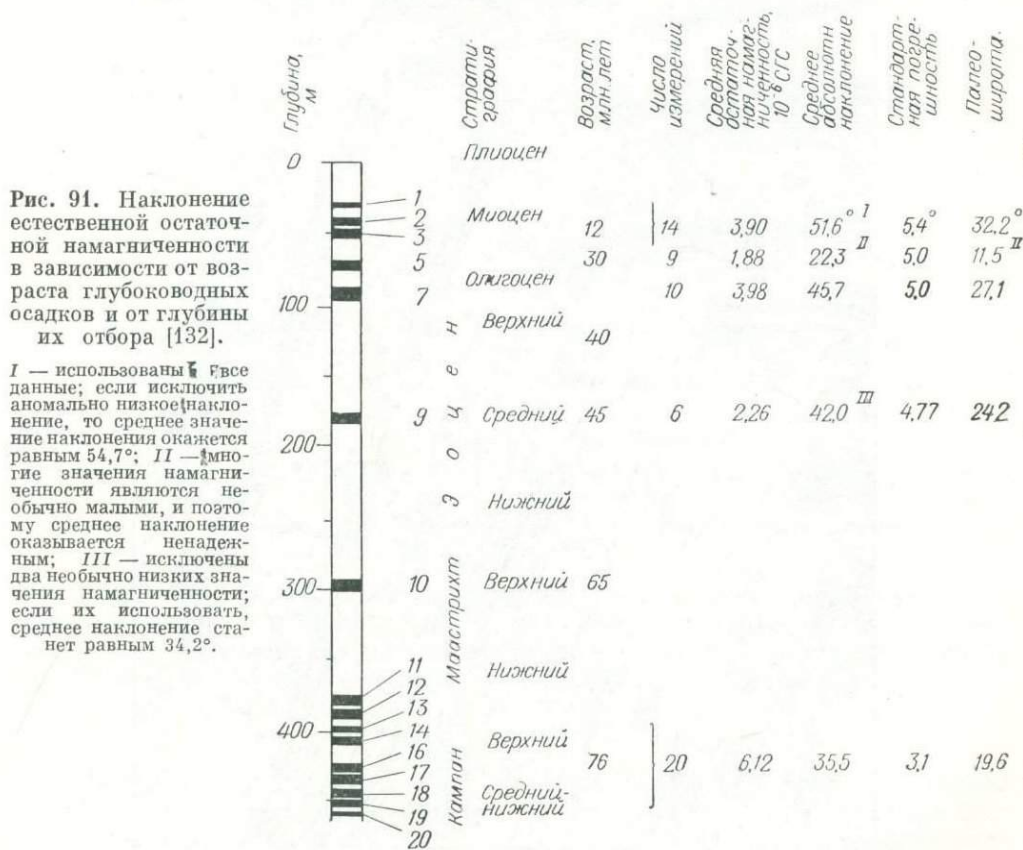


Рис. 91. Наклонение естественной остаточной намагниченности в зависимости от возраста глубоководных осадков и от глубины их отбора [132].

I — использованы все данные; если исключить anomalно низкое наклонение, то среднее значение наклонения окажется равным 54,7°; II — многие значения намагниченности являются необычно малыми, и поэтому среднее наклонение оказывается ненадежным; III — исключены два необычно низких значения намагниченности; если их использовать, среднее наклонение станет равным 34,2°.

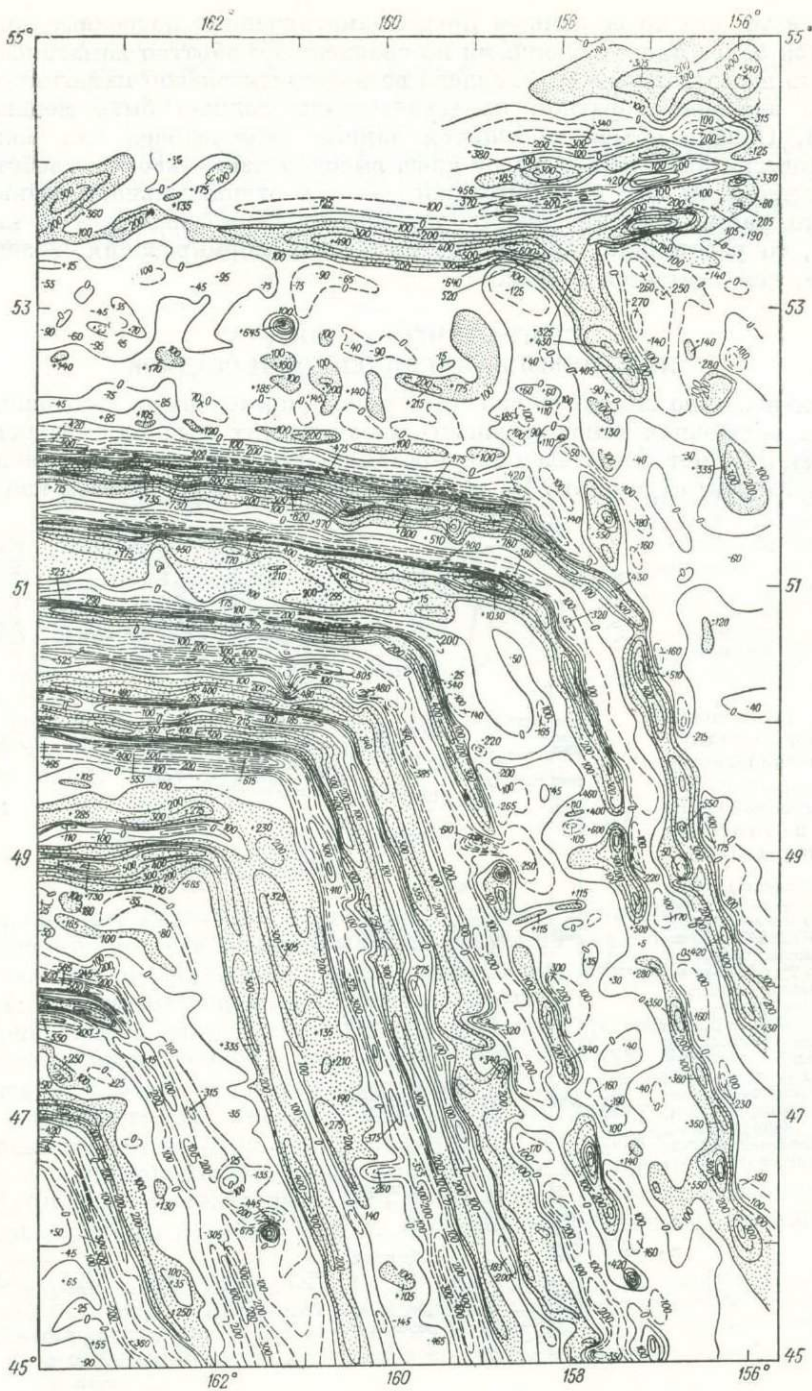


Рис. 92. Большой магнитный изгиб в северо-восточной части Тихого океана [46] (аномалии полной напряженности геомагнитного поля, гамма).

выполненных по программе глубоководного бурения JOIDES (колонка 2 из скв. 10, полученная на $32^{\circ} 52'$ с. ш. и $52^{\circ} 13'$ з. д. в Атлантическом океане). Если считать, что уменьшение наклонения с глубиной было вызвано северным послеюрским дрейфом океанического ложа со скоростью 2 см/год от 20 до 30° с. ш. и сравнить эти данные с палеомагнитными измерениями на суше [76], то создается впечатление, что северо-западная часть Атлантики была жестко соединена с Северной Америкой в течение последних 80 млн. лет.

ПАЛЕОШИРОТА ПО ДАННЫМ О ФОРМЕ И АМПЛИТУДЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Форма магнитных аномалий в их стандартной последовательности зависит от широты, как показано на рис. 51. Это дало возможность Д. Маккензи и Дж. Склейтеру [97а] высказать гипотезу о северном дрейфе части ложа Индийского океана (см. рис. 107). В северо-восточной части Тихого океана магнитные аномалии от 25 до 32 резко изменяют простирание с 161 на 279° , эта область названа «Большой магнитный изгиб» (рис. 92). Ф. Вайн и Г. Хесс [158] рассчитали модельные аномалии на современной широте

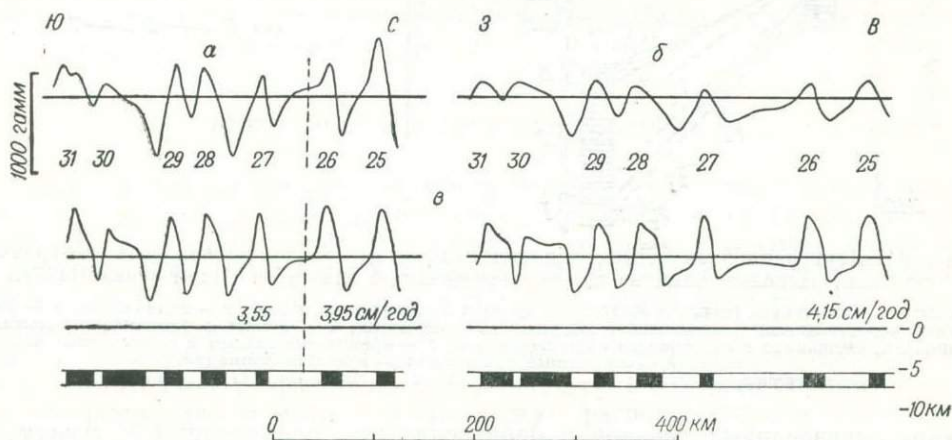


Рис. 93. Аномалии полной напряженности геомагнитного поля, наблюдаемые на меридиональных и широтных ветвях Большого магнитного изгиба [158].

а — осредненные; б — наблюдаемые; в — рассчитанные по стандартной геохронологической модели на современных широтах.

(50° с. ш.) и получили меньшую величину отношения амплитуд по обе стороны от изгиба, чем наблюдается в действительности (рис. 93). Для приведения этих отношений в соответствие модель должна быть намагничена на 20° южнее современной широты Большого магнитного изгиба.

БИОГЕННЫЙ ЭКВАТОР

Наконец, существует методика для обнаружения меридионального дрейфа в узком поясе по обе стороны от экватора. Так как восходящее движение холодной воды на экваторе может обеспечивать существование

плотной фаунистической популяции, скорость осадконакопления в полосе, ширина которой составляет всего лишь 3° , в несколько раз выше, чем в соседних районах океана. Положение экватора в геологическом прошлом может быть установлено определением сравнительной мощности палеонтологически

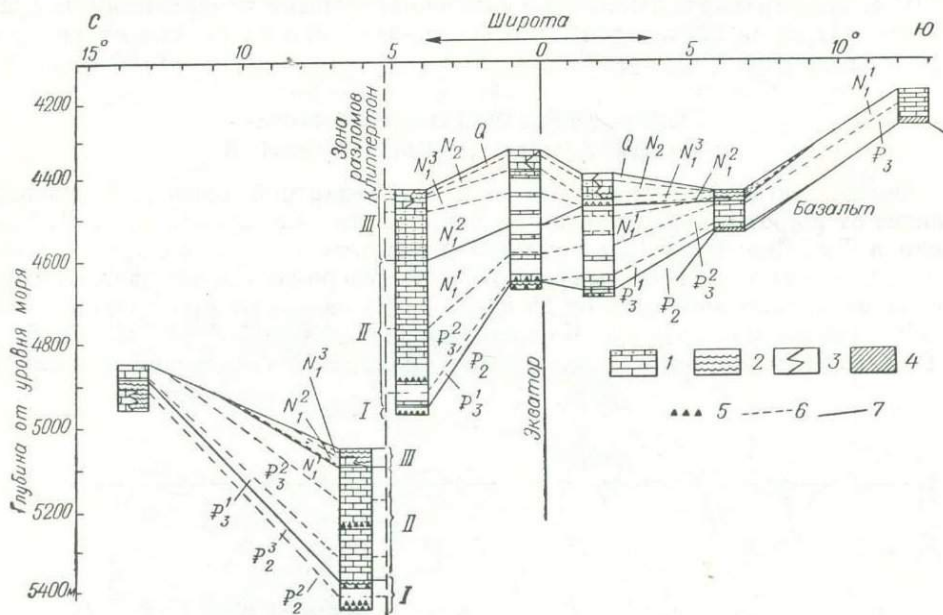


Рис. 94. Корреляционная схема мощностей осадков из колонок глубоководных буровых скважин, расположенных на линии, пересекающей экватор в Тихом океане [147].

Осы: 1 — известковые (точками обозначены прослой пестроцветных пород), 2 — силикатные, 3 — ритмично чередующиеся, с изменчивым содержанием кремнезема; 4 — осадки с ферромагнетизальными окислами, смешанные с известковым нанопланктоном; 5 — кремнистые сланцы и окремненные известняки; 6 — возрастные границы; 7 — границы формаций.

Океанические формации: I — Лайн-Айлендс, II — Маркезас, III — Клиппертон.

охарактеризованных осадков в керне скважин, пробуренных к северу от современного экватора (рис. 94). Средняя скорость дрейфа, равная 2 см/год в северном направлении начиная с раннего миоцена, по-видимому, подтверждается возрастанием мощности более древних осадков по направлению к северу, что согласуется с результатами палеомагнитных измерений.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МЕЖДУ ДНОМ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО ОКРАИНАМИ

Обсуждавшийся в предыдущей главе послееюрский северный дрейф ложа Тихого океана не был обусловлен миграцией полюса, потому что, как показывают результаты палеомагнитных измерений в Европе и Америке [76], меловой и раннетретичный виртуальные геомагнитные полюсы не участвовали в этом дрейфе. Действительно, меловой полюс, найденный по результатам изучения пород Североамериканского материка, находился севернее Берингова пролива на $68,5^\circ$ с. ш. и 185° в. д. [37, 56] — по другую сторону от Северного географического полюса, чем ВГП для Гавайских подводных гор. Это означает, что за последние 90 млн. лет Северо-Тихоокеанская и Американская плиты переместились относительно друг друга по крайней мере на 50° со средней скоростью до 5 см/год.

СУБДУКЦИЯ В АЛЕУТСКОМ ЖЕЛОБЕ

Как уже отмечалось, при изучении Большого магнитного изгиба получены независимые доказательства северного дрейфа ложа Тихого океана, основанные на соотношении амплитуд одноименных магнитных аномалий меридионального и широтного простираний вблизи их перегиба. Особенности структуры поля Большого магнитного изгиба дают нам еще более веские доказательства этого дрейфа. В западной ветви изгиба возраст магнитных аномалий убывает в сторону Алеутского желоба, который, должно быть, поглотил как разрастающийся хребет, на оси которого формировались эти аномалии, так и часть дна (аномалий), располагавшуюся южнее его (рис. 95). Судя по ширине магнитных аномалий широтного простирания, скорость разрастания должна была составлять 3,5 см/год; чтобы при этих условиях желоб поглотил хребет, скорость поддвигания должна быть более 7 см/год. Скорость относительного перемещения Тихоокеанской и Североамериканской плит, определенная нами в 5 см/год по положению меловых виртуальных полюсов, слишком мала; это заставляет предположить, что в начальный период дрейфа скорость была более высокой.

По данным о геологическом строении Алеутской гряды можно судить о времени поглощения желобом широтного хребта. И. Гроу и Т. Этуотер [65] ссылаются в связи с этим на целый ряд статей, согласно которым обширные проявления вулканической и магматической деятельности начались в центральной части Алеутских островов в раннем миоцене, приблизительно 24 млн. лет назад. Исходя из этого мы можем вычислить скорость поддвигания Тихоокеанской плиты под Алеутский желоб и сравнить ее со скоростью скольжения вдоль разлома Сан-Андреас.

Судя по расстояниям между наблюдаемыми широтными аномалиями Большого магнитного изгиба, скорость разрастания на хребте была 3,5 см/год. Поскольку возраст последней наблюдаемой аномалии 27 составляет 67 млн. лет, участок океанического ложа шириной 1500 км к югу от хребта был поглощен в желобе со скоростью 6,2 см/год. Это хорошо соответствует скорости смещения по разлому Сан-Андреас. Хотя изгиб находится дальше от

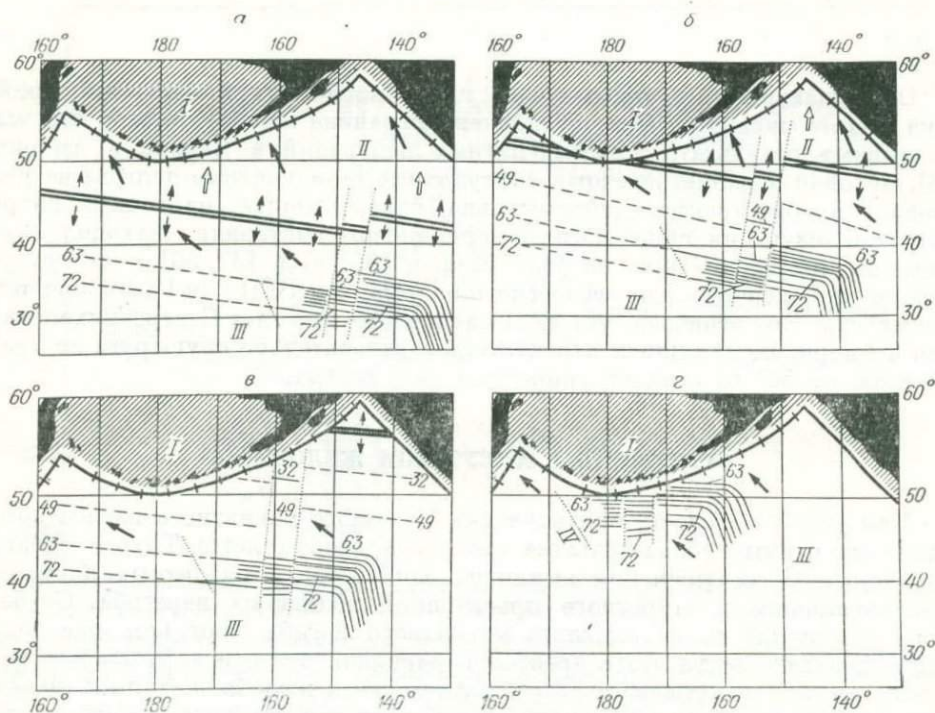


Рис. 95. Палеогеографическая реконструкция аномального магнитного поля к югу от Алеутской островной дуги [65].

a — 34 млн. лет назад; *б* — 22; *в* — 16; *г* — современная ситуация.

Плиты: *I* — Североамериканская, *II* — Кула, *III* — Тихоокеанская; *IV* — Императорская зона разломов.

центра вращения (координаты 53° с. ш. и 53° з. д.), чем желоб (благодаря чему скорость на изгибе относительно западного побережья Северной Америки возрастает в 1,2 раза), перемещение Тихоокеанской плиты происходит под углом приблизительно 54° к оси желоба, вследствие чего эффективная скорость составляет только 81% вычисленной.

Можно прийти к выводу, что скорость вращения Тихоокеанской и Североамериканской плит вокруг полюса Моргана [100] с координатами 53° с. ш. и 23° з. д. в районе центральной части Алеутской гряды составляла 7,2 см/год в течение последних 24 млн. лет. Это вращение шло параллельно простиранию западной трети Алеутской дуги, где граница между Тихоокеанской и Североамериканской плитами проходит по трансформному разлому;

такой вывод подтверждается отсутствием активного вулканизма в западной части Алеутской дуги. Вулканическая деятельность, вероятно, угасла здесь в то время, когда широтный хребет был поглощен желобом. Однако факт сохранения желоба до наших дней, т. е. спустя долгое время после прекращения поддвижения, наводит на мысль о том, что расширение западной части Берингова моря связано с какими-то другими процессами.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОЛЬШОГО МАГНИТНОГО ИЗГИБА

На основе данных, которые удалось собрать изучая океаническое дно и Североамериканский материк, высказана гипотеза о возникновении Большого магнитного изгиба в результате сочленения трех разрастающихся хребтов (рис. 96). В океане мы можем наблюдать только юго-западный сектор всей системы от аномалии 25 до аномалии 32, остальная часть погрузилась под Алеутский желоб и под желоб, располагавшийся ранее вдоль побережья Северной Америки. Три плиты — Кула [65], Фараллонская [97] и Тихоокеанская — сформировались на осях трех хребтов. Плита Кула в настоящее время полностью скрылась

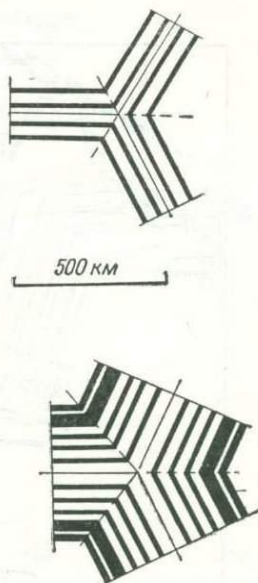


Рис. 96. Гипотетическая конфигурация тройного соединения хребтов, на которых образовались аномалии Большого магнитного изгиба в северо-восточной части Тихого океана [458].

под Североамериканской плитой. Небольшие фрагменты Фараллонской плиты сохранились на юго-восточной стороне хребтов Горда и Хуан-де-Фука, представляющих собой отрезки Восточно-Тихоокеанского поднятия.

ИЗМЕНЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗРАСТАНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Примечательно, что почти на всей акватории северо-восточной части Тихого океана имеются очень небольшие площади линейных магнитных аномалий (рис. 97), относящихся к восточной половине симметричной структуры, при отсутствии самих хребтов, на которых они сформировались. Этот регион настолько хорошо изучен батиметрической и магнитометрической съемками, что изменения в направлении разрастания могут быть прослежены довольно детально [11, 5, 8]. Севернее зоны разломов Мендосино, если следовать к западу, наблюдается изменение простираения линейных магнитных аномалий на 40° : от 21° у хр. Хуан-де-Фука до 341° у Большого магнитного изгиба. Следует обратить внимание на разницу в смещениях вдоль восточной и западной частей зон разломов Меррей и Молокаи и на аномально малое расстояние между аномалиями 8 и 21 к югу от зоны Молокаи.

Крупные зоны разломов в северо-восточной части Тихого океана были разделены на пять одновозрастных отрезков — фаз (рис. 98). Зона Меррей

для фаз 1 и 2 не рассматривается, в это время она вела себя как раскры-
вавшийся трансформный разлом; южнее зоны отмечается «скачок» оси раз-
растания. Центр относительного вращения Тихоокеанской и Фараллонской
плит был вычислен для каждой эпохи по отрезкам зон разломов и скоростям

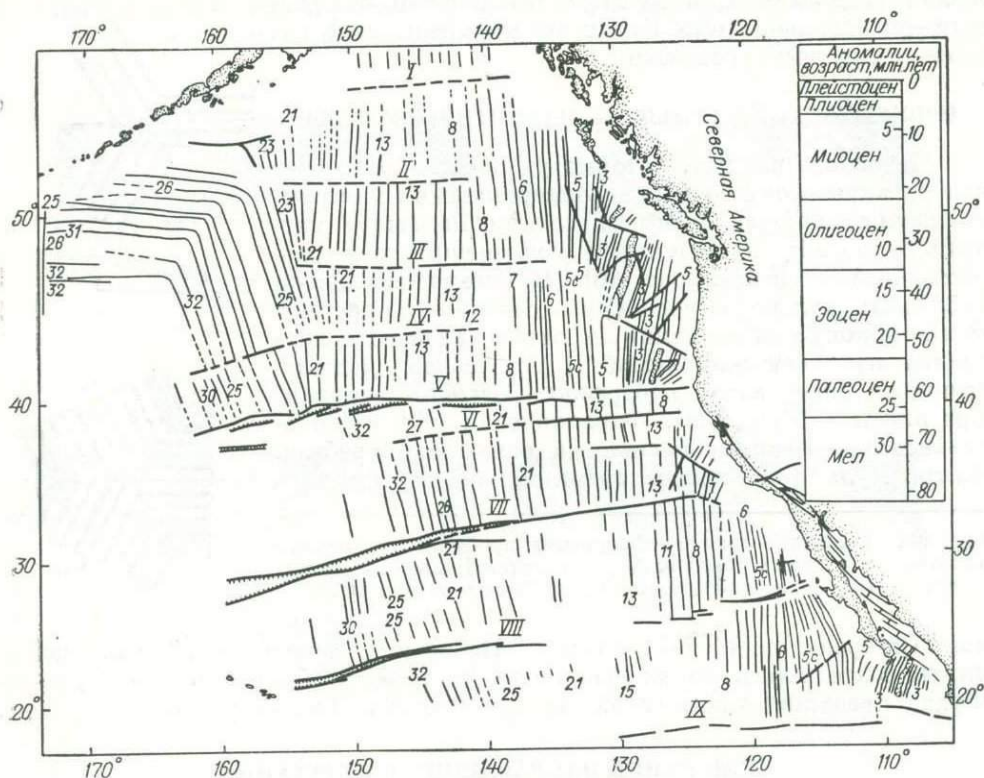


Рис. 97. Линейные магнитные аномалии и зоны разломов в северо-восточной части Ти-
хоого океана [11].

Зоны разломов: I — Аха, II — Сила, III — Седна, IV — Сервейер, V — Мендосино, VI — Пионер,
VII — Меррей, VIII — Молокаи, IX — Кларин.

разрастания согласно методике Моргана [100], описанной в гл. 5. Траек-
тория полюса вращения (рис. 99) далеко не плавная и наглядно иллюстри-
рует то положение, что достаточно протяженные трансформные разломы не
в состоянии стабилизировать направление разрастания. Возможно, частые
смещения центра вращения Тихоокеанской и Фараллонской плит до некото-
рой степени компенсировали конечные вращения этих плит относительно Се-
вероамериканской, что сыграло важную роль в формировании геологических
структур западной части Северной Америки.

Разрастание океанического дна в устье Калифорнийского залива под-
тверждается постоянством скорости (6 см/год) относительного перемещения
Тихоокеанской и Американской плит за последние 7 млн. лет (рис. 100).

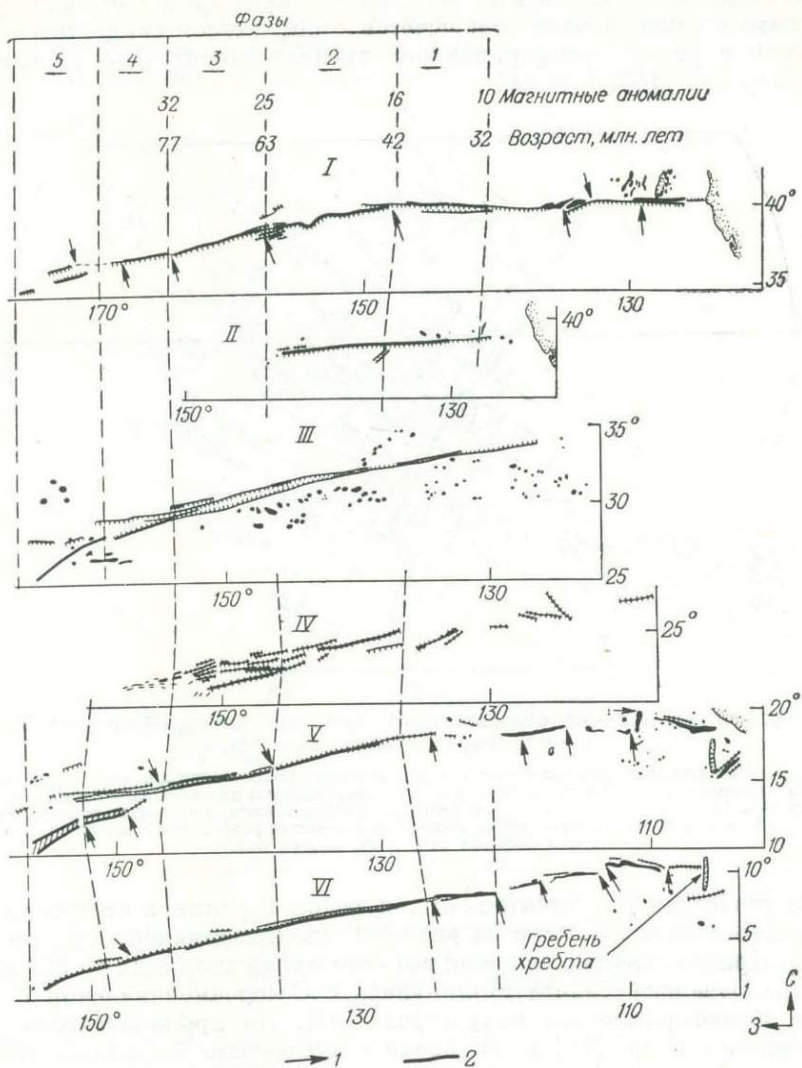


Рис. 98. Зоны разломов в северо-восточной части Тихого океана, совмещенные по более молодой из двух магнитных аномалий, расположенных по разные стороны от зоны [58].
 1 — изменение простирания разломов; 2 — отрезки зон разломов, использованные для вычисления положения полюсов.
 Зоны разломов: I — Мендосино, II — Пионер, III — Меррей, IV — Молокаи, V — Клариян, VI — Клиппертон.

Хотя осевая магнитная аномалия выражена недостаточно четко, половины профилей, расположенные по обе стороны хребта, довольно симметричны. В дальнейшем мы будем считать, что относительное вращение Тихоокеанской и Североамериканской плит совершается с постоянной скоростью 6 см/год, измеренной в устье Калифорнийского залива относительно неподвижного центра Моргана [100].

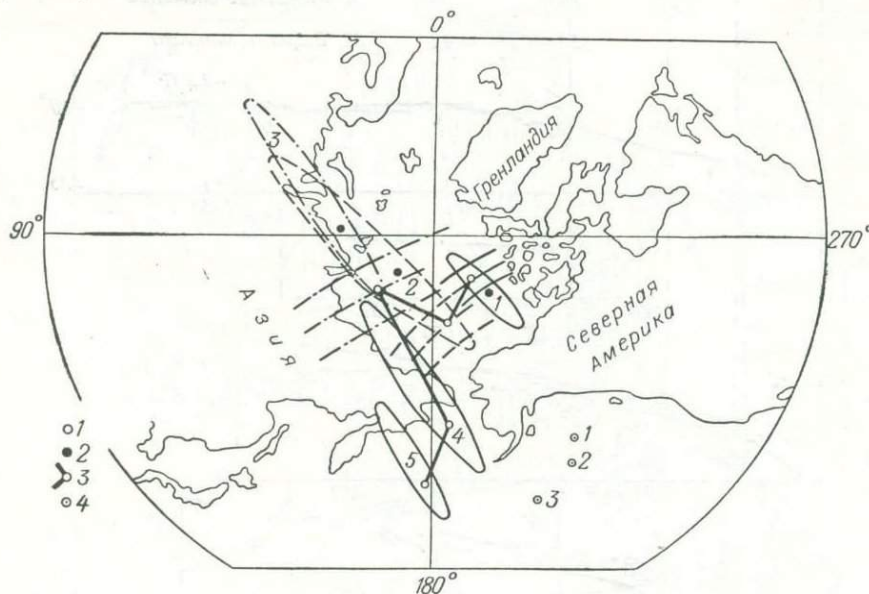


Рис. 99. Траектория полюсов относительного вращения Северо-Восточной Тихоокеанской и Фараллонской плит [58].

Средние положения полюсов, определенные: 1 — по скоростям разрастания для интервалов между магнитными аномалиями 8 и 13, 13 и 21, 23 и 32, 2 — по зонам разломов для интервалов между магнитными аномалиями 10 и 16, 16 и 25, 25 и 32; 3 — траектории дрейфа полюса; 4 — точки, использованные для определения средних угловых расстояний от полюса по скоростям разрастания для фаз 1, 2 и 3; в овалах доверия 95% даны номера фаз.

Гипотетическая плитотектоническая реконструкция в северо-восточной части Тихого океана показана на рис. 101, где представлены три стадии его развития. Приблизительно во время возникновения аномалии 10 (32 млн. лет назад) Тихоокеанская плита столкнулась с Североамериканской близ оконечности Калифорнийского полуострова [97]. По хронологической шкале Дж. Хейрцлера и др. [71] в это время перемещение Фараллонской плиты относительно Тихоокеанской совершалось со скоростью 10 см/год. Выше мы отметили, что скорость относительного движения Тихоокеанской и Американской плит в устье Калифорнийского залива вокруг точки с координатами 53° с. ш. и 53° з. д. составляет 6 см/год. Сложив эти скорости, получим, что скорость поглощения Фараллонской плиты в желобе, который служил ее восточной границей, была 7 см/год.

В результате столкновения плит возник трансформный разлом, частичным проявлением которого служит разлом Сан-Андреас. Постоянное удли-

нение линии контакта между Тихоокеанской и Американской плитами может быть прослежено на рис. 97 по возрасту магнитных аномалий, затухающих у континента. Из векторов скоростей плит следует, что скорость южной ветви контакта относительно Американской плиты составляет 1,1 см/год в юго-восточном направлении, в то время как северное соединение движется со

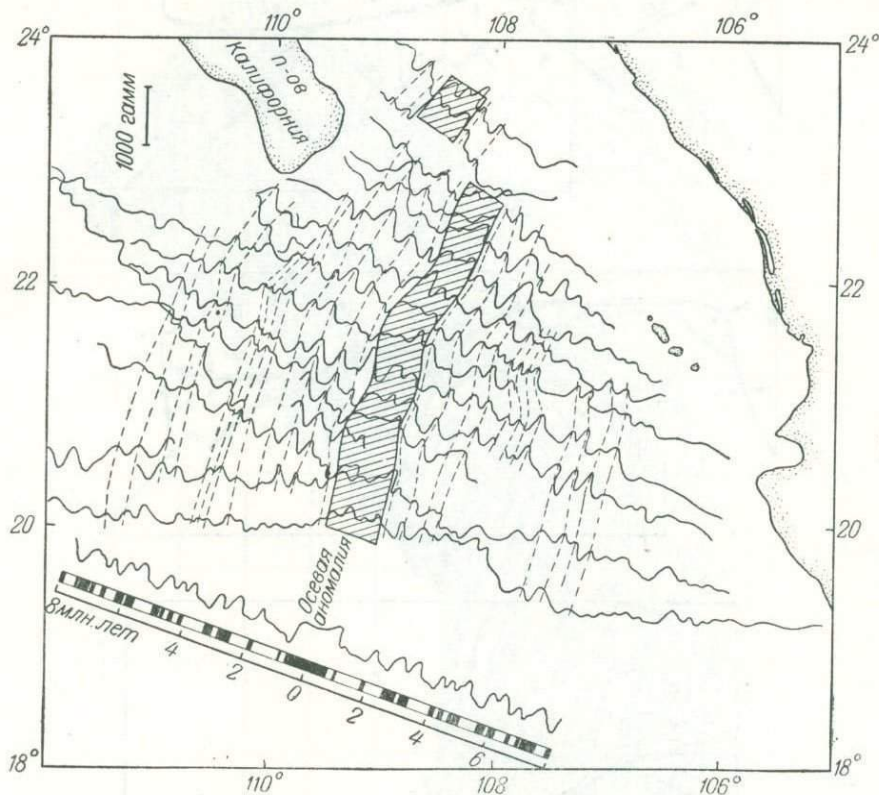


Рис. 100. Профили магнитных аномалий в устье Калифорнийского залива [88].

Модель блоков пород прямой и обратной намагниченности и соответствующий расчетный профиль построены на основе временной геомагнитной шкалы Хейцлера [71] при скорости разрастания 3,0 см/год.

скоростью 6,0 см/год в северо-западном направлении, так что длина трансформного разлома увеличивается со скоростью 7,1 см/год.

Если предположить, что в последние 32 млн. лет скорость разрастания оставалась постоянной, то зона разломов Мендосино должна была удалиться от устья Калифорнийского залива на 2270 км, что очень близко к замеренному между ними расстоянию, равному 2300 км. Точность этого соответствия, по-видимому, случайная, так как начиная от аномалии 5 (10 млн. лет назад) разрастание на хребтах Хуан-де-Фука и Горда изменило направление; замедление скорости разрастания от 10 см/год приблизительно 20 млн. лет назад до 6 см/год в настоящее время продемонстрировано на рис. 43. К тому

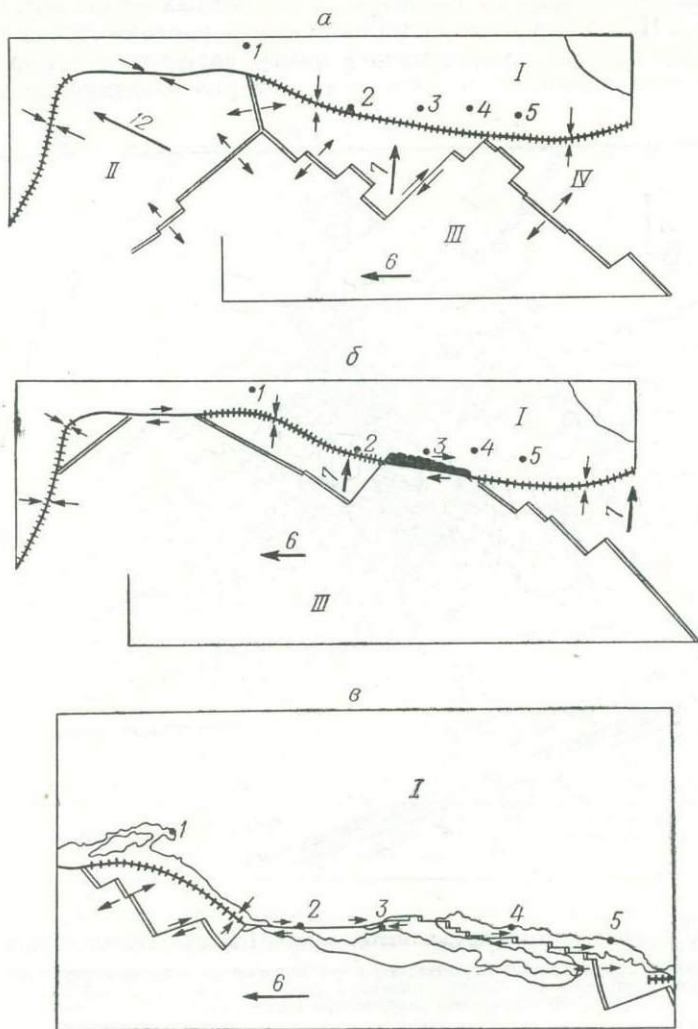


Рис. 101. Палеогеографическая реконструкция движения плит в северо-восточной части Тихого океана.

Плиты: I — Североамериканская, II — Кула, III — Тихоокеанская, IV — Фараллонская; города 1 — Спокан, 2 — Сан-Франциско, 3 — Лос-Анджелес, 4 — Гуаймас, 5 — Масатлан. **а** — предположительное тройное соединение хребтов, приведшее к образованию Большого магнитного изгиба, первый контакт Тихоокеанской плиты с желобом датируется по древнейшей магнитной аномалии близ побережья 32 млн. лет назад [97] или 29 млн. лет назад [10]; **б** — положение 20 млн. лет назад, площадь, показанная черным цветом, соответствует неприемлемому перекрытию, которое может быть сокращено снижением скорости меньше 7 см/год или смещением центров вращения; **в** — современное положение, обращает на себя внимание частичное вращение по часовой стрелке небольших остатков Фараллонской плиты [10].

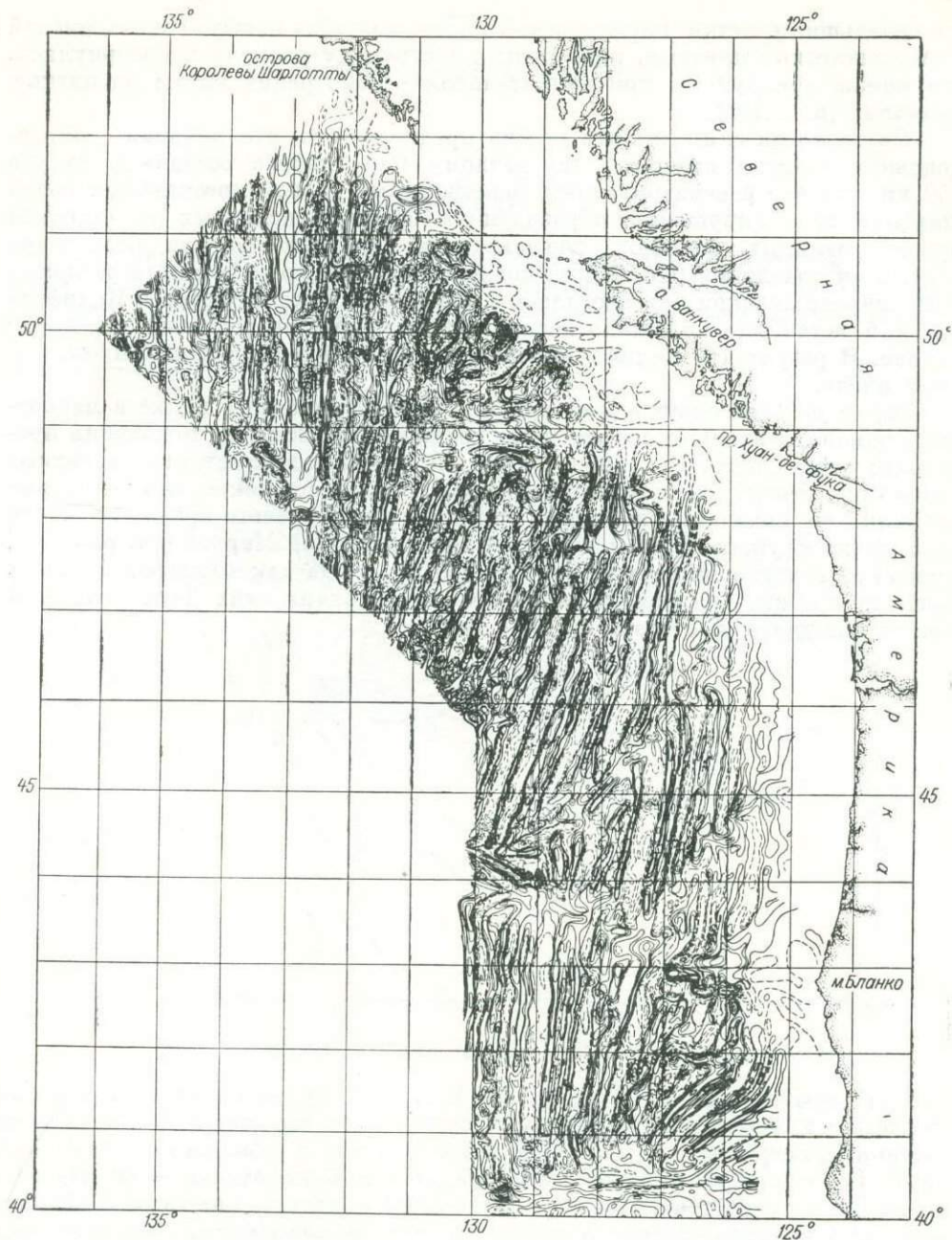


Рис. 102. Карта магнитных аномалий близ западного побережья Северной Америки [124].
Изодинами проведены через 100 гамм.

же небольшие участки Фараллонской плиты, зажатые между Тихоокеанской и Американской плитами, подверглись частичному расколу и повернулись, что можно обнаружить при внимательном рассмотрении карты магнитных аномалий (рис. 102).

По геологическим данным можно предположить, что начиная с олигоценового времени смещение по разлому Сан-Андреас составило только 350 км, так что рассматриваемый трансформный разлом представляет собой широкую зону нарушений, образованную из многочисленных параллельно ориентированных разломов, смещающихся одновременно или поочередно [10]. В интервале от 10 до 5 млн. лет назад система трансформных разломов Сан-Андреас скачком переместилась с побережья Тихого океана в Калифорнийский залив, что положило начало современному разрастанию дна в этом заливе. В результате Калифорнийский полуостров оказался на Тихоокеанской плите.

Эпизодические скачки осей хребтов зарегистрированы также в магнитных аномалиях вдали от современных границ плит. Если такие явления происходят очень часто, то становится весьма трудно отождествить магнитные аномалии в структуре океанического поля. Вполне возможно, что некоторые аномалии не опознаны именно по этой причине. Хорошим примером такого рода может служить скачок к югу от зоны разломов Меррей (см. рис. 97). Аномалия 21 смещена по этой зоне на 680 км, тогда как аномалия 13 всего лишь на 150 км. В какой-то момент между эпохами этих двух аномалий хребет сместился к востоку на 530 км.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

ИЗУЧЕННОСТЬ

Хотя магнитные аномалии, возраст которых удалось установить, охватывают сравнительно небольшую часть площади дна Индийского океана, они дают ключевую информацию для изучения его эволюции начиная

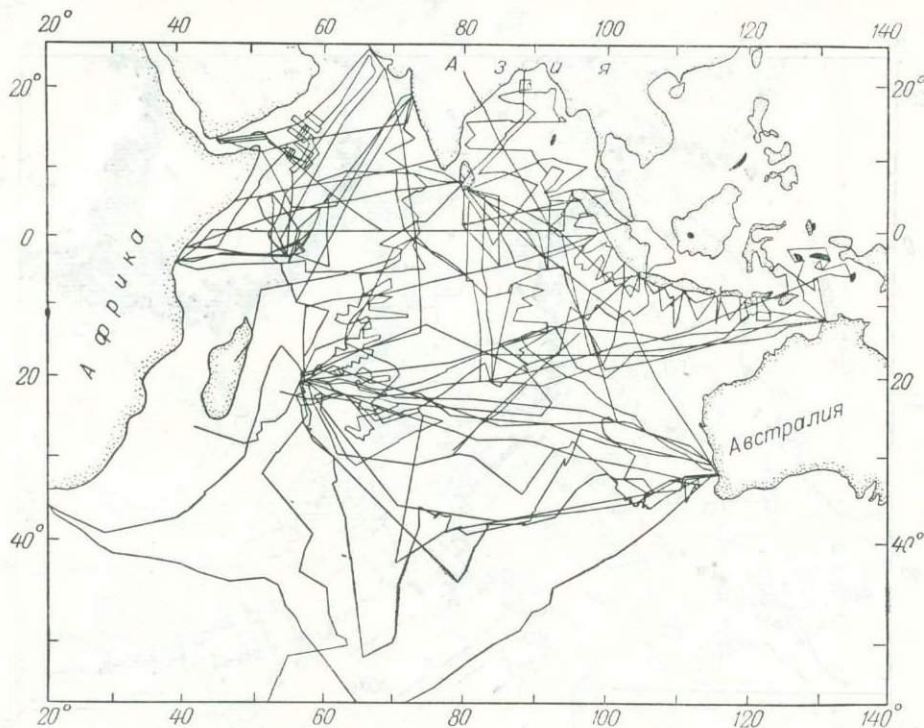


Рис. 103. Магнитометрические профили в Индийском океане [97а].

с поздне мелового времени [54, 97а]. К северу от 35° ю. ш. площадь Индийского океана покрыта довольно густой сетью магнитометрических профилей (рис. 103). Изученность к югу от Австралии на рисунке намеренно не показана. Эта часть акватории была детально исследована И. Вейселем и Д. Хейсом [168], которые установили здесь слабо асимметричное разрастание океанического дна, начавшееся 40 млн. лет назад и продолжавшееся в течение 20—30 млн. лет. К юго-западу от Австралии Центральноиндийский хребет переходит в Австрало-Антарктическое поднятие. К. Лё Пишон [89] исходя

из угла конечного вращения — 31° подсчитал, что эти структуры разрастаются со скоростью $6,8 \cdot 10^{-7}$ град./год относительно полюса с координатами 36° ю. ш. и 53° в. д. Д. Маккензи и Дж. Склейтер [97а] определили скорость разрастания в $8,0 \cdot 10^{-7}$ град./год вокруг центра вращения с координатами 2° ю. ш. и 46° в. д.; безусловно, это вполне допустимое расхождение при подобных расчетах.

ДВА ЭПИЗОДА РАЗРАСТАНИЯ

К западу от Восточно-Индийского хребта (рис. 104) по магнитным аномалиям было выделено два периода разрастания океанического дна,

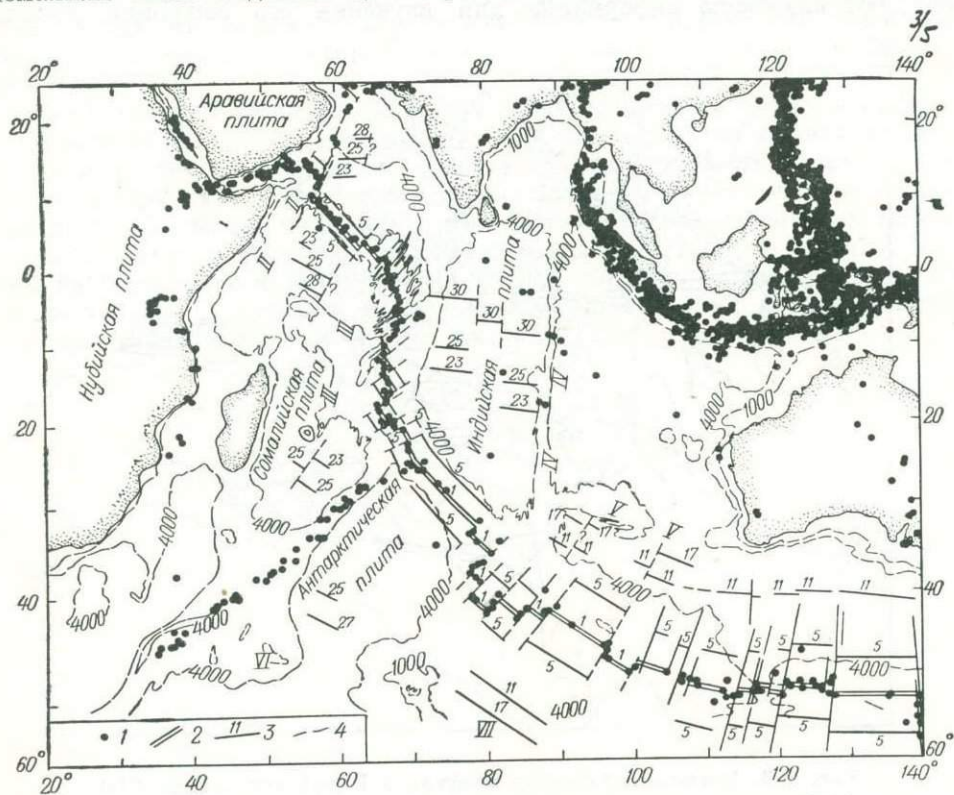


Рис. 104. Система подводных хребтов Индийского океана [97а].

1 — эпицентры землетрясений, связанных с разрастанием океанического дна; 2 — гребни хребтов; 3 — магнитные аномалии; 4 — изобаты, м.
 I—I — зона разломов Оуэн; хребты: II—II — Чейн, III—III — Маскаренский, IV—IV — Восточно-Индийский, V—V — Западно-Австралийский; плато: VI — Крозе, VII — Кергелен.

тогда как к востоку от него (и к югу от Западно-Австралийского хребта) разрастание было, по-видимому, одноэтапным. Оно началось со времени аномалии 18 (46 млн. лет назад), участок дна, образовавшийся в результате этого разрастания, отделяет в настоящее время Австралию от Антарктики.

К востоку от Восточно-Индийского хребта и к северу от Западно-Австралийского магнитные аномалии не опознаны. Такое же положение имеет место

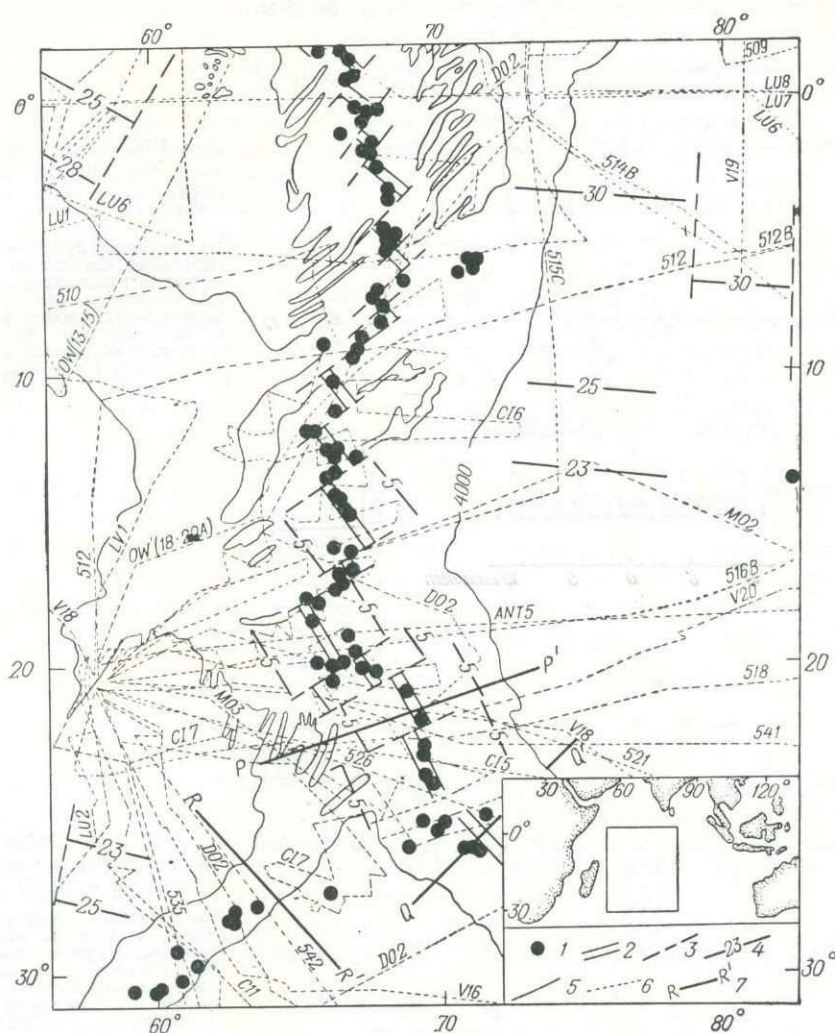


Рис. 105. Срединные хребты в центральной части Индийского океана, оконтуренные по изобате 4000 м [97a].

1 — эпицентры землетрясений; 2 — гребень хребта; 3 — трансформные разломы; 4 — магнитные аномалии; 5₁ — изобаты, м; 6 — маршруты судов и самолетов; 7 — батиметрические профили (см. рис. 119).

и на участке океанического ложа к югу от Мадагаскара и западнее 70° в. д., несмотря на многочисленные очаги землетрясений, по которым выделяется Западно-Индийский хребет.

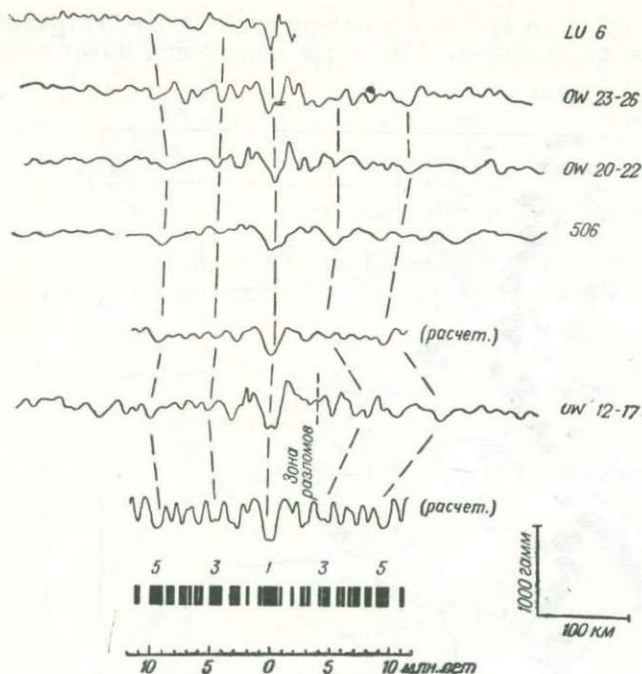


Рис. 106. Осевые магнитные аномалии на Карлсбергском хребте между 3° и 6° с. ш. [97а].

Наблюденные профили спроецированы на линию с азимутом 45° ; расчетные профили построены для модели, перпендикулярной к хребту с простиранием 135° на 5° с. ш. и скоростью разрастания $1,6$ см/год.

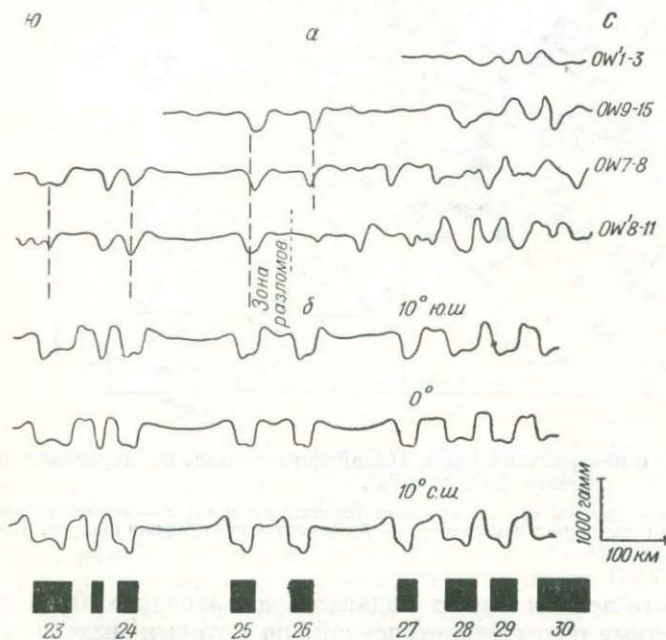


Рис. 107. Древние магнитные аномалии в Аравийском море [97а].

Наблюденные профили (а) спроецированы на линию с азимутом 0° ; расчетные профили (б) построены для модели, перпендикулярной к хребту с азимутом 105° и скоростью разрастания $6,5$ см/год, наблюдаемой на 15° с. ш.

На рис. 104 с разной степенью четкости проявляются три тройных соединения, из которых наиболее отчетливым является соединение Аравийско-(Карлсбергского), Западно- и Центральноиндийского хребтов в том месте, где Индийская плита смыкается с Антарктической и Сомалийской плитами. Следуя от этого узла на север вдоль Карлсбергского хребта, мы придем к месту его соединения с широтным хребтом, выходящим из Аденского залива, и с зоной разломов Оуэн, простирающейся параллельно западному побережью Аравийского моря. В месте сочленения Аденского залива с Красным морем находится соединение трех хребтов на стыке Сомалийской, Аравийской и Нубийской плит. Граница между Сомалийской и Нубийской плитами проходит далее по Восточно-Африканской рифтовой системе, которая раскрывается, по-видимому, очень медленно — всего на несколько миллиметров в год за последние 10 млн. лет [98]. Граница между этими плитами к югу от Мадагаскара не прослежена.

Срединно-океанический хребет разбит на короткие отрезки многочисленными трансформными разломами. Аномалия 5, возраст которой 10 млн. лет, ориентирована параллельно отрезкам хребта. Судя по этой аномалии, гребню хребта и трансформным разломам, относительное перемещение Индийской и Сомалийской плит совершается со скоростью $6,2 \cdot 10^{-7}$ град./год вокруг центра вращения с координатами 16° с. ш. и 48° в. д. Как видно из рис. 105, на котором представлено увеличенное по сравнению с рис. 104 изображение Аравийско-Индийского хребта, разрастание океанического дна происходит в направлении северо-восток — юго-запад. Нечеткость корреляции всех магнитных аномалий (за исключением осевой), расположенных в рассматриваемом интервале географических широт, хорошо видна на рис. 106, между 12° ю. ш. и 2° с. ш. аномалию 5 распознать не удалось (см. рис. 105).

РАСПОЗНАВАНИЕ БОЛЕЕ ДРЕВНИХ АНОМАЛИЙ

Более древние аномалии, от 23 до 30 (см. рис. 104), были опознаны путем сопоставления наблюдаемых и теоретических профилей, вычисленных для стандартных блоковых моделей, которые первоначально сформировались на разных широтах, а затем переместились (метод вычислений описан в приложении 2). Как показано на рис. 107, форма более древних аномалий в Аравийском море, по-видимому, наилучшим образом соответствует расчетной кривой, отвечающей модели, которая образовалась на 10° ю. ш. Это означает, что ложе Аравийского моря к востоку от зоны разломов Оуэн переместилось в северном направлении приблизительно на 25° в течение последних 70 млн. лет.

Сравнение более древних аномалий, наблюдаемых между Карлсбергским хребтом и Сейшельскими островами, с модельными полями показано на рис. 108. И в этом случае Д. Маккензи и Дж. Склейтер [97а] полагают, что модель, сформировавшаяся на 10° ю. ш., обеспечивает наилучший подбор наблюдаемых аномалий; это согласуется с интерпретацией древних магнитных аномалий в Аравийском море. К востоку от Аравийско-Индийского океанического хребта и к югу от о. Шри Ланка была выявлена только северная система древних магнитных аномалий (см. рис. 104). При сопоставлении с расчетными профилями (рис. 109, 110) выясняется, что эти аномалии образовались на 40° ю. ш.

Наибольшие расстояния, разделяющие аномалии 5 и 23 на рис. 104, согласно Р. Фишеру с соавторами [54], а также Д. Маккензи и Дж. Склей-

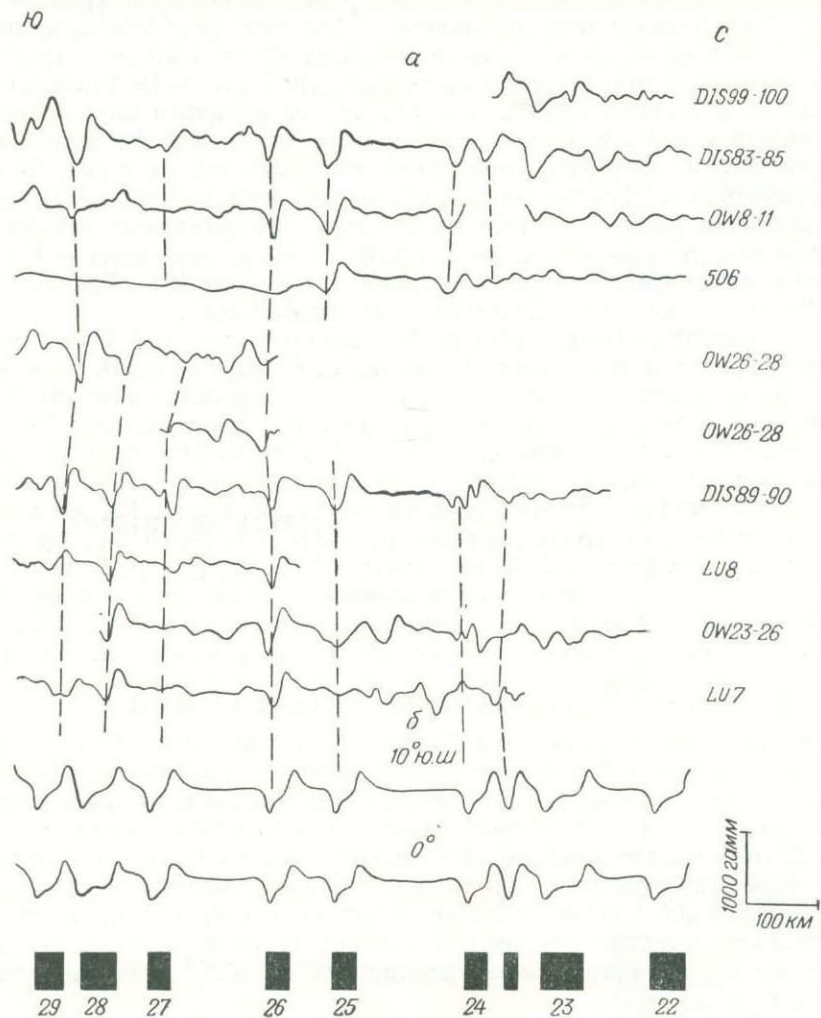


Рис. 108. Древние магнитные аномалии между Карлсбергским хребтом и Сейшельскими островами [97a].

Наблюденные профили (а) спроецированы на линию с азимутом 30°; расчетные профили (б) построены для модели, перпендикулярной к хребту с азимутом 105° и скоростью разрастания 6,5 см/год, наблюдаемой на экваторе.

теру [97a], объясняются почти полным прекращением разрастания между аномалиями 6 и 21 и последующим изменением направления разрастания, которое на предшествующей стадии было почти меридиональным. Частично

Рис. 109. Сопоставление
наблюденного (а) и рас-
четных (б) магнитных
профилей [97а].

Наблюденный профиль спроецирован на линию с азимутом 6° ; верхний расчетный профиль построен для модели, перпендикулярной к хребту с азимутом 96° на 8° ю. ш. и скоростью разрастания $5,6$ см/год, наблюдается на той же широте.

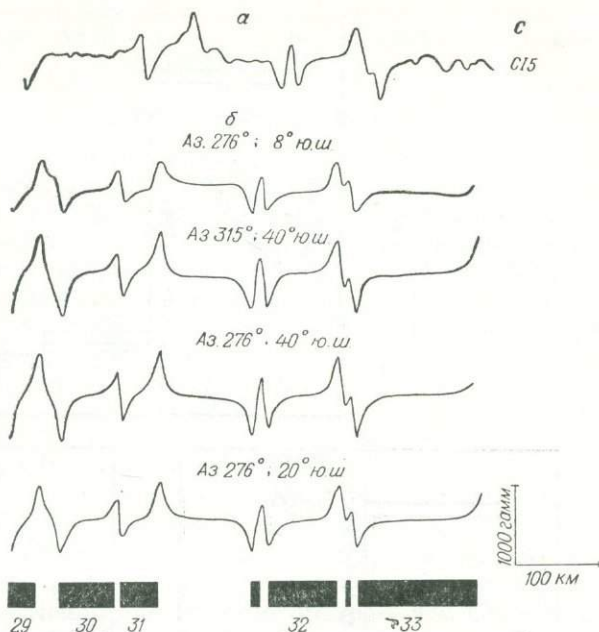
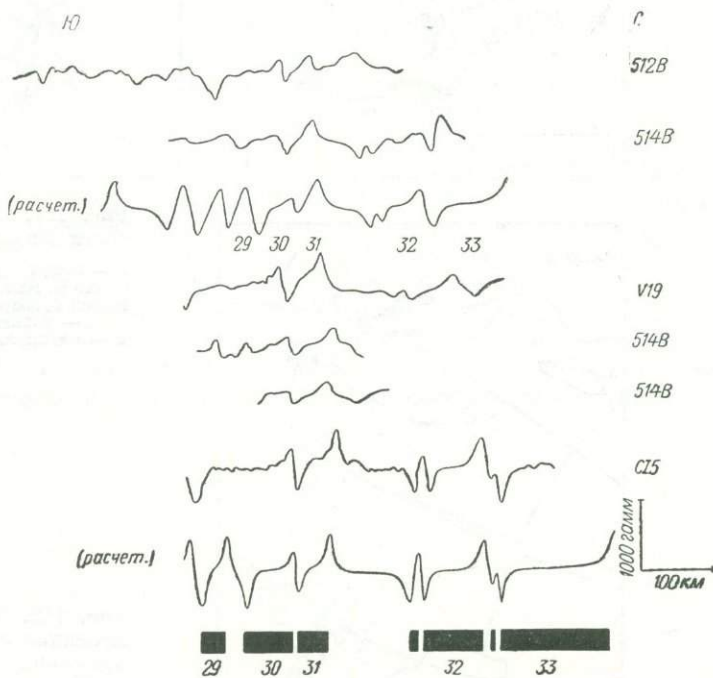


Рис. 110. Древние маг-
нитные аномалии к югу
от о.Шри Ланка [97а].

Наблюденные профили спроецированы на линию с азимутом 6° ; расчетные профили построены для модели, перпендикулярной к хребту с простиранием 135° на 40° ю. ш. и скоростью разрастания $5,6$ см/год, наблюдаются на 8° с.ш.



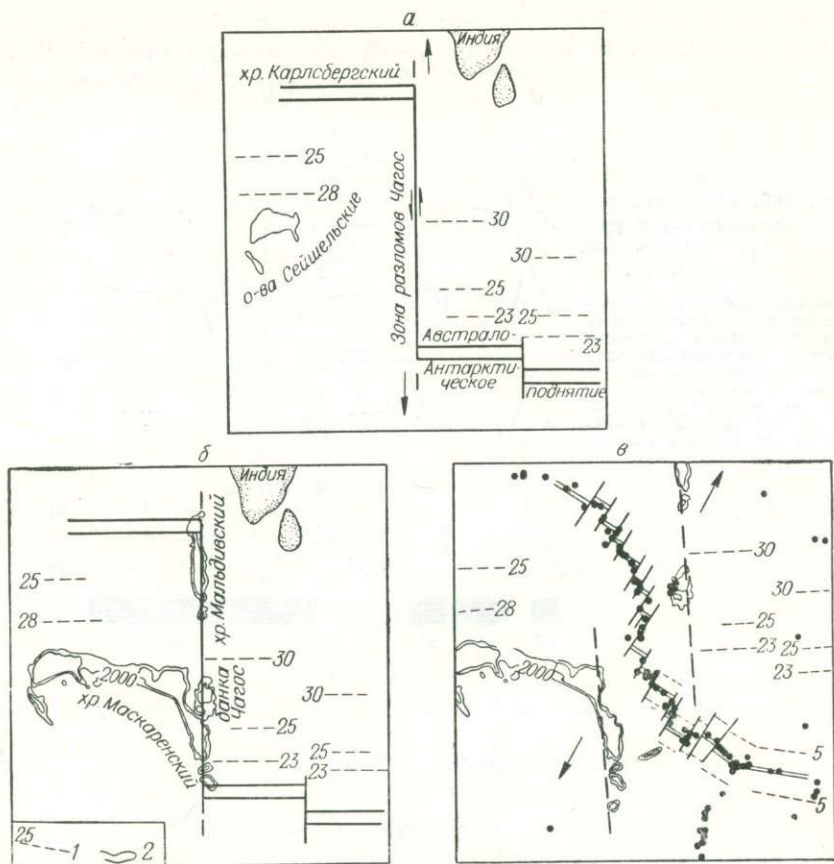


Рис. 111. Схема центральной части Индийского океана [54].

а — эпоен (аномалия 21, возраст около 50 млн. лет); б — миоцен (аномалия 6, возраст около 20 млн. лет); в — современное положение. 1 — магнитные аномалии; 2 — изобаты, м.

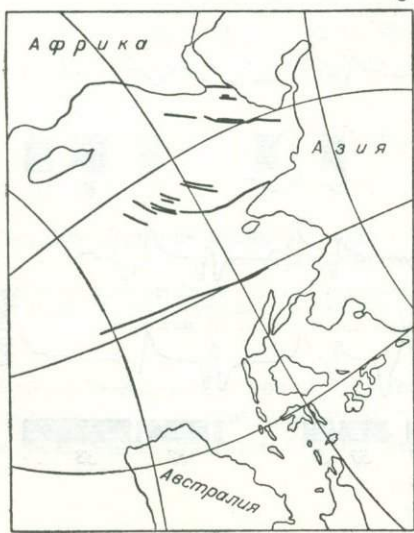


Рис. 112. Косая меркаторская проекция с полюсом в центре вращения п-ова Индостан (27° с. ш. и 2° в. д.) [57].

угол между простираниями древних магнитных аномалий на западной и восточной сторонах хребта образовался в результате поворота около современного центра с координатами 16° с. ш. и 43° в. д.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛОЖА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

История движения океанического ложа начиная с поздне мелового времени представлена тремя этапами (рис. 111). Между аномалиями 32 и 21, т. е. в промежутке времени от 80 до 50 млн. лет назад, происходило быстрое разрастание со скоростью $5,6$ см/год ($5,0 \cdot 10^{-7}$ град./год) относительно двух осей широтного простирания, разделенных меридиональной зоной разломов большой протяженности — Чагос-Лаккадивским линеаментом, остававшимся в ту эпоху непрерывным. На первой схеме (рис. 111, а) показана ситуация на эпоху аномалии 21 (для времени 50 млн. лет назад), когда это быстрое движение прекратилось или сильно замедлилось.

Примечательно, что палеомагнетизм пород Индии дает полюс вращения п-ова Индостан начиная с юрского времени в точке с координатами 27° с. ш. и 2° в. д.; это вращение происходит со скоростью $10 \cdot 10^{-7}$ град./год. Кроме того, на карте меркаторской проекции, полюс которой совмещен с центром вращения п-ова Индостан по палеомагнитным данным, Чагос-Лаккадивский разлом проходит почти параллельно верхней рамке карты (рис. 112), как и должно быть. Это показывает, что до 50 млн. лет назад Индийская плита двигалась в северном направлении значительно быстрее, чем Сомалийская, которая также вращалась в северном направлении относительно несколько смещенного центра [37].

В период от 50 до 20 млн. лет назад сформировались банка Чагос и Маскаренский хребет, однако значительного смещения плит не происходило (см. рис. 111, б). В конце этого периода меридиональный трансформный разлом оказался разбитым на короткие отрезки, которые контролируют направление современного разрастания, происходящего вокруг центра с координатами 16° с. ш. и 40° в. д. На последнем этапе эволюции банка Чагос и Маскаренский хребет раздвигались, стремясь к своему современному положению путем вращения вокруг указанного центра, что схематически изображено на рис. 111, в; здесь простирание более древних магнитных аномалий, расположенных к западу от хребта, существенно отличается от современного (см. рис. 104). Отсутствие параллельности может означать более сложную историю, чем та, которую мы ныне в состоянии расшифровать; осложнения могли иметь место в интервале продолжительностью 30 млн. лет, разделяющем два эпизода разрастания океанического дна.

ЗАВИСИМОСТЬ ГЛУБИНЫ И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ОКЕАНА ОТ ВОЗРАСТА ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

ОСТЫВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПОСЛЕ ЭКСТРУЗИИ

Литосфера, сформировавшаяся на оси разрастающегося хребта, постепенно застывает по мере движения от гребня. Ее средняя температура падает с возрастом, который может быть определен по магнитным аномалиям приблизительно до времени 80 млн. лет назад; более древний возраст, вплоть до юрского периода, т. е. до 200 млн. лет назад, устанавливается по данным глубоководного бурения. Таким образом, следует ожидать уменьшения теплового потока по мере удаления от активных хребтов; наблюдающееся при

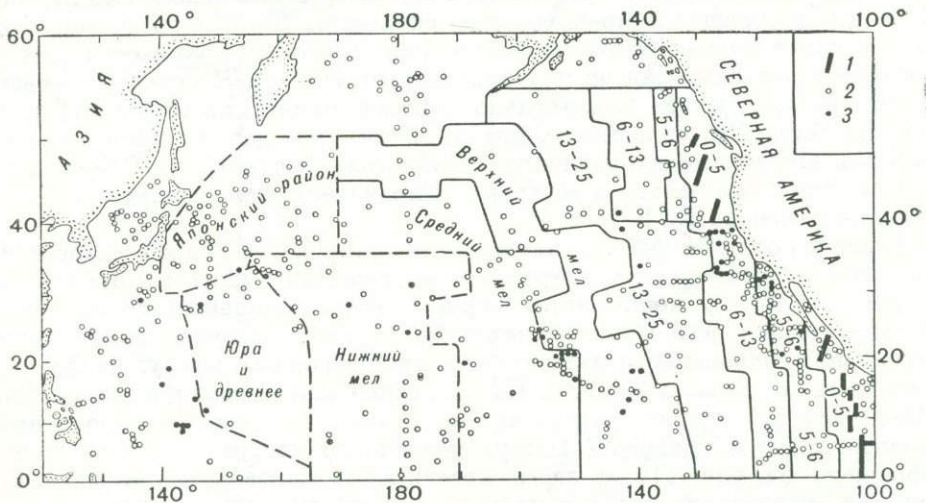


Рис. 113. Возрастные провинции северной части Тихого океана [133].

Границы между провинциями проведены по линейным магнитным аномалиям и по возрасту осадков, установленному глубоководным бурением [99].
1 — гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребтов Горда и Хуан-де-Фука; 2 — пункты измерения теплового потока; 3 — места глубоководного бурения по программе JOIDES.

этом увеличение глубины океана может быть обусловлено тепловым сжатием пород, чему сопутствовали, вероятно, фазовые переходы минералов по мере охлаждения литосферы.

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ОКЕАНАХ

Тепловой поток в океанах [85] определяется путем умножения температурного градиента, измеренного в верхних 10 м донных отложений, на их теплопроводность. Трубка для отбора колонки пород, снабженная термо-

чувствительными элементами, проникает в осадки под воздействием специального груза; регистрирующий прибор измеряет приращение температуры на базе 1 м с погрешностью $0,002^{\circ}\text{C}$ или точнее. Теплопроводность обычно определяется либо в образце керна, либо *in situ* [30] игольчатым зондом, предложенным Р. Фон-Герценом и А. Максвеллом [162].

ВОЗРАСТНЫЕ ПОЯСА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Северная часть ложа Тихого океана подразделяется на девять поясов (рис. 113), возраст которых увеличивается с востока на запад. Распределен-

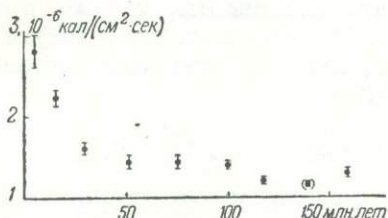


Рис. 114. Зависимость среднего теплового потока от возраста провинций в северной части Тихого океана [133].

Значение теплового потока в наиболее молодой провинции отнесено к возрасту 5 млн. лет, что объясняется скудностью данных в районах гребней.

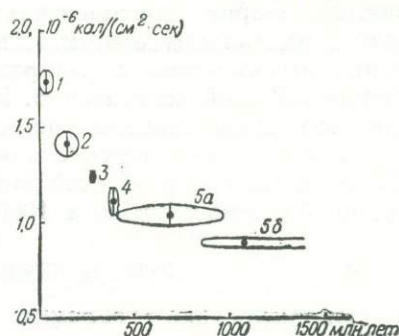


Рис. 115. Зависимость среднего теплового потока от возраста складчатости на континентах [5].

Складчатость: 1 — кайнозойская, 2 — мезозойская, 3 — герцинская, 4 — каледонская, 5 — докембрийская (5a — платформы, 5b — щиты).

ные по площади 585 пунктов измерения теплового потока, выбранные по признаку надежности, обозначены кружками. Статистический анализ показал, что в пределах каждого из возрастных поясов отклонения от среднего значения подчиняются закону нормального распределения. Тепловой поток уменьшается с возрастом (рис. 114), причем наиболее резкое его понижение происходит в первые 50 млн. лет.

ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК НА КОНТИНЕНТАХ

Можно найти зависимость теплового потока от возраста пород и на континентах (рис. 115). Для континентального теплового потока следует внести поправку от +10 до +15%, поскольку большинство определений теплопроводности было сделано на сухих образцах. Тепловой поток в континентальных породах приобретает равновесное значение приблизительно за 1 млрд. лет. Несоответствие временных масштабов уменьшения теплового потока на суше и на море свидетельствует о том, что значительная часть их теплового потока имеет разные источники.

Тепловые потоки на суше и на море приблизительно равны между собой $[(1,5 \pm 10\%) \cdot 10^{-6} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сек})]^*$, что ранее в зависимости от точки зрения исследователя представлялось либо парадоксом, либо непроверяемым аргументом против теории континентального дрейфа; теперь это можно объяснить случайным совпадением. Ранее предполагалось, что тепловой поток на суше равен $1,5 \cdot 10^{-6}$ и на море $1,6 \cdot 10^{-6}$ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}), на основании чего Д. Макдональд [91] подсчитал, что на глубине 35 км тепловой поток под океаном на $(0,4 \div 1,2) \cdot 10^{-6}$ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}) больше, чем под материком.

Полученные данные указывают на существенные различия в температурах под континентами и под океанами. Это дает некоторое основание противникам теории континентального дрейфа утверждать следующее: «Во-первых, мы должны отметить, что представление о дрейфе континентов совершенно несовместимо с распределением теплового потока на поверхности Земли». В этой же статье В. В. Белоусов [15] пишет: «Если мы ощущаем непреодолимое желание передвигать континенты, то нам придется перемещать их вместе с верхней мантией. Это означает, что дрейфом будет захвачен не только тонкий слой гранита, как первоначально предполагал Вегенер, но блок мощностью в 1000 км».

МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Предположительная геохимическая модель континентального щита и океанической коры, построенная в соответствии с современными данными и гипотезами, может соответствовать слою с мощностью значительно меньше



Рис. 116. Геохимическая модель континентального щита (а) и океанической литосферы (б) [129].

Расчитана в предположении, что благодаря конвекции в основании литосферы сохраняется постоянная температура. Подчеркнутые числа — удельный тепловой поток, 10^{-6} кал/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}).

1000 км (рис. 116). Подошва литосферы совпадает с изотермой 1500°C , которую можно принять за кровлю низкоскоростного слоя. Эта граница в силу свойственной ей мобильности, возможно, близка к изотермальной поверхности. Равновесный тепловой поток, составляющий около $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}), может быть получен при выборе источников тепла, показанном на рис. 116.

Во всех моделях такого рода радиоактивные элементы в процессе расплавления оказываются сконцентрированными в верхней части разреза, поскольку большие атомные диаметры калия, урана и тория препятствуют

* Удельный тепловой поток (поверхностная плотность теплового потока). $1 \cdot 10^{-6}$ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{сек}) = $4,1868 \cdot 10^{-2}$ вт/м². — Прим. ред.

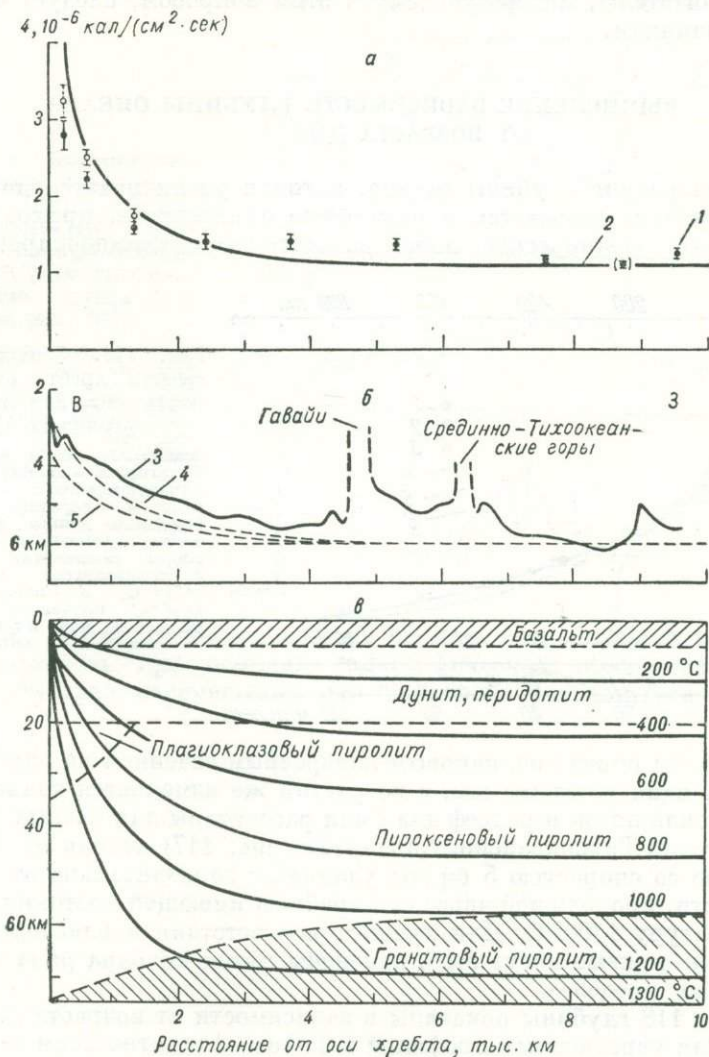


Рис. 117. Тепловой поток (а) и рельеф дна (б) северной части Тихого океана для литосферы мощностью 75 км (в) [133].

Тепловой поток: 1 — наблюдаемый, 2 — теоретический; рельеф: 3 — наблюдаемый вдоль 20° с. ш., 4, 5 — рассчитанный (4 — для модели в, 5 — для пород литосферы, имеющих одинаковую плотность).

легкому включению этих элементов в кристаллические решетки силикатов в присутствии жидкой фазы. Могут быть предложены и другие модели земной коры; читателю, интересующемуся этим вопросом, следует обратиться к первоисточникам.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ГЛУБИНЫ ОКЕАНА ОТ ВОЗРАСТА ДНА

При вычислении глубины океана, которая увеличивается по мере того как столб породы сжимается в результате охлаждения, приходится предполагать, что океаническое ложе изостатически скомпенсировано [142],

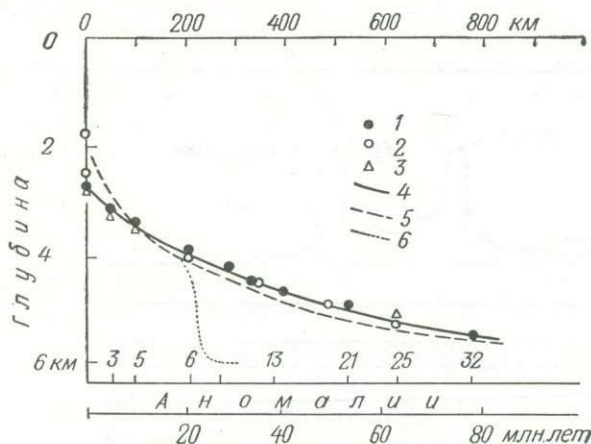


Рис. 118. Зависимость высоты хребта от возраста дна для разных океанов [134].

Океаны: 1 — северная часть Тихого, 2 — южная часть Атлантического, 3 — Индийский; 4 — усредненные наблюдаемые данные; теоретические профили: 5 — литосферы мощностью 100 км с температурой подошвы 1475°C , 6 — поверхности хребта, начавшего разрастаться 20 млн. лет назад со скоростью 1 см/год.

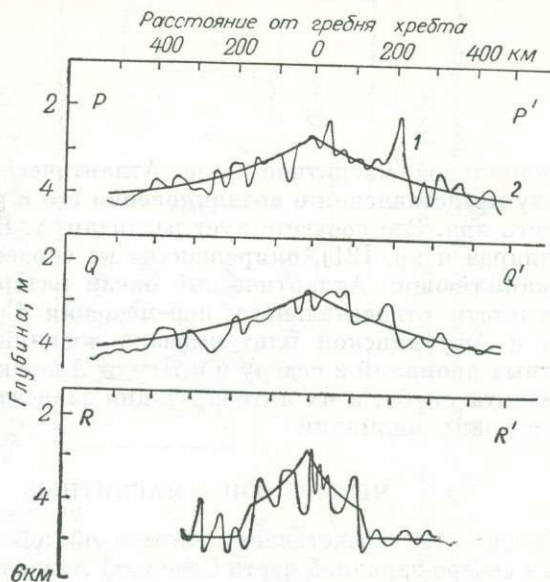
т. е. что столбы пород с одинаковым поперечным сечением на глубине 100 км имеют везде один и тот же вес, с возрастом же изменяется только их плотность. Тепловой поток и рельеф дна были рассчитаны для разных расстояний от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 117) исходя из допущения, что вещество со скоростью 5 см/год удаляется горизонтально от вертикальной плоскости, проходящей через ось хребта и имеющей постоянную начальную температуру 1300°C . Для лучшего соответствия наблюдаемым данным теоретические кривые могут быть изменены путем подбора ряда параметров в допустимых пределах.

На рис. 118 глубины показаны в зависимости от возраста (или номера) аномалии для усредненных профилей в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Эмпирические точки сравниваются с кривой, вычисленной для литосферы мощностью 100 км с температурой на подошве 1475°C . При сопоставлении наблюдаемых батиметрических профилей с теоретической моделью можно установить наличие разрастающихся хребтов там, где магнитные аномалии настолько слабы или нарушены, что не могут быть надежно опознаны [136]. Западно-Индийский океанический хребет является примером именно такого случая (рис. 119). Получив хорошее соответствие наблюдаемых и расчетных батиметрических профилей, Дж. Склейтер и К. Гарри-

сон [134] пришли к выводу, что Западно-Индийский океанический хребет разрастается со скоростью 1 см/год. Резкий подъем дна в 170 км от оси хребта указывает на начало современного этапа разрастания (см. гл. 9).

Рис. 119. Батиметрические профили через Аравийско- («Circes»), Центрально- («Dodo») и Западно-Индийский («Витязь») океанические хребты [134] (см. рис. 105).

1 — наблюдаемые; 2 — вычисленные при скорости разрастания 1 см/год (для профилей PP' и QQ' скорость определена по датированным аномалиям 3 и 5, для профиля RR' аномалии опознать не удалось).



Для регионов, возраст которых моложе 60 млн. лет, подобные построения можно использовать при поисках топографических признаков хребтов, испытавших быстрое перемещение или начавших разрастаться лишь недавно.

СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА

Аномальное магнитное поле Атлантического океана свидетельствует в пользу представления о возникновении его в результате разрастания океанического дна. Это соответствует взглядам А. Вегенера [167], С. Кэри [23], Э. Булларда и др. [21], опиравшихся на сходство очертаний берегов и границ окаймляющих Атлантический океан материков. Раскрытие Атлантики в результате относительного перемещения Североамериканской, Евразийской и Африканской плит вызвало возникновение двух разных систем магнитных аномалий к северу и к югу от Азорских островов. В целом аномалии развиты слабо, и их интерпретация зависит от распознавания немногих маркирующих аномалий.

ЧЕТЫРЕ ЗОНЫ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

На рис. 120 представлены четыре обособленные зоны магнитных аномалий в северо-западной части Северной Атлантики, возникшие в результате разрастания океанического дна. Следы истории инверсий геомагнитного поля в аномалиях можно проследить вдоль 28-й параллели от Срединно-Атлантического хребта на 42° з. д. до аномалии 32 с возрастом 78 млн. лет на 55° з. д. Далее следует аномалия R, которая может быть опознана также на профилях ВА1 и ВА2 приблизительно на 19° с. ш. Между 58° и 67° з. д. расположен район сложного магнитного поля, где аномалии имеют значительные амплитуды и не поддаются межмаршрутной корреляции. Между 67° и $71,5^\circ$ з. д. наблюдается упорядоченная система линейных магнитных аномалий, называемая последовательностью Китли и простирающаяся от 23° до 34° с. ш.

К западу от аномалии J 20 обнаружена «ровная (спокойная) зона» с магнитными аномалиями, имеющими амплитуды 5—20 гамм. Переход от аномального к ровному, «безаномальному», магнитному полю происходит довольно резко в пределах зоны шириной около 150 км. Близ северо-западного побережья Африки (рис. 121) отмечается аналогичная граница между аномальными и ровными магнитными полями, к востоку от которой расположен ряд аномалий, являющийся зеркальным отображением последовательности Китли (рис. 122). Примечательно, что переход от аномального к ровному полю осуществляется в зоне, ширина которой составляет всего несколько длин волны аномалий.

Обзор гипотез происхождения зоны ровного магнитного поля дан П. Фоггом с соавторами [160]. В северо-восточной части Тихого океана ровная зона начинается, по-видимому, сразу после аномалии 32, тогда как в северной части Атлантического и в южной части Тихого океанов за

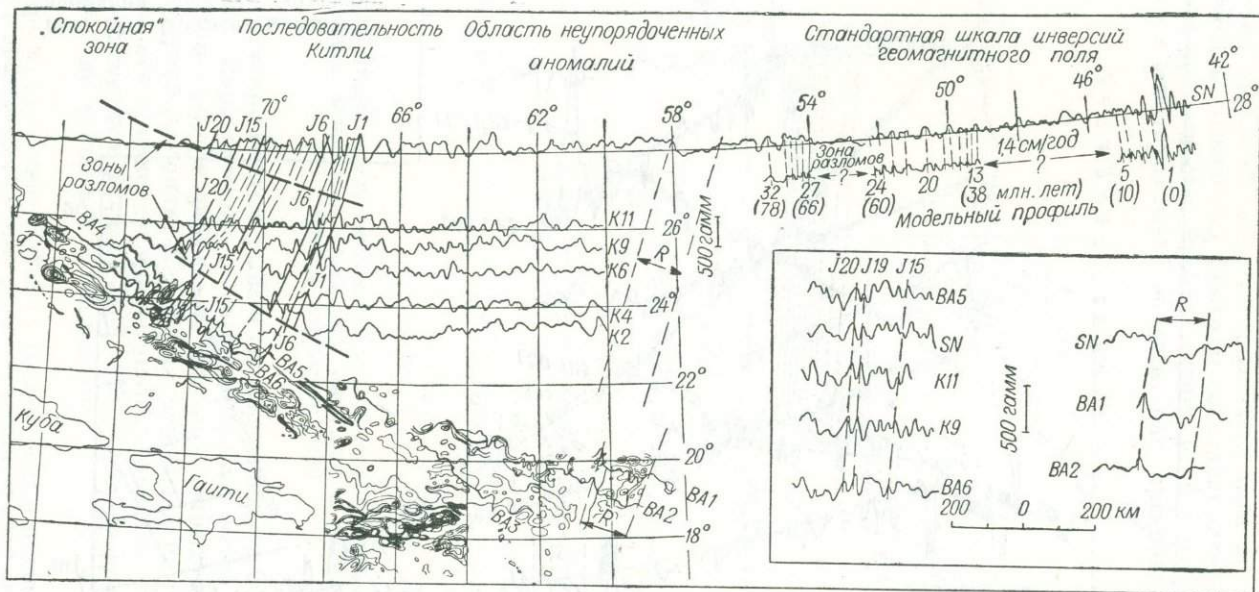


Рис. 120. Зоны магнитных аномалий в северо-западной части Северной Атлантики [161].

Межмаршрутная корреляция магнитных аномалий с возрастом свыше 80 млн. лет показана на врезке в правой части рисунка; граница континентального склона вдоль параллели 28° с. ш. находится на 75° 30' в. д.

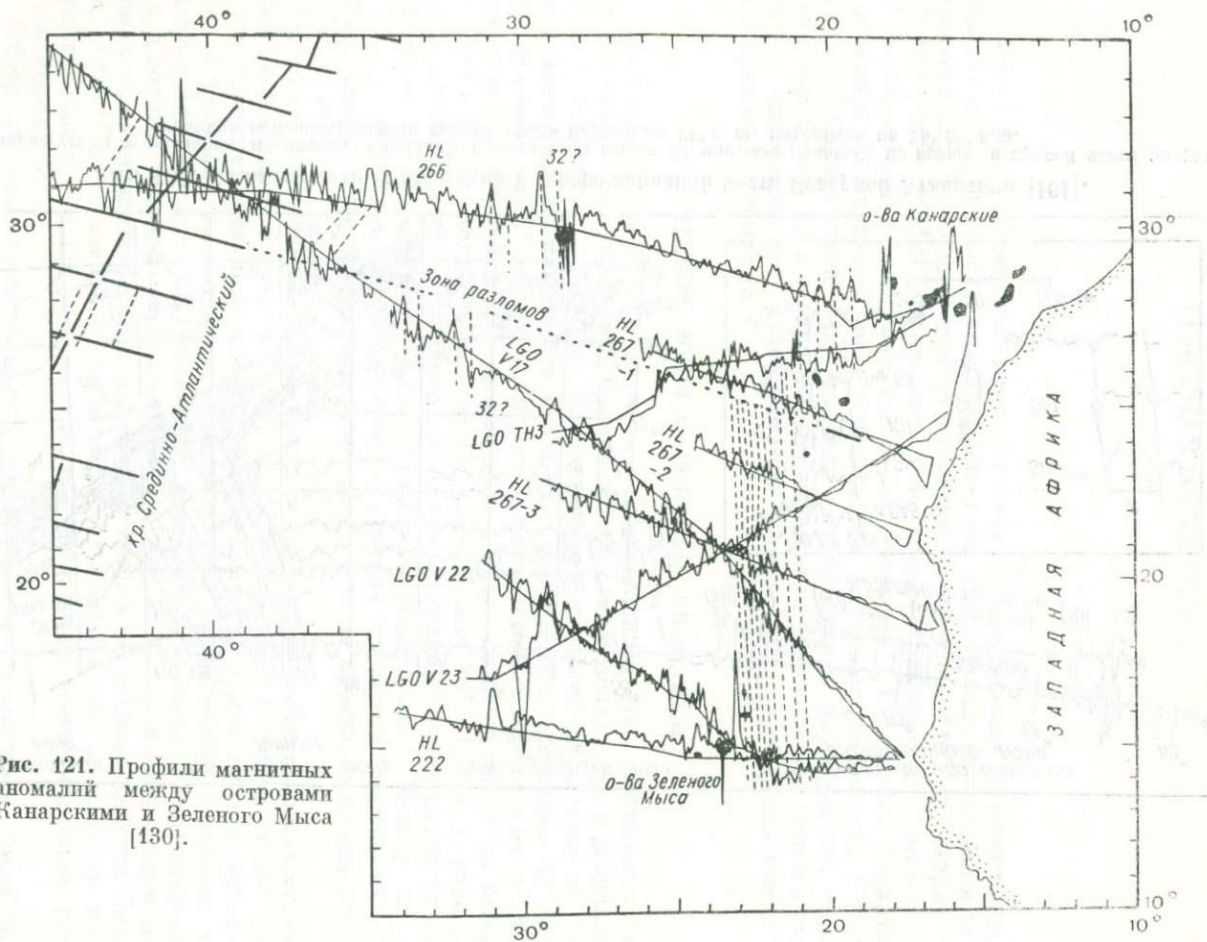


Рис. 121. Профили магнитных
 аномалий между островами
 Канарскими и Зеленого Мыса
 [130].

аномалией 32 следуют неопознанные аномалии со значительными амплитудами. Поэтому маловероятно, что ровная зона возникла в результате разрастания при отсутствии инверсий геомагнитного поля либо вследствие минералогических изменений, вызванных быстрым осадконакоплением на оси разрастания. По всей вероятности, происхождение этой зоны связано с широтным разрастанием в экваториальной области, как предполагали П. Фогт и его соавторы.

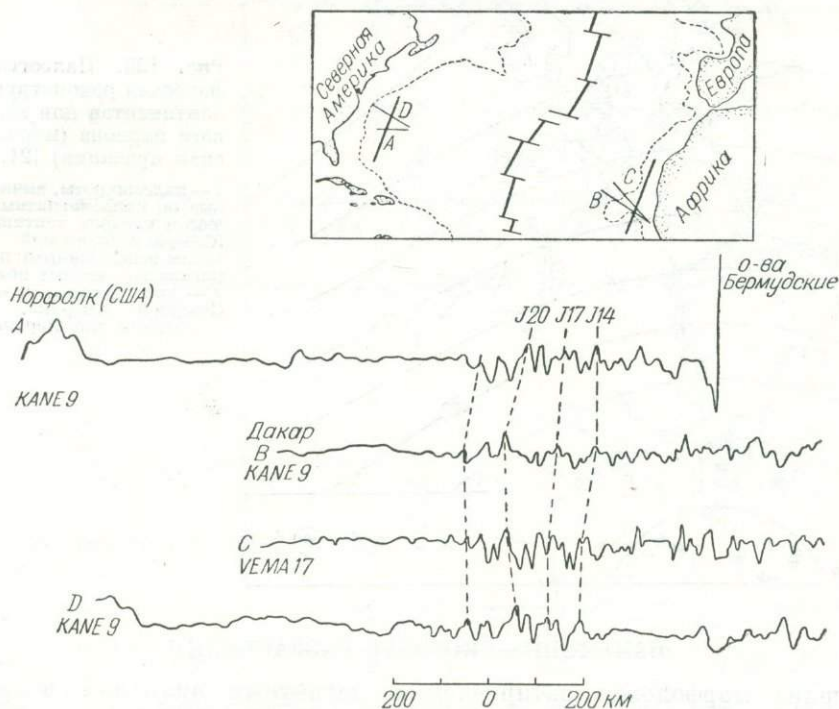


Рис. 122. Граница между аномальной и спокойной («безаномальной») зонами и корреляция некоторых магнитных аномалий в восточной и западной частях Атлантики [160].

Непосредственно после отрыва в триасовый период Североамериканского континента от Евразийского экватор проходил через ровную зону, как это было установлено в результате палеомагнитных исследований пород Европы и Северной Америки. Невысокая точность данных, на которых основана эта наиболее привлекательная гипотеза, связана, по-видимому, с разбросом палеомагнитных полюсов (рис. 123). Граница ровной зоны, согласно этой гипотезе, не совпадает с изохроной*.

* Несмотря на проведение глубоководного бурения и придонных магнитных измерений, вопрос о происхождении зоны ровного магнитного поля нельзя считать до конца решенным. Однако все гипотезы так или иначе связывают ее происхождение с разрастанием океанического дна. — *Прим. ред.*

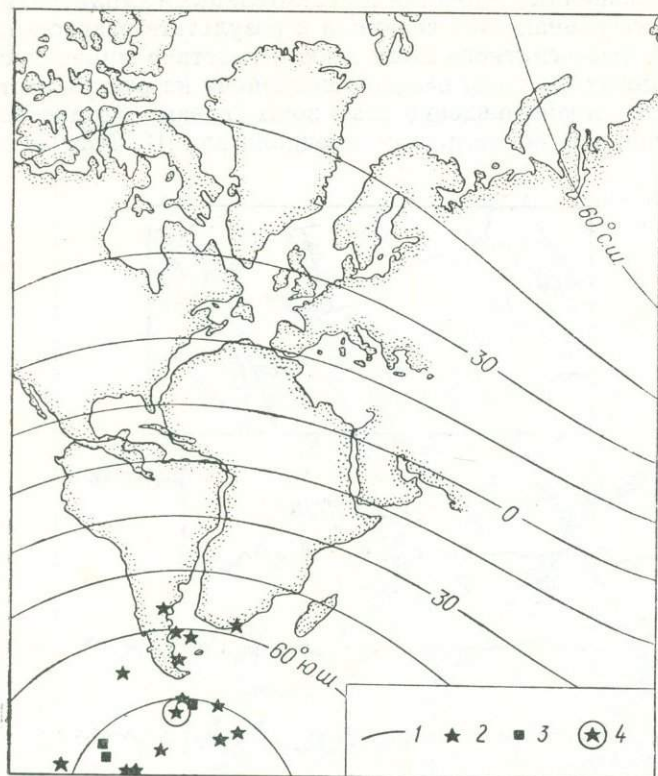


Рис. 123. Палеогеографическая реконструкция континентов для триасового периода (меркаторская проекция) [21, 56].

1 — палеошироты, вычисленные по палеомагнитным полюсам четырех континентов (Североамериканский считается неподвижным); палеомагнитные южные полюсы: 2 — для Европы, 3 — для Северной Америки, 4 — средний для Европы.

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ РАЗРАСТАНИЯ

Анализ морфологии датированных магнитных аномалий вскрывает изменения скоростей разрастания во времени. Представленные выборочно на рис. 124 наблюдаемые профили магнитных аномалий спроецированы на линии с азимутом 104° , соответствующим среднему направлению разрастания в кайнозой к югу от Азорских островов. Для сравнения были рассчитаны модельные аномалии на $34,5^\circ$ и 26° с. ш. с использованием средних значений скоростей разрастания для отдельных интервалов между аномалиями, пронумерованными согласно стандартной хронологической шкале. Скорости разрастания в интервалах были подобраны таким образом, чтобы обеспечить наилучшее соответствие гораздо большему числу эмпирических профилей, чем это показано на рисунке.

Аналогичная процедура выполнена для района к северу от Азорских островов (рис. 125), наблюдаемые профили спроецированы на линию с азимутом 88° . Непостоянство скорости разрастания особенно отчетливо выражено между аномалиями 13 и 5, где на протяжении 29 млн. лет скорость составляет всего лишь $0,4$ см/год. Для того чтобы воссоздать полную историю раскрытия Северной Атлантики, следует опираться на определение возраста

по данным глубоководного бурения, а также на совмещение континентов по изобате 1000 м, выполненное Э. Буллардом и его сотрудниками (см. рис. 123). Хотя начало рифтового раскола может быть датировано возрастом лавовых потоков Палисейдс в устье р. Гудзон (190—200 млн. лет) [48], данные глубоководного бурения и вычисленные скорости разрастания свидетельствуют о том, что устойчивое раскрытие, вероятно, началось 180 млн. лет назад.

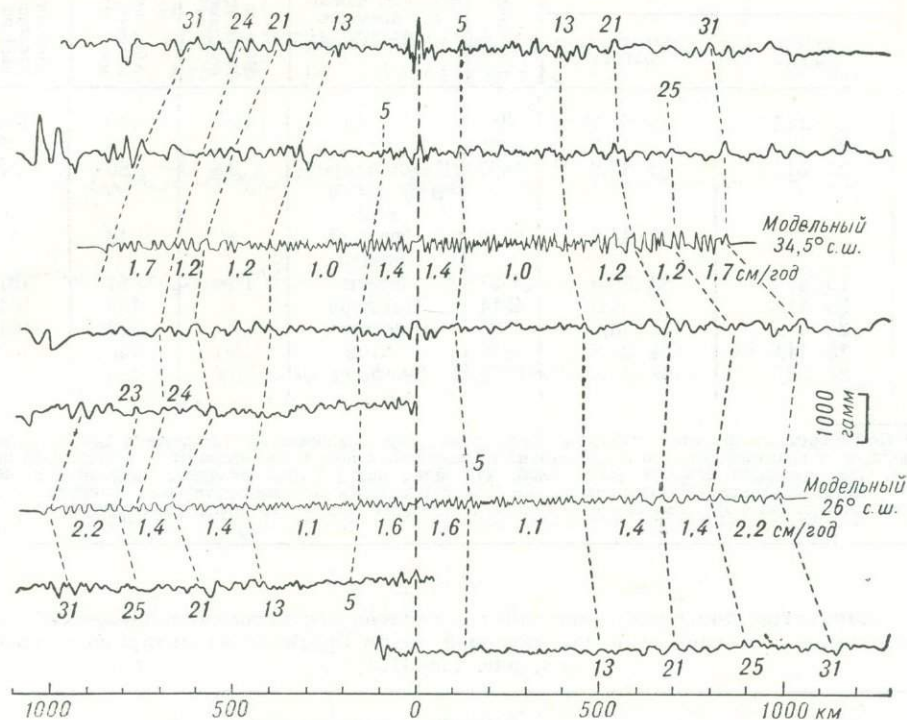


Рис. 124. Профили магнитных аномалий к югу от Азорских островов [121].

В табл. 2 приведены определения возраста по результатам глубоководного бурения в сопоставлении с изохронами, которые представлены на рис. 126. Изохроны построены в предположении постоянства конфигурации хребта, что подтверждается простираем аномалий в последовательности Китли и геоморфологическим соответствием, установленным Э. Буллардом и др. [21]. Ключевые магнитные аномалии на восточной стороне хребта повернуты до совмещения с соответствующими аномалиями на его западной стороне вокруг полюсов, перечисленных в табл. 3.

Параллельность Канарских островов и цепи подводных гор Новой Англи, лежащих на одной и той же линии дрейфа, дает основание считать их принадлежащими зонам разломов. Аналогично подводный уступ на южном краю Багамской платформы ориентирован параллельно линии дрейфа и может поэтому представлять собой древнюю зону разломов.

ТАБЛИЦА 2

Сопоставление возраста *, определенного в результате глубоководного бурения по проекту JOIDES и полученного по карте изохрон, представленной на рис. 126

Номер скважины	Координаты		Глубина, м	Возраст наиболее древнего осадка	Был ли достигнут фундамент	Абсолютный возраст, млн. лет	Возраст, предсказанный по карте изохрон, млн. лет
	Северная широта	Западная долгота					
4	24° 28,7'	73° 47,5'	5319	Титон	Нет	140	156
9А	32 46,4	59 11,7	4965	Маастрихт	»	70	103
10	32 51,7	52 12,9	4697	Кампан (средний и поздний)	Да	80	75
11	29 56,5	44 44,8	3556	Средний миоцен	»	18	17
12	19 41,7	26 00,0	4557	Эоцен	Нет	51	137
99	23 41,1	73 51,0	4914	Оксфорд	»	155	164
100	23 41,3	73 48,0	5325	Келловей	Да	162	164
101	25 11,9	74 26,3	4868	Титон	Нет	140	162
105	34 53,7	69 10,4	5251	Оксфорд	Да	155	157

* После составления этой таблицы была пробурена скважина № 136 вблизи 34° 10' с. ш. и 16° 18' з. д. у границы ровного и аномального магнитных полей (со стороны Африканского побережья). Она показала возраст всего лишь 110 млн. лет [9] для осадков, залегающих непосредственно на базальте. Эту одиночную, не согласующуюся с другими датировку следует считать сомнительной до тех пор, пока она не будет подтверждена дополнительным фактическим материалом.

ТАБЛИЦА 3

Параметры конечных вращений для совмещения магнитных аномалий на западной и восточной сторонах северной части Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 126) [121]

Номер аномалии	Возраст по временной шкале инверсий геомагнитного поля [71], млн. лет	Координаты полюса вращения		Угол вращения
		Широта (северная)	Долгота	
К северу от Азорских островов				
5	9	56,3°	141,4° в. д.	2,24°
13	38	58,0	147,0 в. д.	4,55
21	53	48,0	153,0 в. д.	10,07
25	63	63,0	157,0 в. д.	14,00
31	72	81,0	167,0 в. д.	21,52
К югу от Азорских островов				
5	9	69,7°	33,4° з. д.	3,60°
13	38	79,0	13,0 в. д.	9,75
21	53	77,0	15,0 в. д.	13,00
25	63	75,0	15,0 в. д.	17,00
31	72	71,0	10,0 з. д.	24,00

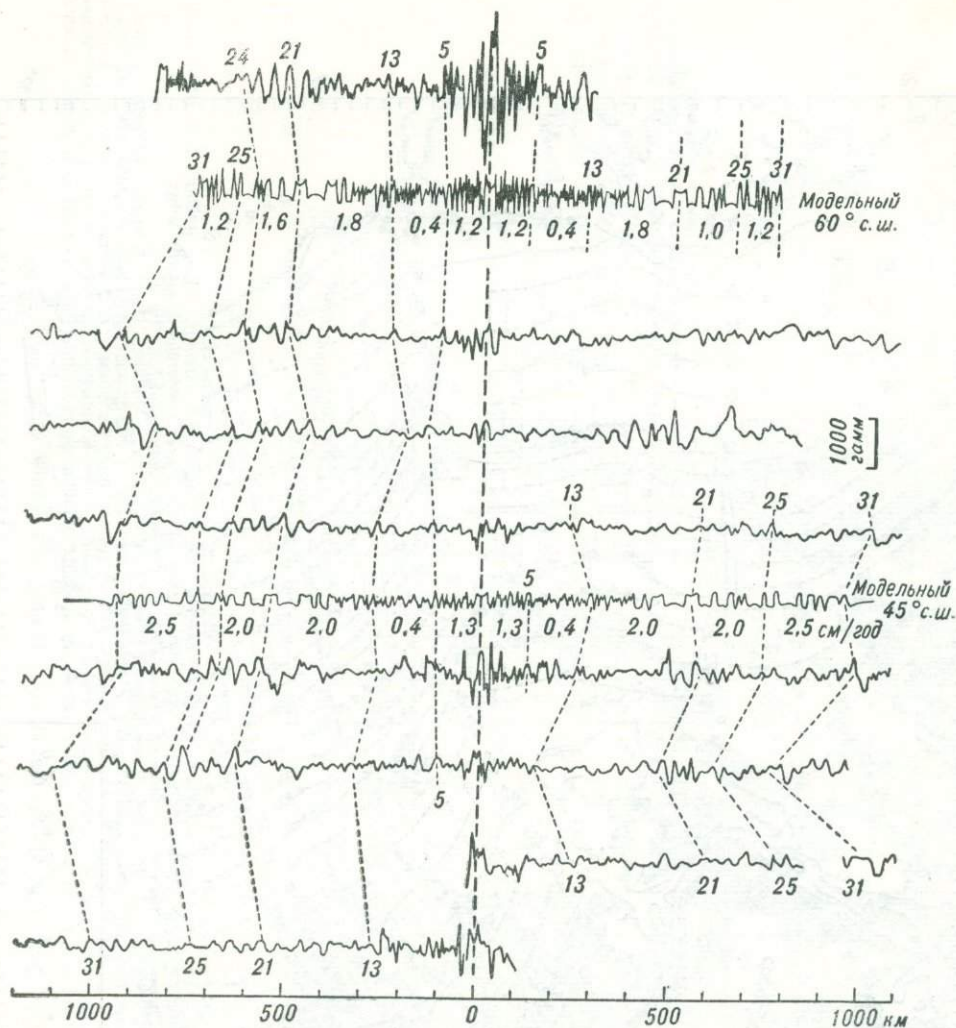


Рис. 125. Профили магнитных аномалий к северу от Азорских островов [121].

ИЗМЕНЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗРАСТАНИЯ

При проведении детальной магнитной съемки между хр. Рейкьянес и банкой Роколл (рис. 127) выяснилось, что этот район имеет более сложную геологическую историю, чем это следовало из рис. 126. Согласно материалам детальной съемки во время аномалии 24 (60 млн. лет назад) хребт простирался в направлении 42° и разрастался со скоростью 0,75 см/год. Эта ситуация сохранялась приблизительно до 45 млн. лет назад, вследствие чего образовалась практически непрерывная система магнитных аномалий. Затем ось хребта начала разворачиваться в северном направлении. Этот

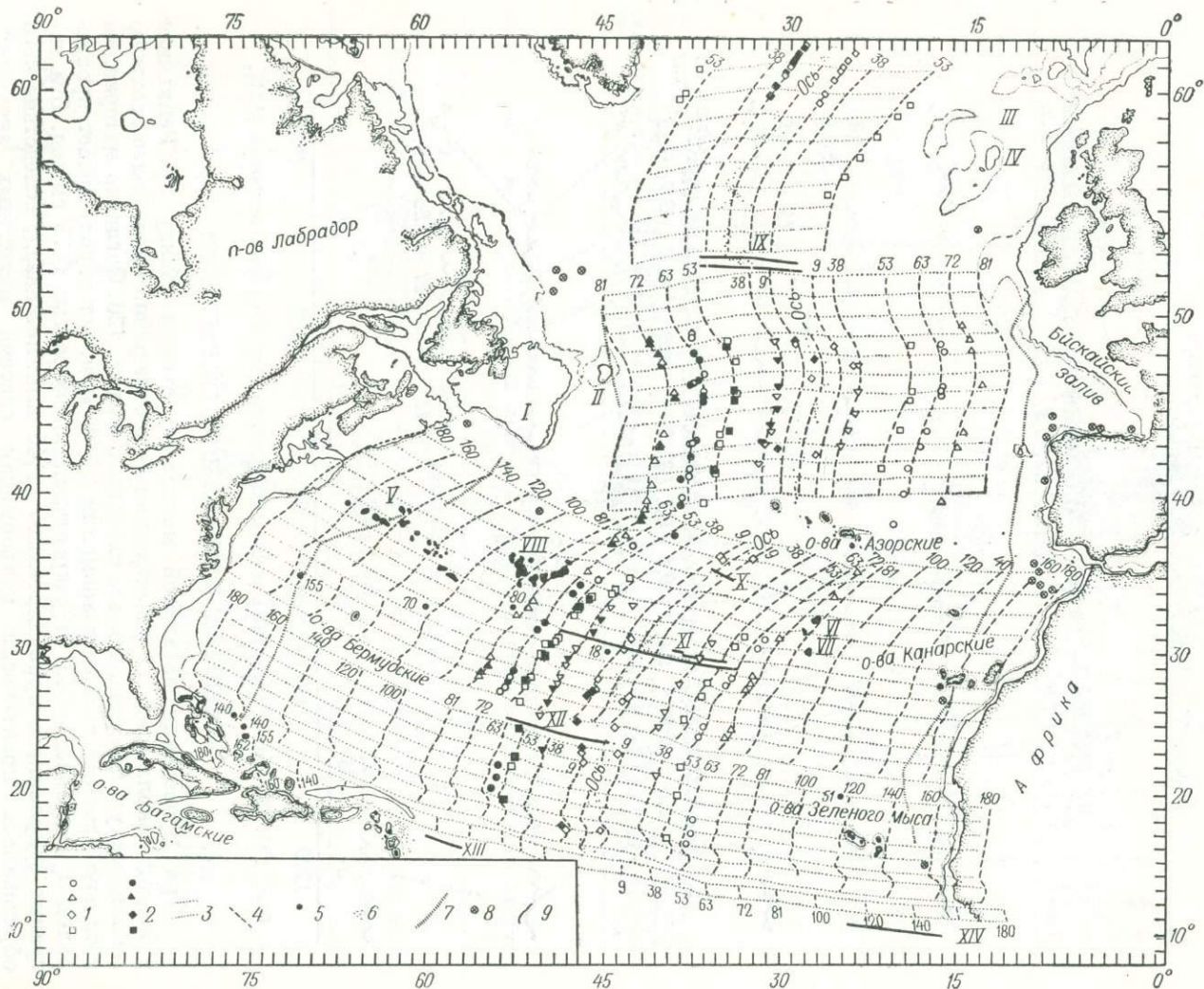


Рис. 126. Карта изохрон Северной Атлантики [121].

1 — положение опознанных аномалий; 2 — результаты поворота аномалий, расположенных на восточной стороне Срединно-Атлантического хребта, согласно параметрам конечных вращений, приведенным в табл. 3 (почти полное совмещение одинаковых значков подтверждает правильность параметров вращений); 3 — траектории перемещения континентов по обе стороны оси хребта (их параллельность зонам разломов еще раз подтверждает правильность рассчитанных вращений); 4 — изохроны, млн. лет; 5 — возраст (млн. лет) наиболее древних пород, вскрытых глубокими буровыми скважинами [49, 50, 119]; 6 — эпицентры землетрясений; 7 — граница зоны ровного магнитного поля; 8 — погребенные диапировые структуры; 9 — изобаты 200 и 1000 м.

Банки: I — Большая Ньюфаундлендская, II — Флеминг, III — Блай, IV — Роколл; подводные горы: V — Новой Чии, VI — Крузер, VII — Большой Метеор; VIII — Угловое поднятие; зоны разломов: IX — Чарли; X — Ошенграф, XI — Атлантик, XII — Кейн, XIII — Барракуда, XIV — Гвинейская.

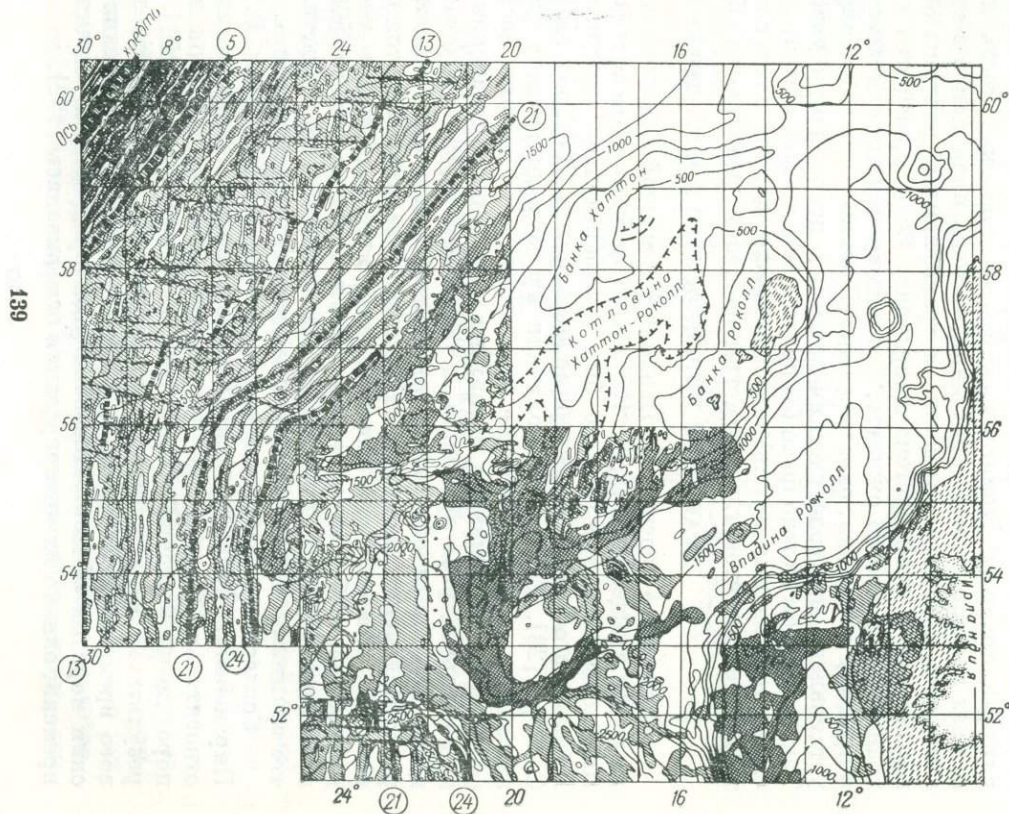


Рис. 127. Карта магнитных аномалий между хр. Рейкьянес и банкой Роколл [161].

Изодинамы проведены через 200 гамм; изобаты даны в метрах; цифры в кружках — номера аномалий.

процесс занял интервал времени примерно до аномалии 10 (32 млн. лет назад), когда простираание оси разрастания стало почти меридиональным.

Указанный процесс сопровождался образованием многочисленных трансформных разломов, нарушивших первоначальную систему магнитных аномалий, на что указывает, например, конфигурация оси аномалии 13 (возраст 38 млн. лет). Ко времени аномалии 6 (21 млн. лет) хребет вновь приобрел направление, близкое к исходному и соответствующее его современному простираанию 36° ; скорость разрастания хребта составляет ныне 1 см/год. Ранее мы наблюдали монотонное изменение направления разрастания, демонстрируемое зонами разломов и аномалиями в северо-восточной части Тихого океана (см. рис. 97—99). На рис. 127 мы видим возвращение к первоначальному направлению разрастания.

Такое явление может быть обусловлено либо миграцией центра относительного вращения плит литосферы, либо неподчинением границ между плитами простому геометрическому соотношению, когда простираание магнитных аномалий совпадает с направлением меридианов в системе координат с полюсом в центре вращения, а трансформные разломы образуют отрезки параллелей в этой системе координат. Если произошло смещение центра вращения, то можно ожидать, что одновременные изменения характеристик в процессе движения, охватывающего смежные плиты литосферы, могут быть установлены по геологическим данным в пограничных участках этих плит. Таким образом можно было бы попытаться связать обычно легко датированные следы, оставленные на океаническом дне вращением плит, с геологической историей континентов, где параметры вращения выявляются с большим трудом.

ВРАЩЕНИЕ ПИРЕНЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Небольшое перекрытие Испании с Северной Африкой после совмещения их путем вращения (см. рис. 123) могло бы быть более значительным, если бы Пиренейский полуостров не был предварительно повернут для закрытия Бискайского залива, что впервые выполнил А. Дю-Тойт [43], а впоследствии С. Кэри [23]. Теперь мы получили из двух источников фактические доказательства, подтверждающие эту гипотезу: во-первых, веерообразную конфигурацию неопознанных магнитных аномалий в Бискайском заливе (рис. 128) и, во-вторых, угол вращения, а также некоторые возрастные границы процесса по данным палеомагнитных измерений пород Пиренейского полуострова. Магнитные аномалии в Бискайском заливе являются примером формирования океанического ложа в результате вращения небольшой плиты, находящейся вблизи центра вращения. Глубина залива (5000 м) с учетом ее пропорциональности возрасту океанического дна свидетельствует о том, что вращение началось по крайней мере 50 млн. лет назад.

Согласно палеомагнитным данным, обобщенным Р. Гёрдлером [59], Пиренейский полуостров начиная с эоцена повернулся на угол $38 \pm 10^\circ$ относительно Европы. П. Ван Донген [153] нашел угол вращения 30° по породам из восточных Пиренеев, а Р. Ван-дер-Воо [151] получил 32° по результатам измерений в центральных районах Испании для послетриасового времени. Н. Уоткинс и А. Ричардсон [166] определили по вулканическим породам вблизи Лиссабона угол вращения 22° начиная с эоценового времени, однако их интерпретация оспаривалась [152].

Поскольку во время возникновения аномалии 32 Северная Атлантика была почти закрыта, а полюс относительного вращения Северной Америки и Европы находился на 81° с. ш., можно предполагать, что меловые палеомагнитные полюсы Северной Америки и Пиренейского полуострова совпали после поворота этого полуострова для закрытия Бискайского залива. Р. Ван-дер-Воо [152] показал, что для совмещения меловых палеомагнитных полюсов Испании и Северной Америки Пиренейский полуостров должен был повернуться на 15° по часовой стрелке за период от позднего мела до олигоцена, причем вращение против часовой стрелки должно было закончиться в допозднемеловое время. Этим объясняется наличие геологических признаков сжатия, наблюдаемых в осадочных слоях на дне Бискайского

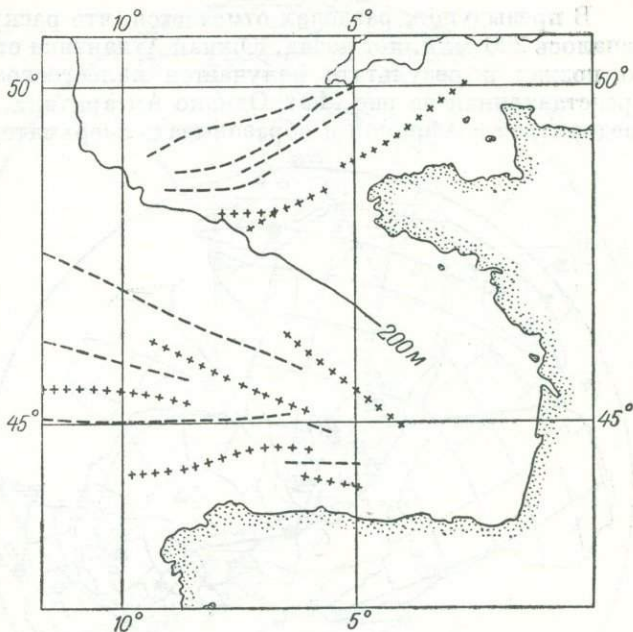


Рис. 128. Оси положительных и отрицательных магнитных аномалий в Бискайском заливе [95].

Угол между внешними аномалиями составляет $35 \pm 5^\circ$.

залива и на западном побережье Португалии, рассмотренных в обзорной работе У. Питмена и М. Тальвани [21].

ГРЕНЛАНДИЯ И ЛАБРАДОРСКОЕ МОРЕ

Начало раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна во время возникновения аномалии 24 (60 млн. лет назад) указывает на нижний предел времени причленения Гренландии к Североамериканской плите. Это не исключает возможности последующего медленного разрастания в Лабрадорском море со скоростью, не превосходящей ошибки, с которой определяется скорость расхождения Евразийской и Североамериканской плит. У. Питмен и М. Тальвани [121] отождествляли ось неактивного подводного хребта Лабрадорского моря с аномалией 19 (47 млн. лет). П. Фогт и Н. Остенсо [159] приписали ей более молодой возраст — 42 млн. лет.

По мнению У. Питмена и М. Тальвани, 81 млн. лет назад Лабрадорское море и Норвежско-Гренландский бассейн не существовали. Ж. Франшто [56], основываясь на палеомагнитных данных, полагал, что их раскрытие началось на 15 млн. лет позднее. Учитывая точность расчетов, эти результаты следует считать скорее взаимно подтверждающими, чем

противоречащими один другому. Таким образом, около 47 млн. лет назад Лабрадорское море достигло своей нынешней ширины и при этом Гренландия оказалась сочлененной с Североамериканским континентом.

ЕДИНЫЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ

В предыдущих разделах отмечается, что раскрытие Северной Атлантики началось 200 млн. лет назад, Южная Атлантика стала раскрываться несколько позже; в результате получается палеогеографическая реконструкция, представленная на рис. 123. Однако Антарктика, Индия и Австралия могли соединиться с Африкой и образовывать сверхматерик, получивший название

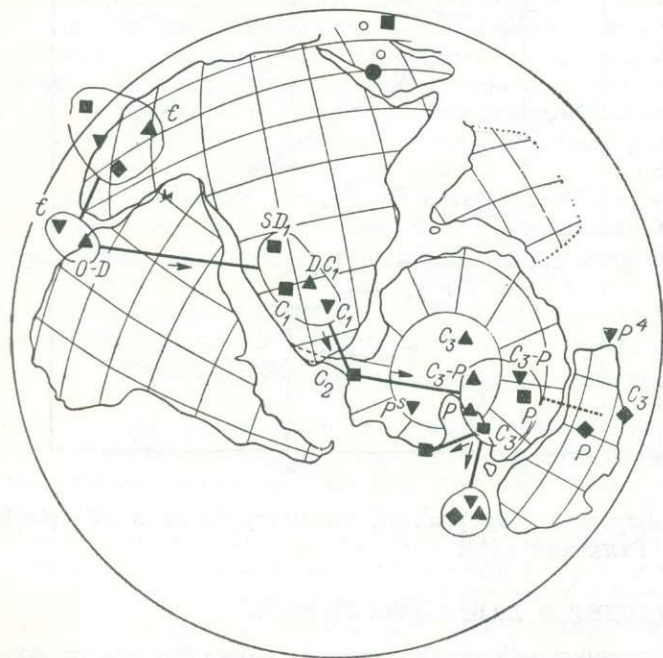


Рис. 129. Палеомагнитные полюсы континентов Гондваны, нанесенные с учетом дотриасовой реконструкции Антарктиды и Африки [37].

1 — общая кривая для всех континентов; 2 — палеомагнитные полюсы: 2 — для Южной Америки, 3 — Африки, 4 — Австралии, 5 — Индии, 6 — Антарктиды.



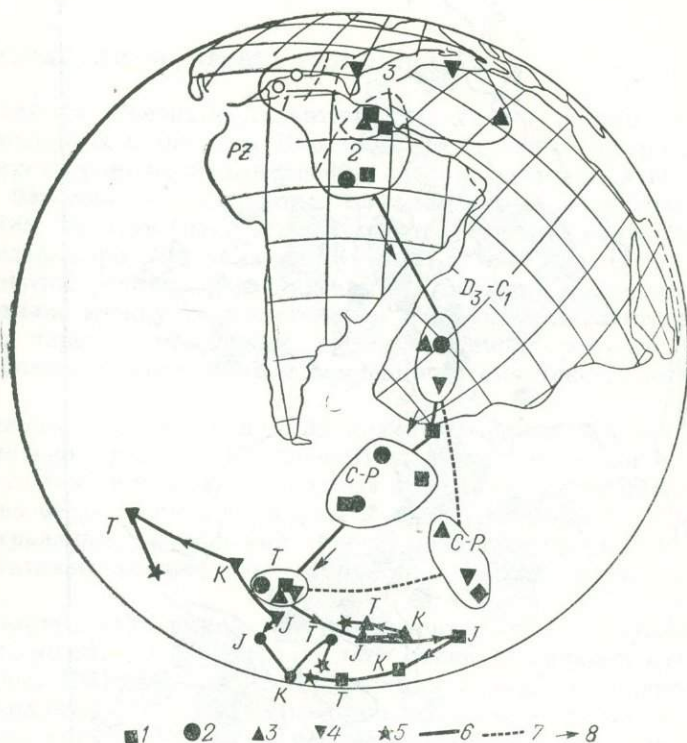
Гондвана (рис. 129). В пользу существования Гондваны свидетельствуют убедительные палеомагнитные данные по породам от триасового до кембрийского возраста, хотя для триасового палеомагнитного полюса Австралии не отмечается столь же хорошего соответствия, как для других полюсов.

По данным о магнитных аномалиях океанического дна Австралия отделилась от Антарктиды только во время аномалии 18 (46 млн. лет назад). Эта разница в возрастных оценках может быть вызвана либо возвратно-поступательным перемещением Австралийского континента, от чего не осталось никаких геологических следов, либо ошибками в палеомагнитных измерениях, что, как считает К. Крир [37], маловероятно.

Траектория миграции полюсов южных континентов свидетельствует о том, что суперконтинент перемещался как единое целое относительно оси вращения Земли, следовательно, движения плит происходили за 800 млн. лет до того, как суперконтинент раскололся на части, образовавшие современные материки.

Рис. 130. Палеомагнитные полюсы для четырех континентов вокруг Атлантического океана [37].

Полюсы: 1 — для Северной Америки, 2 — Европы, 3 — Южной Америки, 4 — Африки, 5 — современные; 6, 7 — общая кривая, может быть проведена через эти полюсы, начиная с триасового периода к более древним (6 — для Лавразии, 7 — для Гондваны); 8 — мезозойский и третичный этапы дрейфа (для послетриасового времени). Реальность расхождения кривых для Лавразии и Гондваны не доказана; группы полюсов раннего палеозоя подразделяются на участки 1, 2 и 3; группа, расположенная в Южной Африке, имеет, вероятно, силурийский, а не позднедевонский (показанный на схеме) возраст.



Если принимать во внимание положение североамериканского и европейского палеомагнитных полюсов (рис. 130), то создается впечатление, что от кембрийского до триасового времени вся суша на земном шаре представляла собой единый материк, фигурирующий в литературе по континентальному дрейфу под названием Пангея.

Палеомагнитные данные не исключают возможности взаимного относительного смещения отдельных частей этого сверхматерика на величину порядка $10-20^\circ$ [37], что открывает желанный простор для геологов, объясняющих последовательность некоторых дотриасовых формаций на окраинах докембрийских ядер как результат поддвижения вдоль древних островных дуг [39]. Например, чтобы на этой основе объяснить геологическое строение палеозоя восточной части Северной Америки, приходится допустить существование прото-Атлантического океана.

Однако относительные перемещения континентальных масс, если они и совершались, не приводили к распаду единой массы континента и были

во много раз менее заметными, чем дрейф Пангеи в целом; это подтверждается тесным группированием континентальных ядер с возрастом более 1700 млн. лет при реконструкции Пангеи (рис. 131). По причине, которая пока ос-

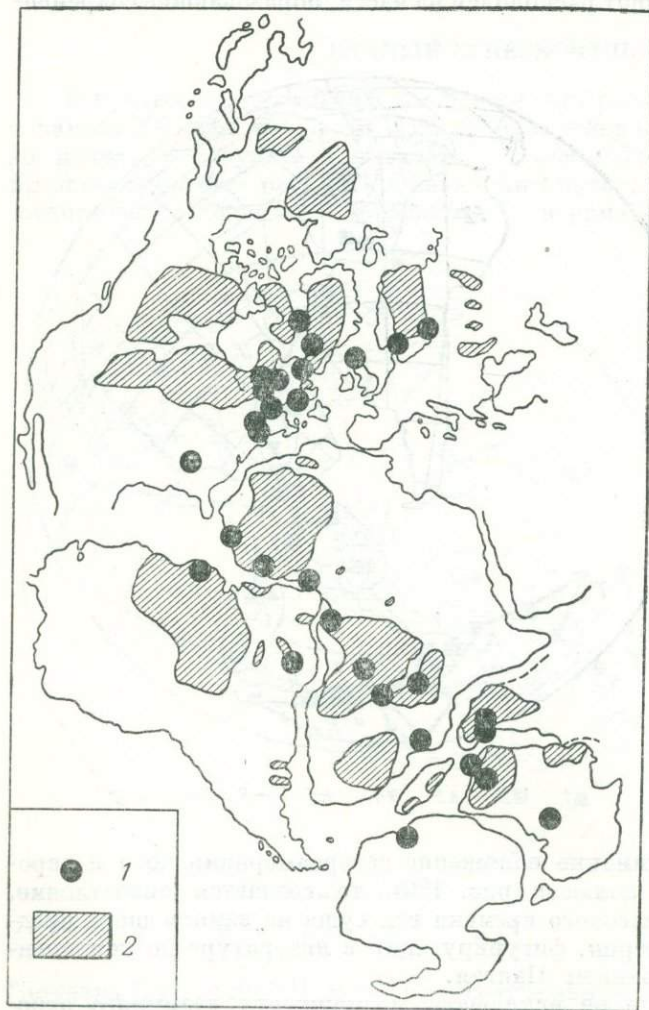


Рис. 131. Схема реконструкции Пангеи [74].

1 — главные районы обнажений пород глубинных фаций; 2 — выходы докембрийских пород, возраст которых превышает 1700 млн. лет.

тается неясной, еще лучшее соответствие обнаруживается в расположении основных мест выхода гранулитов, в том числе пород эклогитовой фации.

Мы располагаем, таким образом, убедительными доказательствами, что 200 млн. лет назад вся суша на нашей планете дрейфовала как единый массив, который впоследствии раскололся на известные нам континенты. Уникальность этого явления могла бы служить отправной точкой для теоретических представлений о механизме движения плит.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

ОТ ИСЛАНДИИ ДО ХРЕБТА ГАККЕЛЯ *

К северу от Исландии Срединно-Атлантический хребет соединяется с хр. Гаккеля, расположенным в пределах Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, через промежуточные хребты и зоны разломов в Норвежско-Гренландском бассейне, оконтуренные по эпицентрам землетрясений и батиметрическим данным (рис. 132). Хребет Гаккеля упирается в континентальный шельф моря Лаптевых на 78° с. ш. и 130° в. д. От этой точки эпицентры становятся редкими и разбросанными, поэтому приходится предположить, что граница между Евразийской и Американской плитами на материке проходит через Верхоянский хребет в район тройного соединения с Тихоокеанской плитой вблизи основания Камчатского полуострова.

В Норвежско-Гренландском бассейне линейные магнитные аномалии располагаются параллельно хребтам Исландскому и Мона. Основная особенность этого района состоит в том, что отдельные хребты не всегда параллельны друг другу и не везде перпендикулярны к зонам разломов**. Магнитные профили, пересекающие Исландский хребет, показаны на рис. 133; нижний профиль достаточно хорошо коррелируется со стандартной моделью.

О. Эйвери с соавторами [13] выполнили предварительную идентификацию аномалий (вплоть до 24, возраст 60 млн. лет), расположенных к юго-востоку от хр. Мона (рис. 134). Если их интерпретация верна, то скорость разрастания между аномалиями 24 и 20 оказывается втрое выше, чем между аномалией 20 и гребнем хребта. К югу от Ян-Майенской зоны разломов, между Ян-Майенским хребтом и побережьем Норвегии обнаружена еще одна группа линейных магнитных аномалий (рис. 135). Приняв во внимание их симметрию и ширину Норвежско-Гренландского бассейна, П. Фогт и его соавторы [159] предположили, что эта структура поля возникла на раннем этапе разрастания, завершившемся приблизительно 46 млн. лет назад во время возникновения аномалии 18. Гораздо позднее разрастание возобновилось от Исландского хребта. Далее к северу хр. Мона постоянно сохранял свое первоначальное место, чем и обуславливается его срединное положение между Гренландским и Норвежским шельфами. Таким образом, Норвежско-Гренландский бассейн является областью эпизодического или неравномерного разрастания океанического дна.

* В оригинале — хр. Нансена. — *Прим. ред.*

** Судя по данным систематических гидромагнитных съемок, выполненных советскими исследователями, косое разрастание в Норвежско-Гренландском бассейне, по всей вероятности, отсутствует [256, 317]. — *Прим. ред.*



Рис. 132. Геоморфологическая схема глубоководного ложа Северного Ледовитого океана [160].

Треугольниками показаны эпицентры землетрясений.
 Хребты: I — Менделеева — Альфа, II — Ломоносова, III — срединно-океанический Гаккеля, IV — Мона, V — Исландский, VI — Ян-Майенский, VII — неактивный; плато: VIII — Ермака, IX — Воринг; X — поднятие Фоколл; зоны разломов: XI — Шницбергенская, XII — Ян-Майенская.

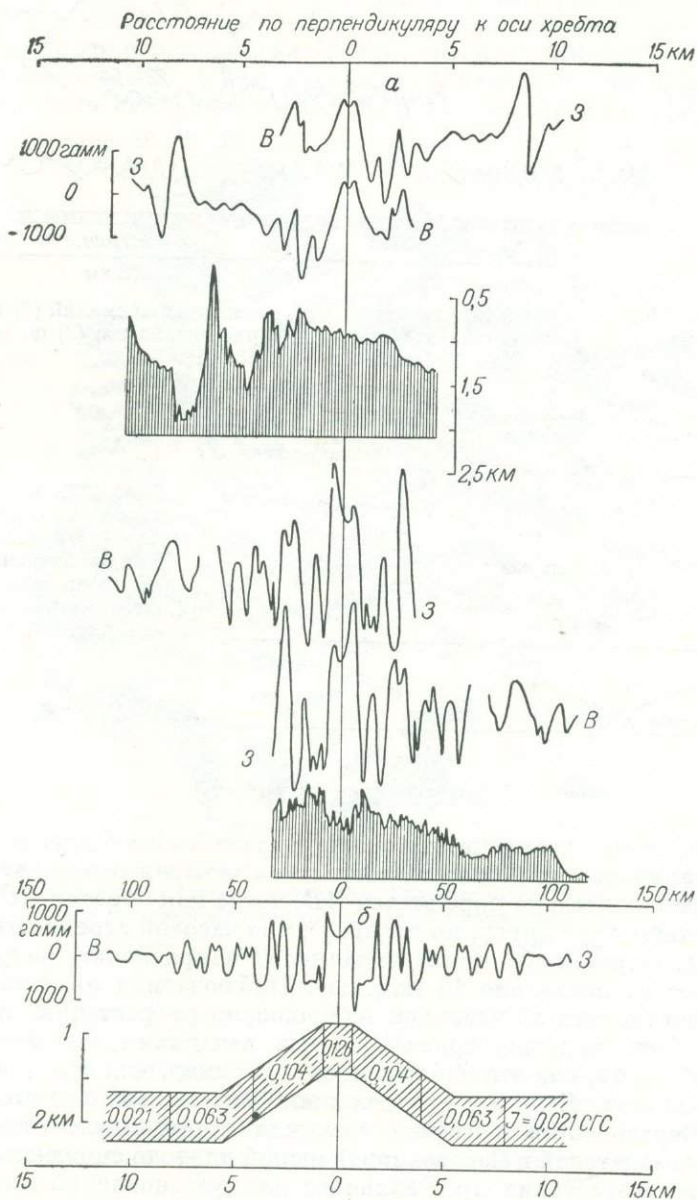


Рис. 133. Магнитные аномалии и батиметрические профили [160а].
 а — наблюдаемые; б — рассчитанный по стандартной хронологической шкале инверсий геомагнитного поля [71] для модели разрастания океанического дна со скоростью 1 см/год на Исландском хребте.

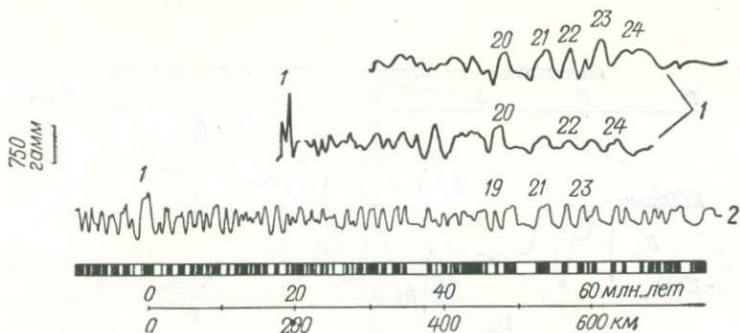


Рис. 134. Сопоставление наблюдаемых магнитных аномалий (1) на профилях, пересекающих хребт Мона, с рассчитанными (2) по модели Хейрцлера и др. [13, 71].

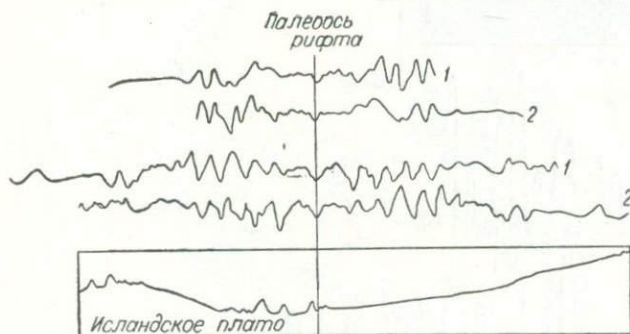


Рис. 135. Переинтерпретация наблюдаемых профилей (1) и их зеркальных изображений (2) [13] по концепции утратившего активность хребта (см. рис. 132, VII) [160a].

ХРЕБЕТ ГАККЕЛЯ

Показанная на аэромагнитной карте Евразийского бассейна* (рис. 136) осевая аномалия над хр. Гаккеля состоит из четырех отрезков; из них отрезок *CD* приблизительно параллелен *AB*, тогда как отрезки *BC* и *DE* хотя и непараллельны друг другу, но повернуты по часовой стрелке относительно двух первых. Отрезок *BC* почти параллелен направлению разрастания на хр. Рейкьянес за последние 10 млн. лет. Наблюдаемая ориентация хребта не дает представления об истинном направлении разрастания, так как хребет должен быть нарушен трансформными разломами, неусматриваемыми на магнитной карте, как это наблюдалось, например, для срединных хребтов Индийского океана. Если мы предположим, однако, что система магнитных аномалий Евразийского бассейна возникла в результате относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит, то сможем использовать датированное разрастание хр. Рейкьянес для установления скорости разрастания на хр. Гаккеля.

* Значительно более полные результаты интерпретации магнитных аномалий Евразийского бассейна приводятся в работах [208, 209, 241, 244, 246]. — Прим. ред.

Удвоенная скорость разрастания на хр. Рейкьянес за последние 60 млн. лет составляет около 2 см/год. Полная ширина структуры линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне приблизительно равна $5,5^\circ$, или 610 км. Разделив это расстояние на 60 млн. лет, получим скорость 1,1 см/год. Соотношение скоростей 2 : 1,1 должно было бы равняться отношению синусов расстояний хребтов Рейкьянес и Гаккеля до центра вращения Североамери-

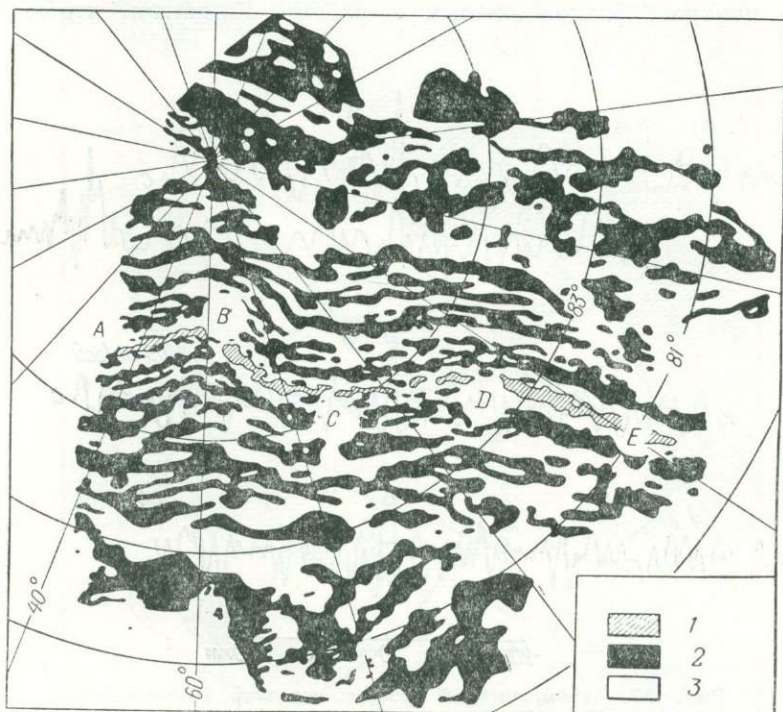


Рис. 136. Аэромагнитная карта аномалий Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана в районе хр. Гаккеля (аномалии к стандартной геохронологической шкале не привязаны) [3].

Аномалии: 1 — осевая; 2 — $\Delta T_a > 0$; 3 — $\Delta T_a < 0$.

канской и Евразийской плит; действительно, получается именно такое соотношение, поскольку эти расстояния составляют 60 и 30° соответственно. Представляется вероятным, что разрастание Евразийского бассейна происходило в течение последних 60 млн. лет с незначительной скоростью — 0,55 см/год. Магнитные аномалии, связанные с хр. Гаккеля, не поддаются идентификации на основе стандартной геохронологической шкалы*, хотя

* Датировка аномалий в Евразийском бассейне позволила определить возраст (около 60 млн. лет), направление и скорость раскрытия бассейна на разных этапах его истории; современная скорость разрастания меняется в пределах бассейна от 0,7 до 0,2 см/год в направлении моря Лаптевых [246]. — Прим. ред.

П. Фогт и его соавторы [159] пытались опознавать их по профилю неизвестного местонахождения, представленному в работе А. И. Рассохо и др. [4] (рис. 137). Модельный профиль содержит значительно больше деталей по сравнению с наблюдаемыми, даже с учетом того, что скорость разрастания модели почти вдвое превосходит вычисленную.

Если повернуть Евразийскую плиту против часовой стрелки относительно центров, расположенных в районе Камчатки, чтобы закрыть

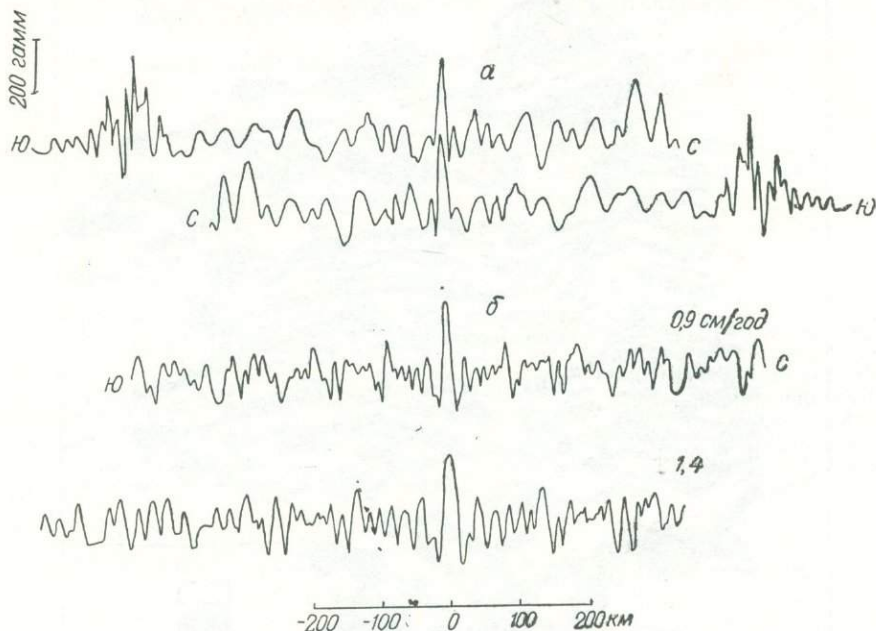


Рис. 137. Аэромагнитный профиль через хр. Гаккеля [4].

a — наблюдаемый (прямой и обратный); *b* — расчетный (глубина до модели 5 км, мощность 1,7 км, $J = 0,0022$ СГС, в осевом блоке $J = 0,01$ СГС) [160a].

Евразийский бассейн, то асейсмичный хр. Ломоносова хорошо причленится к континентальному шельфу Евразии. У. Питмен и М. Тальвани [121] рассматривают хр. Ломоносова (см. рис. 132) как часть шельфа, оторвавшуюся от континента под воздействием разрастания на хр. Гаккеля (рис. 138), которое началось 63 млн. лет назад и продолжается до наших дней. Очевидно, формирование Норвежско-Гренландского бассейна происходило одновременно с разрастанием Евразийского. Геологические данные, указанные У. Питменом и М. Тальвани [121], наводят на мысль, что относительное перемещение Евразийской и Североамериканской плит до позднемолового времени обусловило сжатие в Арктике и Беринговом море. Однако неактивный хр. Менделеева — Альфа (см. рис. 132) сопровождается магнитными аномалиями [111], спрединговое происхождение которых представляется очевидным, хотя их и не удалось опознать и датировать.

По этим данным П. Фогт и Н. Остенсо [159] предположили, что разрастание на хр. Менделеева — Альфа началось 60—40 млн. лет назад, а на

хр. Гаккеля — 40 млн. лет назад. Это не исключает возможности сжатия в Арктике во время до 60 млн. лет назад. Однако если хр. Менделеева — Альфа сформировался в процессе разрастания океанического дна, завершившегося 40 или 60 млн. лет назад, то после этого он успел бы остыть и погрузиться; его современную высоту, характеризующую отметками глубин менее

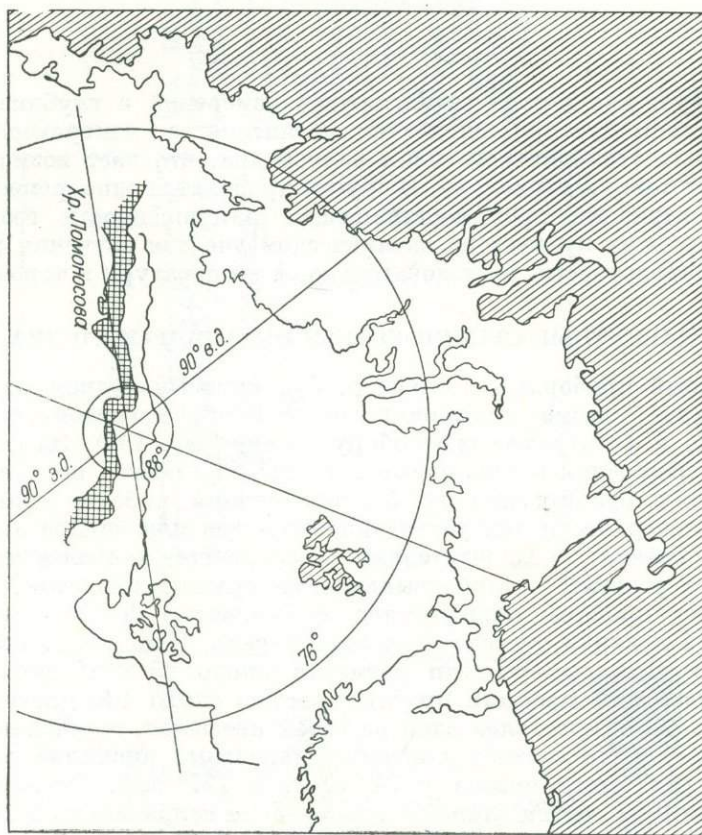


Рис. 138. Реконструкция додрейфового положения хр. Ломоносова и евразийского континентального шельфа (параметры вращений см. в табл. 3) [121].

2 км, нельзя объяснить простым механизмом, который описан в гл. 10. Это противоречие можно было бы устранить, предположив, что хребты Менделеева — Альфа и Гаккеля разрастались либо одновременно, либо неоднократно друг за другом, причем в настоящее время хр. Менделеева — Альфа находится в состоянии покоя. Тогда мы должны были бы допустить существование между хребтами Менделеева — Альфа и Гаккеля небольшой обособленной плиты, остальные границы которой, возможно, будут установлены при дальнейших исследованиях.

ИЗМЕРЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ И ВБЛИЗИ НЕГО

Существует два метода геомагнитных измерений в глубинах океанов. В одном судном буксируется датчик магнитометра, измеряющего полную напряженность геомагнитного поля вблизи дна, что дает возможность исследовать его тонкую структуру. В другом проводится одновременная запись временных вариаций трех составляющих напряженности геомагнитного поля в нескольких пунктах на океаническом дне для изучения распределения электропроводности, а следовательно, и температуры в породах мантии.

МАГНИТНЫЕ СЪЕМКИ ВБЛИЗИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Придонный приборный контейнер, буксируемый судном со скоростью около 2 узлов, кроме протонно-прецессионного магнитометра содержит акустическое и фотографическое оборудование (рис. 139). Электропитание, результаты измерений и командные сигналы передаются по одножильному коаксиальному бронированному буксировочному кабелю длиной 10 км. Обычно на поверхности дна устанавливается три или четыре акустических передатчика (маяка), предпочтительно вблизи вершин наиболее возвышенных мест донного рельефа, которые выявляются судовым эхолотом. Положение буксируемого прибора определяется с точностью 5—20 м посредством акустической локации относительно этих маяков. Площадные геомагнитные измерения охватывают участки размером около 15×15 морских миль; наблюдаются также профили протяженностью около 100 морских миль.

На рис. 140 представлен один из таких профилей, пересекающий в широтном направлении систему линейных магнитных аномалий в северо-восточной части Тихого океана у 34° с. ш. и 127° з. д. Острые аномалии с амплитудой 1000 гамм и длиной волны 3—4 км наложены на более широкие аномалии. На поверхности океана удается измерить только эти широкие аномалии. То же самое можно сказать о профилях, представленных на рис. 141, которые проложены на 9° восточнее. Эти профили позволяют судить о межмаршрутной корреляции аномального поля при донных измерениях.

Основываясь на подобных примерах, Ф. Спиз и Ж. Мади [137] пришли к выводу, что элементы тонкой структуры магнитного поля и рельефа дна имеют тенденцию ориентироваться параллельно линейным магнитным аномалиям, наблюдаемым на поверхности океана. Соотношение между донным рельефом и магнитными аномалиями должно более четко проявиться на гребнях хребтов, где осадконакопление не маскирует коренного рельефа дна океана. Однако судя по профилям на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в устье Калифорнийского залива (рис. 142) и на хр. Горда (рис. 143) очевидного соответствия между рельефом океанического дна и придонными

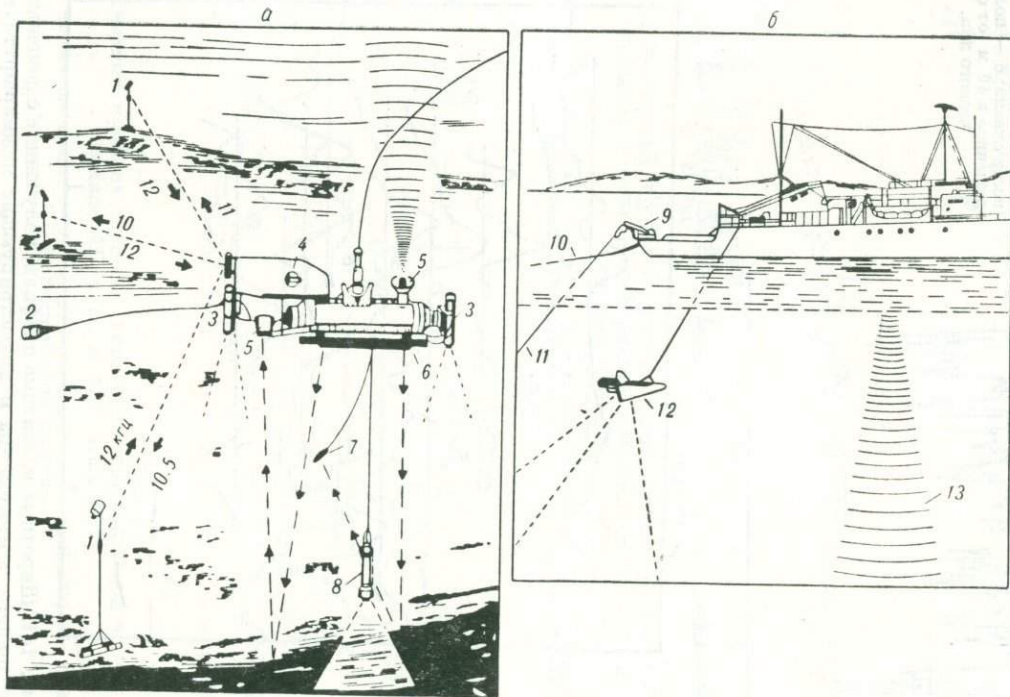


Рис. 139. Глубоководный буксируемый прибор (а) и оборудование судна (б) [137].

1 — акустический передатчик (частота указана в килгерцах); 2 — магнитометр; 3 — фотокамера; 4 — акустический измеритель скорости; 5 — эхолот (направленный вверх и вниз); 6 — сонар бокового обзора; 7 — геоакустический прибор 3,5 кгц; 8 — стробоскопический осветитель; 9 — лебедка придонного прибора; 10 — кабель гидромагнитометра и пневмопушки; 11 — бронированный буксирочный кабель; 12 — системы связи судна с донным приемопередатчиком; 13 — сигнал бортового эхолота.

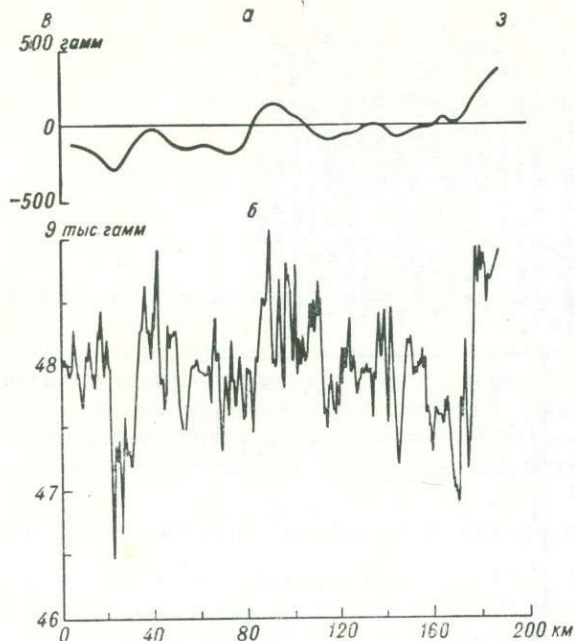


Рис. 140. Широтный магнитометрический профиль вблизи 34° с. ш. и 127° з. д. [137].

a' — аномалии на поверхности океана; b — поле, наблюденное в 40 м от океанического дна.

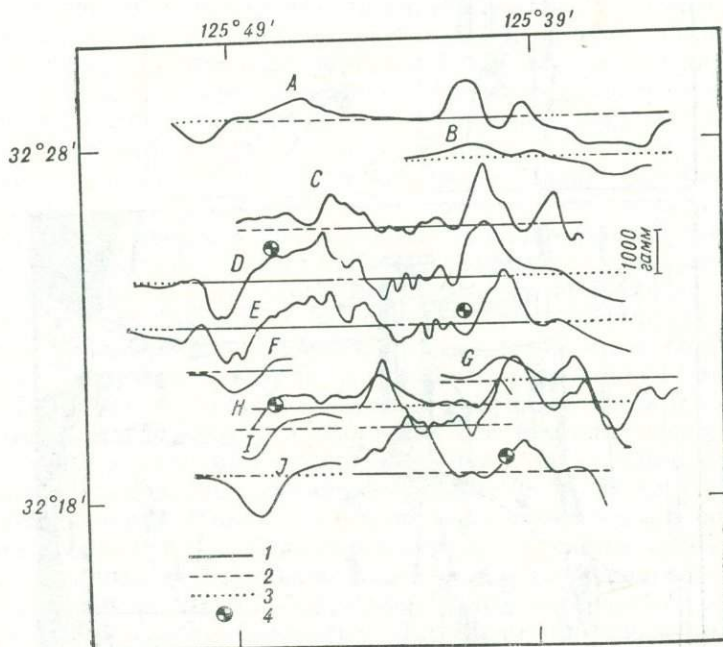


Рис. 141. Широтные магнитные профили, полученные с помощью придонного магнитометра и иллюстрирующие межмаршрутную корреляцию аномалий [137].

Высота прибора над поверхностью дна, м: 1 — 0—200, 2 — 200—550, 3 — > 550; 4 — приемопередатчик.

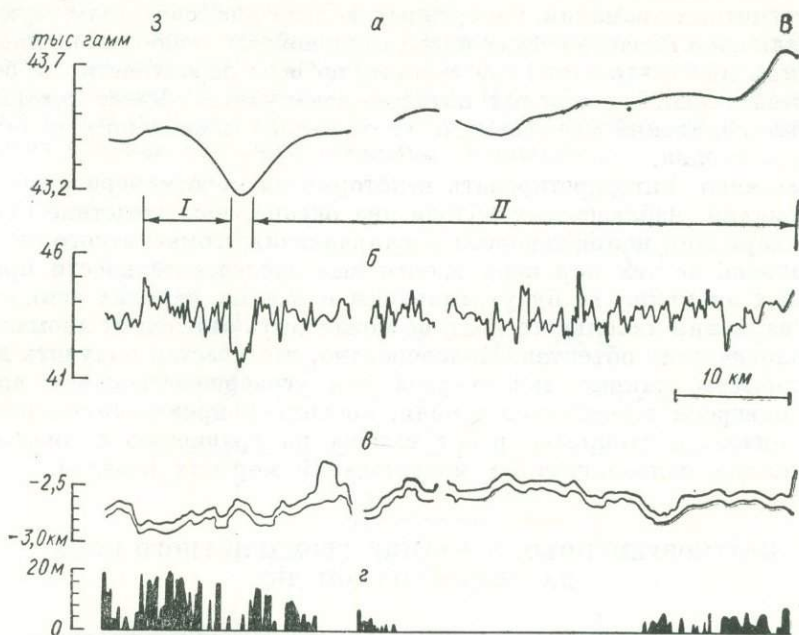


Рис. 142. Магнитный профиль, пересекающий гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия в устье Калифорнийского залива на 21° с. ш. и 109° з. д. (см. рис. 100) [88].

Наблюдения: а — на поверхности моря (I — эпизод Харамилло, II — осевая аномалия), б — придонные; в — батиметрический профиль и траектория прибора; г — рельеф осадочного чехла.

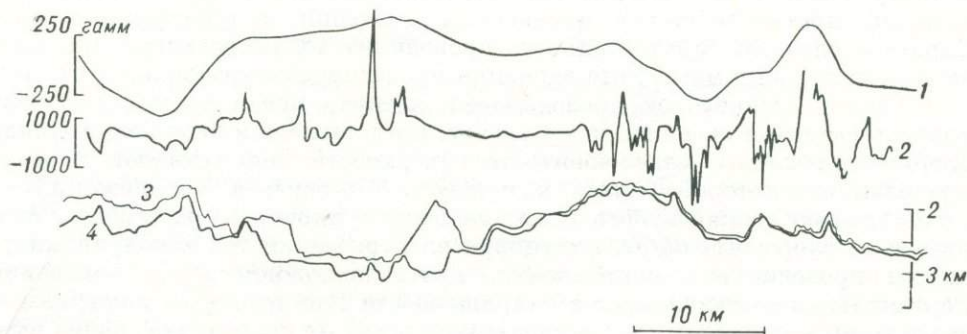


Рис. 143. Магнитный профиль через хр. Горда в северо-восточной части Тихого океана вблизи 41° с. ш. и 127° з. д. [137].

Напряженность магнитного поля: 1 — на поверхности океана, 2 — около дна; 3 — траектория прибора; 4 — батиметрический профиль.

магнитными аномалиями не наблюдается. Амплитуда и горизонтальный градиент магнитных аномалий, измеренных вблизи дна, свидетельствуют о том, что кровля слоя намагниченных пород расположена непосредственно под поверхностью дна и что этот слой состоит, по всей вероятности, из большого количества отдельных лавовых потоков, совокупный эффект которых обуславливает появление сглаженного аномального магнитного поля на поверхности океана.

Заманчиво интерпретировать некоторые из короткопериодных магнитных аномалий, наблюдаемых вблизи дна океана, как следствие кратковременных вариаций напряженности и направления геомагнитного дипольного поля, однако до тех пор пока идентичные последовательности придонных магнитных аномалий не будут выявлены в разных районах земного шара, эффект вариаций дипольного поля не может быть отделен от аномалий местных геологических объектов. Маловероятно, что удастся получить достаточное количество данных такого рода для усовершенствования временной шкалы инверсий геомагнитного поля, поскольку производительность этого метода низка, а стоимость работ высока по сравнению с аналогичными показателями палеомагнитных исследований морских осадков.

КРАТКОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ОКЕАНИЧЕСКОМ ДНЕ

Электропроводность пород резко (на два порядка) увеличивается при достижении температуры 920°C [8]. Подъем геотерм по мере приближения к разрастающемуся хребту вызывает латеральное изменение электропроводности. Это явление можно воспроизвести на примере суммарного эффекта горизонтального проводника и однородной проводящей оболочки, которая сама по себе не может стать источником аномалии. При изменении компоненты горизонтальной составляющей геомагнитного поля, перпендикулярной к этому дополнительному проводнику, в нем возникает электрический ток, который противодействует изменениям значений индуцирующего поля. Справа и слева от горизонтального проводника индуцированный ток вызывает вертикальные магнитные вариации противоположного знака (рис. 144).

Область бесконечной проводимости, которая могла бы соответствовать разрастающемуся океаническому хребту, представлена в виде полужилиндра бесконечной длины, отделенного от поверхности дна холодной породой, проводимость которой близка к нулевой. Компонента b горизонтальной составляющей геомагнитного поля, перпендикулярная к оси хребта, изменяется со скоростью db/dt , индуцируя электрический ток в полужилиндрическом проводнике в направлении, противоположном этому изменению. Вертикальная составляющая z напряженности геомагнитного поля, созданная индуцированным током, отрицательна слева от проводника, равна нулю непосредственно над проводником и положительна справа от него. Вариация компоненты z , обусловленная вариацией компоненты b , имеет противоположные фазы по разные стороны от проводника. Горизонтальным полем индуцированного тока наблюдаемое горизонтальное поле в пункте 2 уменьшается сильнее, чем в пунктах 1 и 3. Т. Рикитаке [128] дал исчерпывающий

обзор ряда подобных аномалий, обнаруженных в разных районах на суше, одна из них представлена на рис. 145.

Вблизи границ континентов электропроводность океанической воды вызывает сильную аномалию временных вариаций геомагнитного поля, получившую название «береговой эффект». Из-за этого данные обсерваторий, расположенных по берегам океанов, не могут быть использованы при морских магнитных съемках для учета временных вариаций.

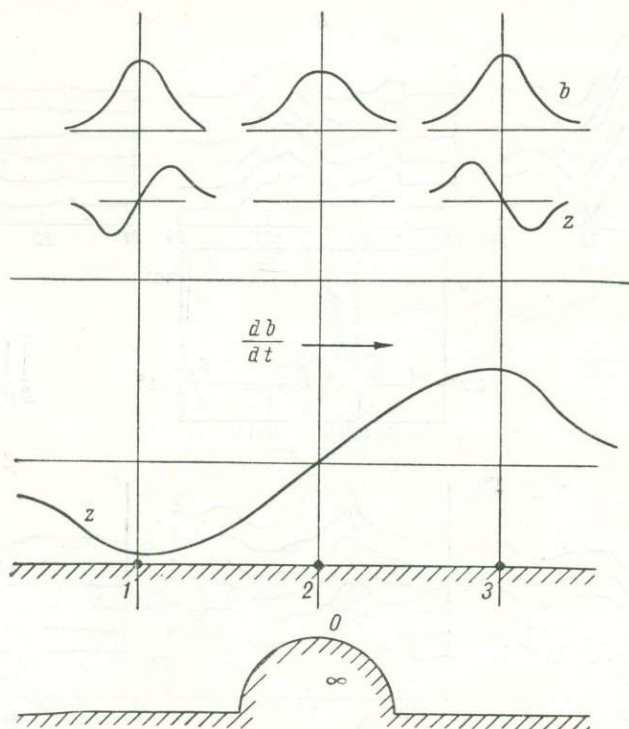


Рис. 144. Обнаружение локального подъема геотерм путем изучения временных вариаций геомагнитного поля.

Присутствие аномального горизонтального линейного проводника легче всего обнаруживается по отношению вертикальной вариации к той компоненте вариации в горизонтальной плоскости, которая лучше коррелируется с вертикальной вариацией. Это отношение изображают в виде вектора, параллельного горизонтальной компоненте, и часто называют его «вектор Паркинсона» [117]. Вектор направлен в сторону проводящего тела, а при береговом эффекте — в сторону океана. Расчеты выполняются для вариаций с периодом от 15 мин до одних суток.

Эффект подъема геотерм от континента к океану направлен так же, как и береговой эффект, поэтому их трудно разделить. Чтобы оценить вклад проводимости пород мантии, Э. Буллард и Р. Паркер [20] предложили метод разложения магнитных эффектов, обусловленных реальной моделью

Мирового океана, на первые несколько гармоник суточной вариации путем вычитания расчетных вариаций из наблюдаемых. На побережье Перу М. Касаверде с сотрудниками [25] и М. Ричардс [125] выявили небольшие по модулю векторы Паркинсона, направленные в сторону континента и указывающие на подъем геотерм под Андами, что нейтрализует эффект проводимости воды и вещества мантии Тихого океана и даже превосходит их совокупное действие. В настоящее время такие локальные различия берегового

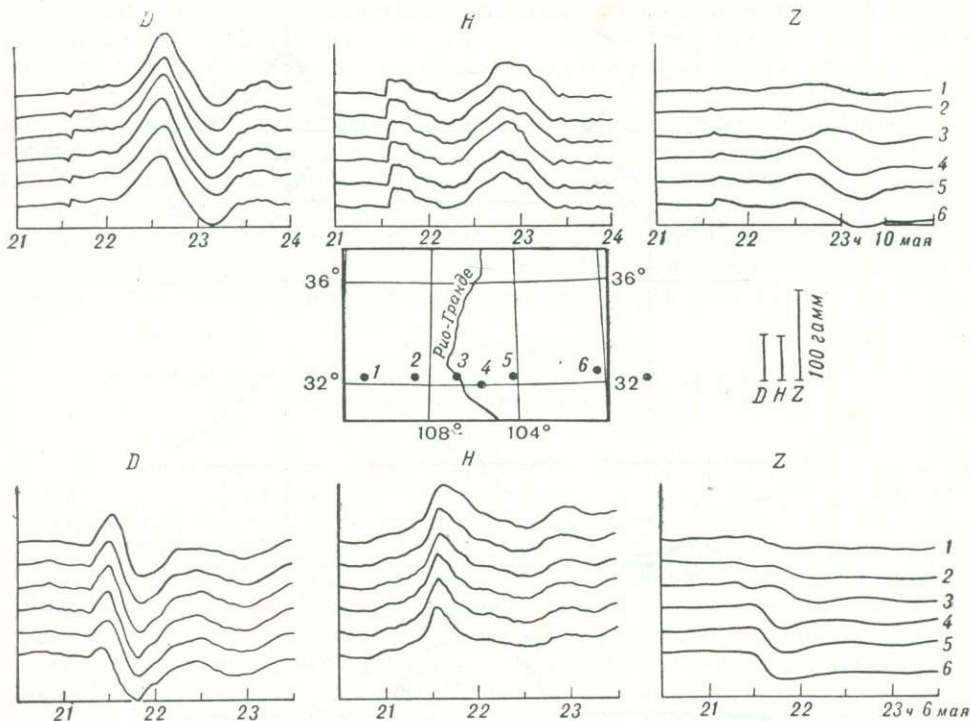


Рис. 145. Возмущения, записанные на профиле Тусон — Суитутер (1—6) [131].

эффекта являются единственным надежным свидетельством того, что электропроводность, а следовательно, и температура мантии при пересечении окраин континентов могут изменяться по-разному в разных местах.

Временные магнитные обсерватории создавались и экспериментально функционировали с 1965 г. вблизи Калифорнийского побережья [36]. Это позволило расширить предпринятое Э. Шмукером [131] и А. Уайтом [169] глубинные геомагнитные зондирования в океане. Запись небольшой полярной бури, проведенная на океаническом дне, представлена на рис. 29. Векторы Паркинсона (рис. 146) оказываются направленными перпендикулярно к границе океана, но указывают на присутствие проводящего материала в основании Калифорнийского залива. Этим материалом не могут быть ни воды мелководья, ни донные осадки, поскольку они изолированы как от океана, так и от проводящей мантии холодной непроводящей породой.

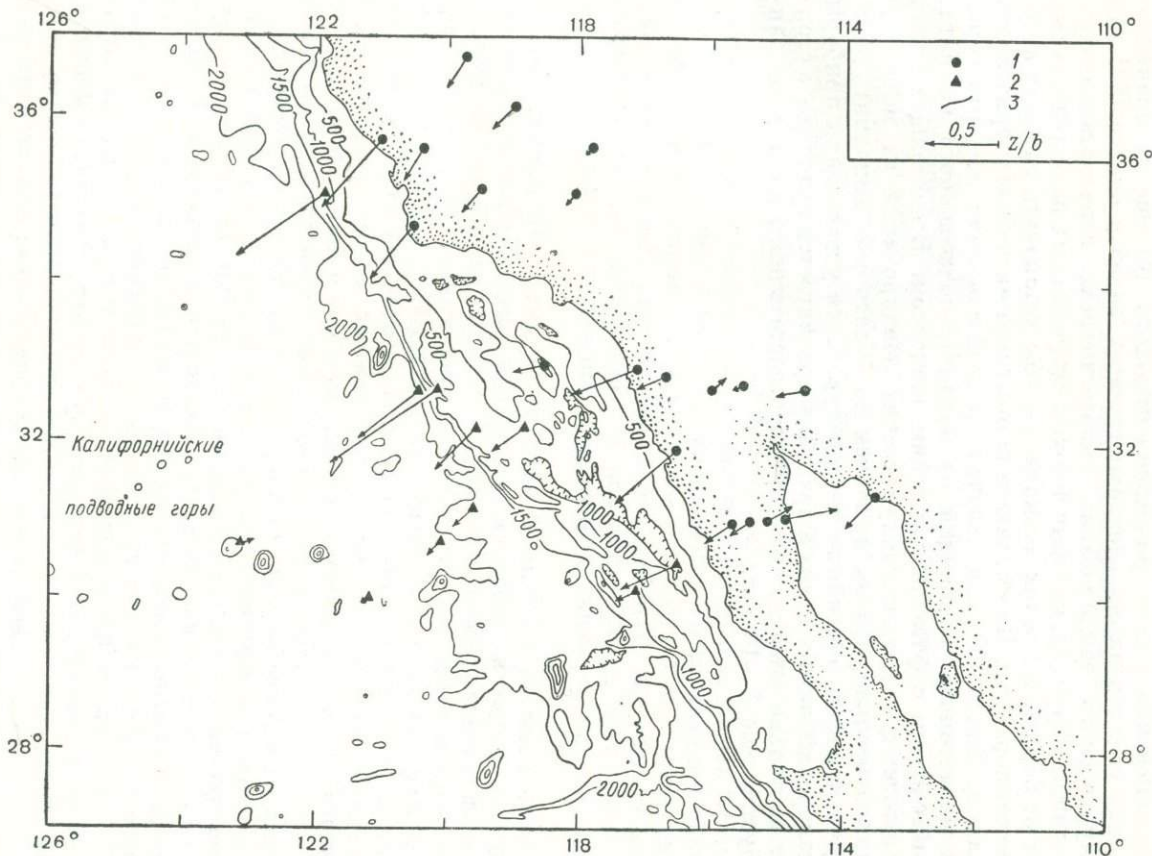


Рис. 146. Векторы Паркинсона вдоль юго-западного побережья Северной Америки для временных вариаций геомагнитного поля с периодом 1 ч [61, 169].

Магнитометрические станции: 1 — наземные, 2 — донные; 3 — изобаты (в фатомках); вектор z/b параллелен горизонтальной составляющей вариации и ориентирован в направлении тела с повышенной проводимостью.

Проводимость приписывается отрезку разрастающегося хребта, электрически связанному с горячим и поэтому проводящим мантийным веществом.

Можно было бы использовать наблюдения временных магнитных обсерваторий, расположенных на океаническом дне (хотя это еще не практиковалось), наряду с измерениями электромагнитных полей в океане [53] для магнитотеллурического зондирования гипотетических горизонтально-слоистых проводящих структур, которые должны существовать на значительных расстояниях от берега, и прочих аномалий, чтобы установить глубину астеносферы и ее температуру. При проведении опытного магнитотеллурического зондирования Д. Филло [52] использовал простой однокомпонентный горизонтальный магнитометр, состоящий из магнита, подвешенного на нити, и оптической системы с фотоэлектрическим элементом. В настоящее время число геомагнитных и магнитотеллурических зондирований на море еще настолько незначительно, что мы не можем позволить себе выполнить даже ориентировочный расчет мантийных температур. Хотя уже созданы приборы для таких измерений, внедрение их в практику продвигается медленно, а стоимость работ настолько высока, что для сбора достаточного количества данных потребуется еще 5—10 лет.

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ
БУДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Открытие разрастания океанического дна и выдвигание связанной с ним теории тектоники плит можно считать большими достижениями новейшей глобальной геологии. Магнитные аномалии были закартированы на всех ключевых площадях Мирового океана. По этим данным, равно как и на основании результатов палеомагнитных исследований, удалось осуществить палеогеографические реконструкции континентов вплоть до триасового периода (200 млн. лет назад). Можно заняться поисками остатков более древнего океанического дна, которые не были поглощены желобами. Следует приложить больше усилий, чтобы связать последовательность Китли юрского возраста в Атлантике с магнитными аномалиями в западной части Тихого океана, возраст которых не установлен [69, 161]. Такие попытки пока что не дали убедительных результатов. В тех районах, где возраст дна древнее поздне мелового, должны оказаться полезными более детальные палеомагнитные исследования подводных гор, направленные на определение их возраста.

Дополнительные магнитные съемки на море, а также, возможно, более детальные палеомагнитные измерения инверсий в керне глубоководных скважин могли бы подтвердить глобальное возобновление формирования коррелируемых магнитных аномалий 80 млн. лет назад и прекращение их формирования в последовательности Китли 130 млн. лет назад. Так как теперь мы располагаем возможностями повторного бурения скважин, следует продолжить его, чтобы достичь пород кристаллического фундамента. От того, насколько полные колонки удастся извлечь, зависит получение ценных данных по хронологии инверсий геомагнитного поля.

Фестончатая конфигурация островных дуг, обращенных выпуклостью к поддвигающейся плите, а также другие геоморфологические и петрологические данные [81, 82] наводят на мысль, что некоторые окраинные моря расширяются, отодвигая островные дуги и связанные с ними желоба в сторону океана. Магма, возникшая в результате трения подвигающейся плиты, питает андезитовые вулканы островной дуги (см. рис. 65), но чтобы объяснить и высокий тепловой поток в Охотском и Японском морях [172, 173], необходимо допустить, что ко дну этих морей поднимаются огромные количества расплавленного базальта [68]. Для него не нашлось бы места, если бы не происходило разрастание океанического дна.

Такое разрастание может объяснить конфигурацию западной части Алеутского желоба, которая ориентирована параллельно движению Тихоокеанской плиты, а также желоба Пуэрто-Рико, простирающегося параллельно направлению разрастания океанического дна в Атлантике. Магнитные аномалии Японского моря не способствуют разрешению этой общей

проблемы, но магнитные съемки в Южно-Фиджийской котловине указывают на присутствие аномалий, характерных для разрастания океанического дна, между островами Тонга и хр. Лау. Предполагается, что такая же ситуация имеет место в Филиппинском море, где по геологическим данным подтверждается наличие центра разрастания на вогнутой стороне островной дуги, связанной с быстрой субдукцией [82]. Возможно, некоторая информация о том, какие именно силы способствуют разрастанию и субдукции, могут быть получены в результате детальных магнитных съемок в подобных сложных районах.

Можно ожидать, что при будущем развитии теории тектоники плит отсутствие противоречивых экспериментальных фактов окажется помехой на пути прогресса. Маловероятно, чтобы дополнительные геомагнитные измерения на море существенно изменили основные установки этой теории, хотя такие исследования и дают представление о некоторых деталях движения малых плит, связанных с короткими осями разрастания, подобными Галапагосскому рифту, расположенному на 1° с. ш. между 86° и 92° з. д. [123].

Пересмотр геологии континентов с точки зрения теории тектоники плит может быть плодотворным [39, 40]. Но не приходится ожидать многого от изучения магнитных аномалий на суше, поскольку они сложнее линейных морских аномалий и не поддаются столь же однозначной интерпретации. Что же касается вклада геомагнетизма в разрешение проблем палеогеографии, то здесь, по-видимому, основное значение будут иметь палеомагнитные исследования на континентах и в меньшей степени — на океанах.

МЕЖДУНАРОДНОЕ ГЕОМАГНИТНОЕ НОРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ *
(Вторая комиссия МАГА ** [75])

Чтобы найти магнитную аномалию, необходимо из наблюдаемых величин вычлесть сглаженное геомагнитное поле, получившее наименование нормального. Для учета вековых вариаций нормальное поле должно быть приведено к некоторой стандартной дате, называемой эпохой, например к эпохе 1965. Внутреннее магнитное поле Земли дается относительно геоцентрических сферических координат: ко-широты*** θ , измеренной от Северного полюса, и долготы λ , отсчитанной к востоку от Гринвича. Радиус a опорной сферы, представляющей собой Землю, равен 6371,2 км. Магнитный потенциал Земли выражается в виде сферического гармонического ряда

$$U = a \sum_{n=1}^8 \sum_{m=0}^n (a/r)^{n+1} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta),$$

где r — расстояние от центра опорной сферы до точки, где наблюдается поле, точка может располагаться на земной поверхности или над ней; g_n^m и h_n^m — квазинормированные гармонические коэффициенты Шмидта [26, с. 610—612], число которых равно 80 при $n = m = 8$; $P_n^m(\cos \theta)$ — присоединенная функция Лежандра степени n и порядка m , которая, если обозначить $\cos \theta = \mu$, может быть записана в следующем виде:

$$P_n^m(\mu) = \frac{1}{2^n n!} \left[\frac{\varepsilon_m (n-m)! (1-\mu^2)^m}{(n+m)!} \right]^{1/2} \frac{d^{m+n}(\mu^2-1)^n}{d\mu^{m+n}};$$

$\varepsilon_m = 1$ при $m=0$; $\varepsilon_m = 2$ при $m \geq 1$.

Компонентами напряженности геомагнитного поля являются

$$X = \frac{1}{2} \cdot \frac{\partial U}{\partial \theta}; \quad Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \cdot \frac{\partial U}{\partial \lambda}; \quad Z = \frac{\partial U}{\partial r}.$$

Модуль напряженности T , который количественно измерен магнитометром полной напряженности, вычисляется по формуле

$$T = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}.$$

Если для опорной эпохи $t_0 = 1965$ значение гармонического коэффициента равно $g_n^m(t_0)$, то для времени t

$$g_n^m(t) = g_n^m(t_0) + g_n^m(t-t_0).$$

Значения полной напряженности геомагнитного поля в узлах координатной сетки для каждых двух градусов сведены в таблицы Е. Фабиано и Н. Педди [51], ими составлена также программа на «Фортране» для вычисления элементов геомагнитного поля и скоростей их изменения.

* Международное аналитическое поле (МАП). — Прим. ред.

** Международная ассоциация геомагнетизма и аэронавтики. — Прим. ред.

*** Угол между вертикалью места наблюдения и осью вращения Земли. — Прим. ред.

РАСЧЕТ ПОЛНОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
НА ПРОФИЛЕ, ПЕРПЕНДИКУЛЯРНОМ К ОСИ МОДЕЛИ ХРЕБТА

Современный способ расчета полной напряженности геомагнитного поля для двумерной полосовой модели, приспособленный к цифровым ЭВМ, был опубликован М. Тальвани и Дж. Хейрцлером [143]. Большинство модельных аномалий разрастания океанического дна, представленных в данной книге, рассчитано этим способом.

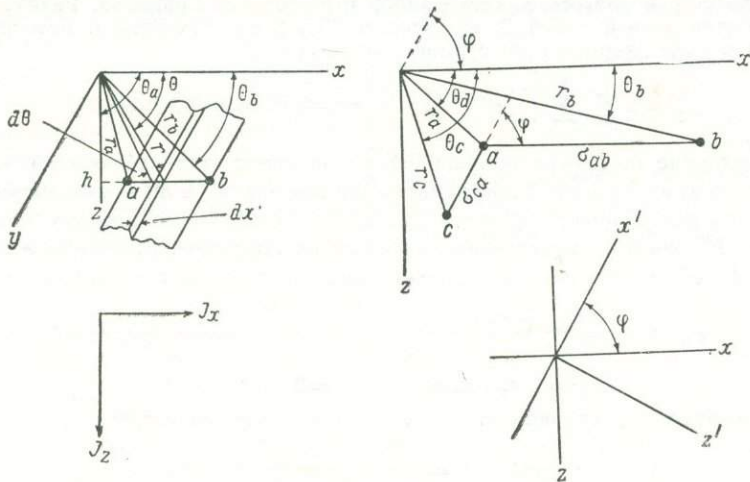


Рис. 1. Геометрические построения, используемые для вычисления напряженности геомагнитного поля, вызванного горизонтально и наклонно намагниченными плоскостями, бесконечными в направлении оси y .

Модель океанического дна состоит из бесконечных полос, параллельных хребту и намагниченных параллельно или антипараллельно дипольной части геомагнитного поля на данной широте. Обычно мощность полосы и ее намагниченность считаются постоянными. Иногда мощность и намагниченность изменяют по профилю, чтобы получить лучшее соответствие с наблюдаемыми аномалиями, однако в любом случае предполагают, что магнитное наклонение и простираение всей структуры оставались неизменными вплоть до наших дней. Эти допущения были приемлемы, пока изучалось разрастание широтного направления. Однако для Индийского океана, где направление древнего разрастания было меридиональным, Д. Маккензи и Дж. Склеитеру [97а] пришлось учесть изменения по широте и азимуту, происшедшие между эпохами возникновения аномалий и их наблюдения. Но и усовершенствованная система все еще содержит упрощающие допущения: широта и азимут хребта, вызывающего все наблюдаемые аномалии, были постоянными,

но между временем зарождения структуры и проведением наблюдения изменились как широта, так и ориентация аномалий.

Данное представление выведено на основе интерпретации вычислительной программы, составленной Д. Маккензи [97а].

Сопоставление наблюдаемых и расчетных профилей проводится методом проб и ошибок. Профили, какими они должны быть при современных широте и ориентации, рассчитываются на основе стандартной хронологической шкалы инверсий геомагнитного поля и скорости разрастания, предполагаемой для некоторых первоначальных широты и ориентации, наиболее приемлемых судя по другим источникам информации. Эти профили затем сопоставляют с наблюдаемыми, перпендикулярными к простиранию аномалий. Те профили, которые «кажутся» совмещенными наилучшим образом, выбирают как исходные для палеогеографической реконструкции.

Пусть магнитометр находится в начале системы координат, ось y которой параллельна полосовой модели, простирающейся до бесконечности в обоих направлениях (рис. 1). Вычислим горизонтальную и вертикальную составляющие напряженности магнитного поля, созданного верхней поверхностью намагниченной полосы, расположенной на глубине h , ширина полосы равна $x_a - x_b$. Согласно элементарному подходу намагниченность верхней поверхности прямо намагниченной полосы можно описать постоянной плотностью южных полюсов, уподобленных отрицательным массам. Напряженность поля в начале координат, созданная элементом массы $\sigma_{ab} dx dy$, составляет $(\sigma_{ab}/r^2) dx dy$, для бесконечного линейного элемента массы напряженность приобретает вид

$$\int_{-\infty}^{\infty} (\sigma_{ab}/r^2) dx dy = (2\sigma_{ab}/r) dx.$$

Компонента горизонтальной составляющей в направлении x , создаваемая поверхностью (ab) ,

$$\begin{aligned} \Delta H_x(ab) &= \int_{x_a}^{x_b} \frac{2\sigma_{ab}}{r} \cos \theta dx = 2\sigma_{ab} \int_{\theta_c}^{\theta_b} \frac{\cos \theta}{r} \cdot \frac{r d\theta}{\sin \theta} = 2\sigma_{ab} \int_{\theta_a}^{\theta_b} \operatorname{ctg} \theta d\theta = \\ &= \lg \sin \theta \Big|_{\theta_a}^{\theta_b} = 2\sigma_{ab} \lg \frac{r_a}{r_b}. \end{aligned} \quad (1)$$

Вертикальная составляющая напряженности

$$\Delta Z(ab) = \int_{x_a}^{x_b} \frac{2\sigma_{ab}}{r} \sin \theta dx = 2\sigma_{ab} \int_{\theta_a}^{\theta_b} \frac{\sin \theta}{r} \cdot \frac{r}{\sin \theta} d\theta = \sigma_{ab} (\theta_b - \theta_a). \quad (2)$$

Логарифм в выражении (1) отрицателен, так же как и разность $(\theta_b - \theta_a)$ в выражении (2), но величина σ_{ab} тоже отрицательна, ибо это плотность южных полюсов, поэтому обе составляющие напряженности положительны.

Вычислим вклад поверхности (ca) , которая также бесконечна в направлении $\pm y$ и образует некоторый угол с горизонтальной плоскостью. Для этого повернем систему координат относительно оси y на такой угол, чтобы сориентировать ось x параллельно грани (ca) . В повернутой системе координат $x'y'$ выражения (1) и (2) записываются следующим образом:

$$\begin{aligned} \Delta H_x' &= 2\sigma_{ca} \lg (r_c/r_a); \\ \Delta Z' &= 2\sigma_{ca} (\theta_a' - \theta_c'). \end{aligned}$$

В первоначальной системе координат

$$\begin{aligned} \Delta H_x(ca) &= \Delta H_x' \cos \varphi + \Delta Z' \sin \varphi; \\ \Delta Z(ca) &= \Delta Z' \cos \varphi - \Delta H_x' \sin \varphi. \end{aligned}$$

Подставив величины $\Delta H'_x$, $\Delta Z'$ и отметив, что $\theta'_a - \theta'_c = \theta_a - \theta_c$, получим

$$\Delta H_x(ca) = 2\sigma \left[\cos \varphi \lg \frac{r_c}{r_a} + (\theta_a - \theta_c) \sin \varphi \right];$$

$$\Delta Z(ca) = 2\sigma_{ca} \left[\sin \varphi \lg \frac{r_c}{r_a} - (\theta_a - \theta_c) \cos \varphi \right].$$

Если грань (ca) вертикальна (рис. 2), как в модели разрастания океанического дна, т. е. $\varphi = \pi/2$, то предыдущие выражения приобретают вид

$$\Delta H_x(ca) = 2\sigma_{ca} (\theta_a - \theta_c); \quad (3)$$

$$\Delta Z(ca) = 2\sigma_{ca} \lg(r_c/r_a). \quad (4)$$

Мы вычислили вклады граней ab и cd полосы модели в напряженность магнитного поля в начале координат. Аналогично могут быть найдены вклады двух других граней;

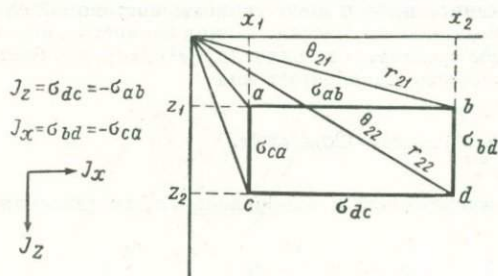


Рис. 2. Прямоугольник $abcd$, представляющий собой поперечное сечение однородно намагниченного параллелепипеда, бесконечно длинного в направлении оси y .

после изменения знака, поскольку противоположные грани имеют противоположную полярность, эффекты суммируются. Фиктивные поверхностные плотности заменяются реальными объемными намагниченностями $J_x = -\sigma_{ca}$ и $J_z = -\sigma_{ab}$. Выражения для прямоугольной полосы приобретают окончательный вид:

$$\Delta H_x(abcd) = 2J_x (\theta_{21} + \theta_{12} - \theta_{11} - \theta_{22}) + 2J_z \left(\lg \frac{r_{21}}{r_{11}} - \lg \frac{r_{22}}{r_{12}} \right); \quad (5)$$

$$\Delta Z(abcd) = 2J_x \left(\lg \frac{r_{12}}{r_{11}} - \lg \frac{r_{22}}{r_{21}} \right) + 2J_z (\theta_{11} + \theta_{22} - \theta_{21} - \theta_{12}). \quad (6)$$

В этих уравнениях величины r и θ индексированы по координатам x и z ; x изменяется от n до $-n$, величина z имеет значение z_1 или z_2 . При подсчетах удобно выразить углы и расстояния через x и z , например:

$$\theta_{21} = \arctg(z_1/x_2); \quad 2 \lg(r_{22}/r_{21}) = \lg r_{22}^2 - \lg r_{21}^2,$$

где

$$r_{22}^2 = x_2^2 + z_2^2; \quad r_{21}^2 = x_2^2 + z_1^2 \text{ и т. д.}$$

Полная модель состоит из непрерывного ряда прямоугольников, таких как $abcd$, с мощностью $z_2 - z_1$ и вертикальными границами в точках x_j , которые найдены на основе хронологической шкалы инверсий геомагнитного поля (см. рис. 41) для времени t_j при скорости разрастания v , так что ширина каждого блока составляет $x_{j+1} - x_j = v(t_{j+1} - t_j)$ (рис. 3, а). Совершенно очевидно, что модель не следует ограничивать только двумя значениями z , расстояние до верхней и нижней граней может быть разным для каждого прямоугольника.

Составляющие намагниченности зависят от дипольного магнитного момента Земли M_0 и палеошироты λ_0 точки во время формирования структуры. Горизонтальная

составляющая J_x зависит также от простираения C_0 хребта. Наклонение I_0 магнитного поля во время формирования структуры определяется по широте λ_0 :

$$I_0 = (1/2) \operatorname{arctg} (90^\circ - \lambda_0);$$

полная напряженность геомагнитного поля имеет вид

$$T_0 = (M_0/R^3) \sqrt{1 + 3 \cos^2 (90^\circ - \lambda_0)}.$$

Оба эти выражения выводятся непосредственно из формулы поля диполя. Если принять $M_0 = 8,09 \cdot 10^{25}$ СГС (что соответствует современному значению), то отношение M_0/R^3 становится равным $0,32 \cdot 10^5$ гамм. Полная намагниченность

$$J = \kappa_{\text{эф}} T_0,$$

где $\kappa_{\text{эф}}$ — эффективная восприимчивость.

В выражения (5) и (6) вводятся следующие постоянные значения намагниченности:

$$J_x = J \cos I_0 \cos C_0; \quad J_z = J \sin I_0.$$

Чтобы получить значения ΔH_x и ΔZ в начале координат, суммируют вклады всех блоков. Для других точек на профиле суммы вычисляют аналогично, смещая всю структуру с небольшим шагом, например 2 км.

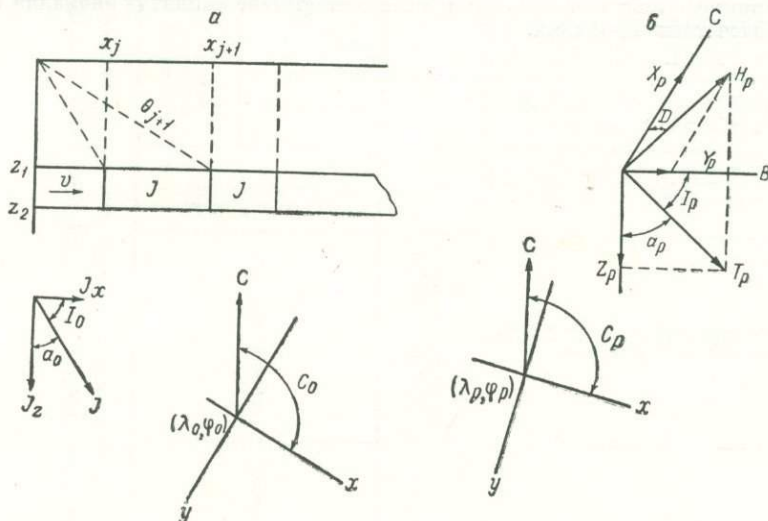


Рис. 3. Хребет, бесконечный по оси y , разрастающийся с постоянной скоростью v в направлении x , образующем угол C_0 с магнитным меридианом S .

J_x — компонента горизонтальной намагниченности, параллельная направлению разрастания x ; I_0 — наклонение в точке с географическими координатами (λ_0, φ_0) во время разрастания; (λ_p, φ_p) — положение хребта в настоящее время; C_p — угол между направлением разрастания и меридианом; I_p — современное наклонение.

Пусть в точке (λ_p, φ_p) хребет образует угол C_p с современным географическим меридианом. В этом же месте Международное аналитическое поле $T_p(\lambda_p, \varphi_p)$ имеет составляющие, показанные на рис. 3, б. Горизонтальными составляющими этого поля, перпендикулярной к простираению аномалий и параллельной ему, являются соответственно

$$H_{x_p} = T_p \cos I_p \cos (C_p - D_p);$$

$$H_{y_p} = T_p \cos I_p \sin (C_p - D_p).$$

Вертикальная составляющая равна

$$Z_p = T_p \sin I_p.$$

Полная напряженность геомагнитного поля T состоит из поля T_p и вклада, внесенного намагниченной моделью:

$$T = [(H_{xp} + \Delta H_x)^2 + H_{yp}^2 + (Z_p + \Delta Z)^2]^{1/2}. \quad (7)$$

Для получения аномального поля надо из уравнения (7) вычесть опорное (аналитическое) магнитное поле:

$$\Delta T = T - T_{p \text{ МАП}}.$$

Это точный результат, т. е. нет необходимости предполагать, что аномалия мала по сравнению с полным геомагнитным полем.

Если между временем формирования и наблюдения не происходит никакого перемещения, то $C_0 = C_p$ и в качестве T_0 можно принять современное значение дипольного поля для изучаемого места. По палеомагнитным данным известно, что магнитный момент Земли не был постоянным в течение всего геологического времени, однако его колебания не выходят за пределы точности определения эффективной магнитной восприимчивости $\kappa_{\text{эф}}$. Так как намагниченность является произведением этих двух величин, ее значение подбирают таким, чтобы получить наилучшее соответствие амплитуд аномалий на наблюдаемых и расчетных профилях.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ
(по личному сообщению Ж. Франшто, 1970 г.)

169

Район отбора проб	Глубина	Описание образца	Естественная остаточная намагниченность $J_n, 10^{-3}$ СГС	Магнитная восприимчивость, 10^{-3} СГС		Q-фактор (отношение Кенигсбергера)	Библиографические ссылки	Примечания
				объемная χ	эффективная $\chi_{эф}$			
Северо-восточная часть Тихого океана, $28^{\circ} 59'$ с. ш., $112^{\circ} 30'$ в. д.	3738 м	Глубина от кровли базальтового потока, см:					Кокс, Доэлл [34]	J_n ср = $(5,38 \pm 1,88) \cdot 10^{-3}$ СГС. χ ср = $(0,31 \pm 0,19) \cdot 10^{-3}$ СГС. Q ср = 40 ± 20 . $\Theta = 355^{\circ}$ С. Титансодержащий магнетит в скелетных зернах. $H_0 = 0,48$ э. I ср = -36° . Возраст 42 млн. лет (Kulr, 1963 г.)
		24	10,10	0,20	21,20	105		
		32	5,65	0,20	12,00	59		
		66	6,46	0,22	13,64	61		
		71	7,25	0,20	15,40	76		
		151	4,61	0,35	9,80	27		
		155	4,44	0,23	9,43	40		
		184	6,10	0,36	12,96	35		
		189	8,70	0,43	18,49	42		
		222	5,96	0,25	12,75	50		
		287	6,03	0,36	12,96	35		
		322	5,19	0,37	11,10	29		
		334	5,70	0,23	12,19	52		
		404	4,90	0,25	10,50	41		
		458	4,60	0,27	9,72	35		
473	4,47	0,25	9,50	37				
480	3,89	0,22	8,36	37				

Район отбора проб	Глубина	Описание образца	Естественная остаточная намагниченность $J_n, 10^{-3}$ СГС	Магнитная восприимчивость, 10^{-3} СГС		Q-фактор (отношение Кенигсбергера)	Библиографические ссылки	Примечания	
				объемная κ	эффективная $\kappa_{эф}$				
		490	3,38	0,26	7,28	27			
		531	4,03	0,29	8,70	29			
		537	4,63	0,28	10,08	35			
		1250	4,89	0,32	10,56	32			
		1267	8,41	1,17	18,72	15			
		1275	2,21	0,27	4,86	17			
		1284	2,20	0,20	4,80	23			
170 Срединно-Атлантический хребет от $30^{\circ} 01'$ с. ш., $42^{\circ} 01'$ з. д. до $31^{\circ} 49'$ с. ш., $43^{\circ} 25'$ з. д.		Оливиновый базальт: свежий	36,56	0,78	85,80	109	Опдайк, Хекиниан (Opdyke, Hekinian, 1967 г.)	$H_0 = 0,43$ э. $\kappa_{ср} = 0,92 \cdot 10^{-3}$ СГС. Отсутствие вязкой компоненты остаточной намагниченности	
			13,55	0,86	32,68	37			
			11,64	1,06	28,62	26			
			15,91	0,85	38,35	58			
			13,28	0,85	32,30	37			
			26,11	0,83	62,25	74			
			22,19	0,34	53,58	56			
			22,68	0,67	53,60	79			
			38,96	0,56	90,16	160			
			24,99	0,50	58,50	116			
			33,77	0,74	78,44	105			
			30,55	0,38	71,82	188			
			16,13	0,24	36,96	153			
			10,74	0,50	25,50	51			
			3,37	0,17	7,99	46			
			измененный свежий	20,06	1,11	47,73			42
				15,59	0,41	36,49			88
	27,84	0,78		66,30	84				
	32,11	0,50		75,00	149				
	сфенсодержащий безоливиновый	3,81	5,14	15,42	2				
		1,89	0,14	4,76	33				
		3,31	2,89	8,67	2				
	сфенсодержащий разложившийся								

45° 11' с. ш. от 27° 56' до 27° 56' з. д.	1440—1350 фатом (1 фатом = 1,8288 м)	измененный свежий	10,43	0,90	26,10	28	Фогт, Остенсо (Vogt, Ostenso, 1966 г.)	$J_n \text{ ср} = 5 \cdot 10^{-3}$ СГС. $\chi_{\text{ср}} = 0,3 \cdot 10^{-3}$ СГС. $Q = 48$
		Тонкозернистый базальт	14,16	0,46	33,58	72		
от 44° 34' с. ш., 28° 09' з. д. до 44° 30' с. ш., 28° 07' з. д.	1740 фатом	Остеклованные обломки базальта	1,69	0,63	4,41	6	Ирвинг (Irving, 1968 г.)	Использована магнитная вязкость для определения полярности молодых базальтов
		Оливиновый толент (подушечная лава)	7,29	0,26	15,34	58		
45° 10' с. ш.		Оливиновый толент (подушечная лава)	7,79	0,26	16,90	64		
			11,50	0,40	24,40	60		
			9,40	0,16	19,52	121		
			4,62	0,87	10,44	11		
			4,80	0,15	14,55	96		
			2,32	0,29	5,22	17		
Подводная гора Кобб в северной части Тихого океана, 46° 46' с. ш., 130° 43' з. д.		Свежий (неокисленный) толент	0,76	0,06	1,74	28	Даймонд, Уиндом [44]	Принята плотность 2,8 г/см ³ ; возраст 1,6 млн. лет
		Измененный (окисленный) толент	0,56	0,20	1,40	6		
Срединно-Атлантический хребет, 22° 30' с. ш., 45° 30' з. д.	3100—2530 м	Оливиновый толент среднезернистый	54,1				Лайндик, Мелсон (Leyendyk, Melson, 1967 г.)	Титаномагнетит, частично окисленный до ильменогематита
	3380—2495 м	крупнозернистый	3,63	1,57	9,42	5		
			3,60	1,88	9,40	4		
	3525—3000 м	тонкозернистый	4,74	2,69	10,76	3		
			4,67	2,86	11,44	3		
	1985—1735 м	Брекчирующий базальт	5,01	2,98	11,92	3		В брекчиях титаномагнетит замещен гетитом, ильменогематитом и сфеном
			11,29	0,81	23,49	28		
			8,26	0,75	17,25	22		
			9,55	0,64	19,84	30		
			0,25	0,03	0,54	5		
			0,40	0,11	0,88	7		
		0,64	0,32	1,60	4			
		0,36	0,22	0,88	3			

Район отбора проб	Глубина	Описание образца	Естественная остаточная намагниченность $J_n, 10^{-3}$ CGS	Магнитная восприимчивость, 10^{-3} CGS		Q-фактор (отношение Кенгсберга)	Библиографические ссылки	Примечания
				объемная κ	эффективная $\kappa_{эф}$			
		Базальтовый обломок в брекчии	0,05 0,09 0,13 2,23 2,45	0,08 0,09 0,13 1,58 1,85	0,16 0,27 0,39 6,32 7,40	1 2 2 3 3		
Подводная гора в северной части Атлантического океана, $34^{\circ} 51'$ с. ш., $16^{\circ} 31'$ з. д.	750 фатом	Везикулярный (пузырчатый) оливинный базальт	5,0 5,1 4,8 4,8 5,3	0,29 0,43 0,28 0,40 0,37	12,47 12,47 11,48 11,60 12,58	42 28 40 28 33	Лаутон и др. (Laughton et al., 1960 г.)	$H_0 = 0,42 \text{ э}$
Подводные горы в северной части Тихого океана 38° с. ш., $145^{\circ} 58'$ в. д. $37^{\circ} 03'$ с. ш., $163^{\circ} 45'$ в. д. $28^{\circ} 22'$ с. ш., $148^{\circ} 14'$ в. д. $27^{\circ} 03'$ с. ш., $148^{\circ} 33'$ в. д. $27^{\circ} 57'$ с. ш., $147^{\circ} 37'$ в. д. $20^{\circ} 45'$ с. ш., $112^{\circ} 47'$ в. д. $21^{\circ} 07'$ с. ш., $119^{\circ} 22'$ з. д.	3000 м 3000 м 2000 м 1000 м 2000 м 712 м 2985 м	Базальт (1) Базальт (2) Щелочной оливинный базальт (3) Толентовый базальт (4) Базальт (5) Оливинный базальтовый толеит (6) Базальт	4,8 1,3 6,7 4,3 1,6 0,83 2,5	0,21 0,20 0,29 1,10 0,075 0,33 0,087	10,08 2,80 13,63 9,90 3,30 1,98 5,046	47 13 46 8 43 5 57	Озима и др. [115]	$\Theta = 25 \div 600^{\circ} \text{ C}$ В трех из семи образцов базальта обнаружено самообращение термоостаточной намагниченности при нагреве на воздухе до 300° C Образец Возраст, млн. лет 1 72 2 25 3 64—74—79 4 27—96 5 18 6 2,4—2,8—3,3

Северная часть Атлантического океана, 41° 21' с. ш., 14° 28' з. д.	4960 м	Измененный везикулярный базальт					Мэтьюз (Matthews, 1967 г.)	Гистограмма $\kappa_{эф}$ для 43 образцов лавы. $\kappa_{мед} = 0,5 \cdot 10^{-3}$ СГС. $J_{п мед} = 5 \cdot 10^{-3}$ СГС
Тихий и Атлантический океаны	40—5370 м	90 образцов базальта, 2 образца габбро					Эйд-Холл [7]	Тихий океан (18 мест отбора проб), Атлантический океан (9 мест отбора); 35 образцов разложенного базальта; гистограммы $J_{п}$, κ , Q для 92 образцов; три класса базальтов определены по термомрагничиванию
Зона разломов Мендосино в северной части Тихого океана		Базальт					Буллард, Мейсон [19]	Гистограмма $\kappa_{эф}$ по неизвестному числу образцов. $\kappa_{мед} = 35 \cdot 10^{-3}$ СГС. $Q_{мед} = 20$
Среднее значение (число измерений)			10,01 (78)	0,66 (77)	21,76 (77)	48 (77)		
Среднее квадратическое значение			10,22	0,81	21,13	39		
Среднее квадратическое отклонение			1,16	0,09	2,41	4		

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ*

1. Большаков А. С., Солодовников Г. М. Определение напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности обожженных пород. — В кн.: Магнетизм горн. пород и палеомагнетизм. Ред. Г. Н. Петрова. М., 1969, с. 129—131. (Ин-т физики Земли АН СССР).
2. Бурлацкая С. П., Начасова И. Е., Нечаева Т. В., Петрова Г. Н. Археомагнитные исследования. — Там же, с. 166—169.
3. Карасик А. М., Деменицкая Р. М., Щелованов В. Г. Особенности линейных магнитных аномалий и разрастание Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — «Тезисы докл. VIII конф. по проблемам постоян. геомагнит. поля», 1970, с. 241. (Ин-т физики Земли АН СССР).
4. Подводный Срединно-Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана. — «Докл. АН СССР», 1967, вып. 172, с. 659—662. Авт.: А. И. Рассохо, Л. И. Сенчура, Р. М. Деменицкая и др.
5. Поляк Б. Г., Смирнов Д. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Тектоника», 1968, № 4, с. 3—19.
6. A d e - H a l l J. M. A correlation between remanent magnetism and petrological and chemical properties of Tertiary basalt lavas from Mull, Scotland. — «Geophys. J.», 1963, v. 8, p. 403—423.
7. A d e - H a l l J. M. The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. — «Geophys. J.», 1964, v. 9, p. 85—92.
8. A k i m o t o S., F u j i s a w a H. Demonstration of electrical conductivity jump produced by the olivine-spinel transition. — «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, p. 443—449.
9. A n o n y m o u s. Deep sea drilling project, leg 14. — «Geotimes», 1971, v. 16, n. 2, p. 14—20.
10. A t w a t e r T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1970, v. 81, p. 3513—3536.
11. A t w a t e r T., M e n a r d H. W. Magnetic lineations in the Northeast Pacific. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1970, v. 7, p. 445—450.
12. A v e ' L a l l e m a n t H. G., C a r t e r N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1970, v. 81, p. 2203—2220.
13. A v e r y O. E., B u r t o n G. D., H e i r t z l e r J. R. An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 4583—4600.
14. B a r a z a n g i M., D o r m a n J. World seismicity maps compiled from E. S. S. A., Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967. — «Bull. Seismol. Soc. Am.», 1969, v. 59, p. 369—380.
15. B e l o u s s o v V. V. The relationship between the Earth's crust and the deeper layers of the Earth. — «Indian Geophys. Union Bull.», 1965, v. 2, p. 1—6.
16. B e n i o f f H. Orogenesis and deep crustal structure, additional evidence from seismology. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1954, v. 65, p. 385—400.
17. B u l l a r d E. C. The removal of trend from magnetic surveys. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1967, v. 2, p. 293—300.
18. B u l l a r d E. C. The Bakerian Lecture 1967: Reversals of the Earth's magnetic field. — «Philos. Trans. R. Soc. Lond., ser. A», 1968, v. 263, p. 481—524.

* Составлен автором (1—173) и дополнен редакторами (174—374).

19. Bullard E. C., Mason R. G. The magnetic field astern of a ship. — «Deep-Sea Res.», 1961, v. 8, p. 20—27.
20. Bullard E. C., Parker R. L. Electromagnetic induction in the oceans. — In: A. E. Maxwell (Ed.). The Sea. New York, N. Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 695—730.
21. Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic. — «Philos. Trans. R. Soc. Lond., ser. A», 1965, v. 258, p. 41—51.
22. Cain J. C. Geomagnetic models from satellite surveys. — «Rev. Geophys. Space Phys.», 1971, v. 9, p. 259—273.
23. Carey S. W. The tectonic approach to continental drift. — In: Symp. Cont. Drift, Hobart, 1958, p. 177—335.
24. Carter N. L., Ave' Lallemand H. G. High-temperature flow of dunite and peridotite. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1970, v. 81, p. 2184—2202.
25. Casaverde M., Giesecke Jr. A. A., Salgueiro R. a. o. Studies of conductivity anomalies under the Andes. — «Carnegie Inst. Wash., Yearbook», 1967, v. 66, p. 369—372.
26. Chapman S., Bartels J. Geomagnetism. London, Oxford Univ. Press, London, 1940. 1096 p.
27. Chase R. L., Bunce E. T. Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western North Atlantic Ocean, and origin of the Barbados ridge. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, p. 1415—1420.
28. Clegg J. A., Almond M., Stubbs P. H. S. The remanent magnetism of some sedimentary rocks in Britain. — «Philos. Mag.», 1954, v. 45, p. 583—598.
29. Collinson D. W., Creer K. M., Runcorn S. K. (Ed.). Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier, 1967. 609 p.
30. Corry C. E., Dubois C., Vacquier V. Instrument for measuring terrestrial heat flow through the ocean floor. — «J. Mar. Res.», 1968, v. 26, p. 165—177.
31. Cox A. Length of geomagnetic polarity intervals. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 3247—3260.
32. Cox A. Geomagnetic reversals. — «Science», 1969, v. 163, p. 237—245.
33. Cox A., Doell R. R. Reviews of paleomagnetism. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1960, v. 71, p. 645—768.
34. Cox A., Doell R. R. Magnetic properties of the basalt in hole EM 7, Mohole Project. — «J. Geophys. Res.», 1962, v. 67, p. 3997—4004.
35. Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Reversals of the Earth's magnetic field. — «Science», 1964, v. 144, p. 1537.
36. Cox C. S., Filloux J. H., Larsen J. C. Electromagnetic studies of ocean currents and electrical conductivity below the ocean floor. — In: A. E. Maxwell (Ed.). The Sea. New York, N. Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 637—693.
37. Creer K. M. A review of palaeomagnetism. — «Earth-Sci. Rev.», 1970, v. 6, p. 369—466.
38. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 2625—2647.
39. Dewey J. F., Bird J. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 3179—3206.
40. Dewey J. F., Horsfield B. Plate tectonics, orogeny and continental growth. — «Nature», 1970, v. 225, p. 521—525.
41. Dickson G. O., Pitman III W. C., Hertzler J. R. Magnetic anomalies in the South Atlantic and sea-floor spreading. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 2087—2100.
42. Dietz R. S. Ocean-basin evolution by sea-floor spreading. — In: S. K. Runcorn (Ed.). Continental Drift. New York, N. Y., Acad. Press, 1962, p. 289—298.
43. DuToit A. L. Our Wandering Continents. An Hypothesis of Continental Drifting. Edinburgh, Oliver a. Boyd, 1937. 366 p.
44. Dymond J., Windom H. L. Cretaceous K-Ar ages from Pacific Ocean seamounts. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1968, v. 4, p. 47—52.
45. Elsasser W. M. Hydromagnetism I. A review. — «Am. J. Phys.», 1955, v. 23, p. 590—609.
46. Elvers D. J., Mathewson C. C., Kohler R. E., Moses R. L. Systematic Ocean Surveys by the U. S. C. and G. S. S. «Pioneer» 1961—1963. U. S. Coast Geodet. Surv., Dep. Commer., 1967, Operational Data Rep. C&GSDR-1, 19 p.

47. Erickson B. H., Grim P. J. Profiles of magnetic anomalies south of the Aleutian Island Arc. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1969, v. 80, p. 1387—1390.
48. Erickson G. P., Kulp J. L. Potassium-argon dates on basaltic rocks. — «Ann. N. Y. Acad. Sci.», 1961, v. 91, p. 321—323.
49. Ewing J., Hollister C., Hathaway J. a. o. Deep sea drilling project. — «Geotimes», 1970, v. 15, p. 14—16.
50. Ewing M., Houtz R., Ewing J. South Pacific sediment distribution. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, p. 2477—2493.
51. Fabiano E. B., Peddie N. W. Grid values of the total magnetic intensity IGRF — 1965. U. S. Dept. Commer., Rockville, 1969, Md. E. S. S. A. Tech. Rep. C&GS-38.
52. Filloux J. H. An ocean bottom, D component magnetometer. — «Geophysics», 1967, v. 32, p. 978—987.
53. Filloux J. H. Oceanic electric currents, geomagnetic variations and the deep electrical conductivity structure of the ocean-continental transition of Central California. Ph. D. Thesis, Univ. California, San. Diego, Calif., 1967. 166 p.
54. Fisher R. L., Sclater J. G., McKenzie D. P. The evolution of the Central Indian Ridge, Western Indian Ocean. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1971, v. 82, p. 553—562.
55. Foster J. H., Opdyke N. D. Upper Miocene to Recent magnetic stratigraphy in deep-sea sediments. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 4465—4473.
56. Francheteau J. Paleomagnetism and plate tectonics. Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego, Calif., 1970.
57. Francheteau J., Sclater J. G. Paleomagnetism of the southern continents and plate tectonics. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1969, v. 6, p. 93—106.
58. Francheteau J., Harrison C. G. A., Sclater J. G., Richards M. L. Magnetization of Pacific seamounts: a preliminary polar curve for the northeastern Pacific. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 2035—2061.
59. Girdler R. W. Continental drift and the rotation of Spain. — «Nature», 1965, v. 207, p. 396—398.
60. Grant F. S., West G. F. Interpretation theory in applied geophysics. New York, N. Y., McGraw-Hill, 1965. 583 p.
61. Greenhouse J. P. Temporal geomagnetic field variations on the ocean floor off Southern California. Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego, Calif., 1972.
62. Griffiths D. H., King R. F., Rees A. I. The relevance of magnetic measurements on some fine-grained silts to the study of their depositional process. — «Sedimentology», 1962, v. 1, p. 134—144.
63. Griggs D. A theory of mountain building. — «Am. J. Sci.», 1939, v. 237, p. 611—650.
64. Grim P., Erickson B. H. Fracture zones and magnetic anomalies south of the Aleutian Trench. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, p. 1488—1494.
65. Grow J. A., Atwater T. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian Arc. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1970, v. 81, p. 3745—3722.
66. Harrison C. G. A. The paleomagnetism of deep-sea sediments. — «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, p. 3033—3043.
67. Harrison C. G. A. Formation of magnetic anomaly patterns by dyke injection. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 2137—2142.
68. Hasebe K., Fujii N., Uyeda S. Thermal processes under island arcs. — «Tectonophysics», 1970, v. 10, p. 335—355.
69. Hayes D. E., Pitman III W. C. Magnetic lineations in the North Pacific. — «Geol. Soc. Am. Mem.», 1971, v. 126, p. 291—314.
70. Heezen B. C. The deep-sea floor. — In: K. Runcorn (Ed.). Continental Drift. New York, N. Y., Acad. Press, 1962, p. 235—286.
71. Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. a. o. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 2419—2436.
72. Herron E. M., Hayes D. E. A geophysical study of the Chile Ridge. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1969, v. 6, p. 77—83.
73. Hess H. M. History of ocean basins. — In: A. E. J. Engel, H. L. James, B. F. Leonard (Ed.). Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington. Geol. Soc. Am., New York, N. Y., 1962, p. 599—620.

74. Hurley P. M., R and J. R. Pre-drift continental nuclei. — «Science», 1969, v. 164, p. 1229—1242.
75. I. A. G. A., Commission 2, Working Group 4. International Geomagnetic Reference Field 1965, 0.— «J. Geophys. Res.», 1965, v. 74, p. 4407—4408.
76. Irving E. Paleomagnetism. New York, N. Y., Wiley, 1964. 399 p.
77. Irving E. The Mid-Atlantic Ridge at 45° N. XIV. Oxidation and magnetic properties of basalt; review and discussion. — «Can. J. Earth Sci.», 1970, v. 7, p. 1528—1538.
78. Irving E., Park J. K., Haggerty S. E. a. o. Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the Mid-Atlantic at 45° N. — «Nature», 1970, v. 228, p. 974—976.
79. Isacks B., Molnar P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. — «Rev. Geophys.», 1971, v. 9, p. 103—174.
80. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 5855—5899.
81. Karig D. E. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 239—254.
82. Karig D. E. Structural history of the Mariana Island arc system. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1971, v. 82, p. 323—344.
83. Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, p. 5923—5948.
84. Kontis A. L., Young G. A. Approximation of residual total magnetic intensity anomalies. — «Geophysics», 1964, v. 29, p. 623—627.
85. Langseth M. Techniques of measuring heat flow through the ocean floor. — In: W. H. K. Lee (Ed.). Terrestrial heat flow. Geophys. Monogr., 8. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1965, p. 58—77.
86. Larson R. L. Near-bottom studies of the East Pacific Rise crest and Tectonics of the Mouth of the Gulf of California. Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego, 1970. 164 p.
87. Larson R. L., Spiess F. N. East Pacific Rise crest: a near-bottom geophysical profile. — «Science», 1969, v. 163, p. 69—71.
88. Larson R. L., Menard H. W., Smith S. M. Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting. — «Science», 1968, v. 161, p. 781—784.
89. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 3661—3697.
90. Lowrie W., Fuller M. D. On the alternating field demagnetization characteristics of multi-domain thermoremanent magnetization in magnetite. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 6339—6349.
91. MacDonald G. J. F. Geophysical deductions from observations of heat flow. — In: W. H. K. Lee (Ed.). Terrestrial Heat Flow. Geophys. Monogr., 8. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1965, p. 191—210.
92. Marshall M., Cox A. Magnetism of pillow basalts and their petrology. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1971, v. 82, p. 537—552.
93. Mason R. G., Raff A. D. Magnetic survey off the west coast of North America, 32° N latitude to 42° N latitude. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1961, v. 72, p. 1259—1266.
94. Matsushita S. Solar quiet and lunar daily variation fields. — In: S. Matsushita, W. H. Campbell (Ed.). Physics of geomagnetic phenomena. New York, N. Y., Acad. Press, 1967, p. 321.
95. Matthews D. H., Williams C. A. Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay: a qualitative interpretation. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1968, v. 4, p. 315—320.
96. McKenzie D. P., Parker R. L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. — «Nature», 1967, v. 216, p. 1276—1280.
97. McKenzie D. P., Morgan W. J. Evolution of triple junctions. — «Nature», 1969, v. 224, p. 125—133.
- 97a. McKenzie D. P., Sclater J. G. The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous. — «Geophys. J.», 1971, v. 25, p. 437—528.
98. McKenzie D. P., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. — «Nature», 1970, v. 226, p. 243—248.

99. McManus D. A., Burns R. E. Scientific report on deep sea drilling project, leg V. — «Ocean Ind.», 1969, v. 4, n 8, p. 40—42.
100. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 1959—1982.
101. Morgan W. J., Vogt P. R., Falls D. E. Magnetic anomalies and sea floor spreading on the Chile Rise. — «Nature», 1969, v. 222, p. 137—142.
102. Morley L. W., Laroche A. Paleomagnetism as a means of dating geological events. — «R. Soc. Can., Spec. Publ.», 1964, v. 8, p. 512—521.
103. Nagata T. Rock magnetism. Tokyo, Maruzen, 1961. 350 p.
104. Nagata T., Kobayashi K. Thermo-chemical remanent magnetization of rocks. — «Nature», 1963, v. 197, p. 476—477.
105. N B S. * Handbook of mathematical functions. Natl. Bur. Stand., Appl. Math. Ser., 1971, v. 55.
106. Neel L. Some theoretical aspects of rock magnetism. — «Adv. Phys.», 1955, v. 4, p. 191—243.
107. Oliver J., Isaacs B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. — «J. Geophys. Res.», 1967, p. 4259—4275.
108. Opdyke N. D. — In: R. A. Phinney (Ed.). The history of the Earth's crust. Princeton, N. Y., Univ. Press, 1968, p. 61—72.
109. Opdyke N. D., Henry K. W. A test of the dipole hypothesis. — «Sci. Lett.», 1969, v. 6, p. 139—151.
110. Opdyke N. D., Glass B., Hays J. D., Foster J. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. — «Science», 1966, v. 154, p. 349—357.
111. Ostenso N. A. Geophysical investigations of the Arctic Ocean Basin. Geophys. Polar Res. Cent., Univ. Wisconsin, Madison, Wisc., Res. Rep., 1962, v. 62—4. 124 p.
112. Ozima M., Larson E. E. Low- and high-temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 1003—1017.
113. Ozima M., Ozima M. Origin of thermoremanent magnetization. — «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, p. 1363—1369.
114. Ozima M., Ozima M. Characteristic thermomagnetic curve in submarine basalts. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 2051—2056.
115. Ozima M., Ozima M., Kaneoka I. Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 711—723.
116. Page L. Introduction to theoretical physics. New York, N. Y., Van Nostrand, 2nd ed., 1935. 661 p.
117. Parkinson W. D. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. — «Geophys. J.», 1962, v. 6, p. 441—449.
118. Peterson M. N. A. The Glomar Challenger completes Atlantic Track: scientific goals and achievements. — «Ocean Ind.», 1969, v. 4, n 5, p. 62—67.
119. Peterson M. N. A., Edgar N. T., Cita M. a. o. Scripps Institute of Oceanology, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, D. C., Govt. Print. Off., 1970, v. 2, p. 413—427.
120. Pitman III W. C., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge. — «Science», 1966, v. 154, p. 1164—1171.
121. Pitman III W. C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1971, v. 83, p. 619—646.
122. Pitman III W. S., Herron E. M., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 2069—2085.
123. Raff A. D. Sea-floor spreading — another rift. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 3699—3705.
124. Raff A. D., Mason R. G. Magnetic survey off the west coast of North America 40° N latitude to 52° N latitude. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1961, v. 72, p. 1267—1270.
125. Richards M. L. A Study of electrical conductivity in the Earth near Peru. Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego, 1970, 126 p.

* Национальное бюро стандартов США. — *Прим. пер.*

126. Richards M. L., Vacquier V., Van Voorhis G. D. Calculation of magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. — «Geophysics», 1967, v. 32, p. 678—701.

127. Bikitake T. Earthquake prediction. — «Earth-Sci. Rev.», 1968, v. 4, p. 245—282.

128. Rikitake T. Electric conductivity anomaly in the Earth's crust and mantle. — «Earth-Sci. Rev.», 1971, v. 7, p. 35—65.

129. Ringwood A. E. Composition and evolution of the upper mantle. — In: P. J. Hart (Ed.), The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monogr., 13. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1969, p. 4—17.

130. Rona P. A., Brakl J., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Islands. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 7412—7420.

131. Schmucker U. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. — «Scripps Inst. Oceanogr. Bull.», 1970, v. 13, 165 p.

132. Sclater J. G., Cox A. Paleolatitudes from JOIDES, deep-sea sediment cores. — «Nature», 1970, v. 5242, p. 934—935.

133. Sclater J. G., Francheteau J. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. — «Geophys. J.», 1970, v. 20, p. 509—542.

134. Sclater J. G., Harrison C. G. A. The elevation of mid-ocean ridges and the evolution of the southwest Indian Ridge. — «Nature», 1971, v. 230, p. 175—177.

135. Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. The elevation of ridges and the evolution of the central eastern Pacific. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 7888—7915.

136. Sclater J. G., Hawkins J. W., Mammerickx J., Chase C. G. Crustal extension between the Tonga and Lau ridges: petrologic and geophysical evidence. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, v. 83.

137. Spiess F. N., Mudie J. D. Small scale topographic and magnetic features. — In: A. E. Maxwell (Ed.), The Sea. New York, N. Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 205—250.

138. Stacey F. D. Physics of the Earth. New York, N. Y., Wiley, 1969. 324 p.

139. Strangway D. W., Larson E. E., Goldstein M. A possible cause of high magnetic stability in volcanic rocks. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, p. 3787—3795.

140. Sykes L. R. Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading and continental drift. — In: R. A. Phinney (Ed.), History of the Earth's crust. Princeton, N. J., Univ. Press, 1968, p. 120—150.

141. Sykes L. R. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 5044—5055.

142. Talwani M. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. — «Geophysics», 1965, v. 30, p. 797—817.

143. Talwani M., Heirtzler J. R. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. — In: G. A. Parks (Ed.), Computers in the mineral industries. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 1964, v. 9, p. 464—480.

144. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of mid-ocean ridges. 2. Computed model from the gravity and seismic refraction data. — «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, p. 341—352.

145. Talwani M., Windisch C. C., Langseth Jr. M. G. Reykjanes Ridge Crest: a detailed geophysical study. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, p. 473—517.

146. Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. — «Ann. Geophys.», 1959, v. 15, p. 285.

147. Tracey Jr. J. I., Sutton G. H. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D. C., U. S. Govt. Prin. Off., 1971, v. 8, 1037 p.

148. Uyeda S. Thermoremanent magnetism and reverse thermoremanent magnetism. — In: T. Nagata (Ed.), Proceedings of the Benedum Earth Magnetism Symposium. Pittsburgh, Univ. Press, 1962, p. 87—106.

149. Vacquier V., Uyeda S. Palaeomagnetism of nine seamounts in the western Pacific and of three volcanoes in Japan. — «Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.», 1967, v. 45, p. 815—848.

150. Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E. Horizontal displacements

- in the floor of the North-Eastern Pacific Ocean. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1961, v. 72, p. 1251—1258.
151. Van der Voo R. The rotation of Spain: paleomagnetic evidence from the Spanish meseta. — «Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.», 1967, v. 3, p. 393—416.
152. Van der Voo R. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. — «Tectonophysics, 1969, v. 7, p. 5—56.
153. Van Dongen P. G. The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the eastern Pyrenees. — «Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.», 1967, v. 3, p. 417—432.
154. Vening Meinesz F. A. Pattern of convection currents in the Earth's mantle. — «K. Ned. Akad. Wet., Proc., Ser. B.», 1962, v. 65, p. 131—143.
155. Vestine E. H., Lange I., LaPorte L., Scott W. E. The geomagnetic field, its description and analysis. Carnegie Inst. Wash., Publ., 1947, v. 580. 390 p.
156. Vine F. J. Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. — «Nature», 1968, v. 199, p. 947—949.
157. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over ocean ridges. — «Nature», 1963, v. 199, p. 947—949.
158. Vine F. J., Hess H. H. Sea-floor spreading. — In: A. E. Maxwell (Ed.). The Sea. New York, N. Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 587—622.
159. Vogt P. R., Ostenso N. A. Magnetic and gravity profiles across the Alpha Cordillera and their relation to Arctic sea-floor spreading. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 4925—4937.
160. Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R., Schneider E. D. North Atlantic magnetic smooth zones. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 3955—3968.
- 160a. Vogt P. R., Ostenso N. A., Johnson G. L. Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, p. 903—920.
161. Vogt P. R., Anderson C. N., Bracey D. R. Mesozoic magnetic anomalies, sea-floor spreading and geomagnetic reversals in the Southwestern N. Atlantic. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 75, p. 4796—4823.
162. Von Herzen R. P., Maxwell A. E. The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by the needle-probe method. — «J. Geophys. Res.», 1959, v. 64, p. 1557—1563.
163. Wasilewski P. I. Magnetisation of ocean basalts. — «J. geomagnetism a. geoelectricity», Tokyo, 1968, v. 20, n. 3, p. 129—154.
164. Watkins N. D. Short period geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentary cores. — «Earth Planet. Sci. Lett.», 1968, v. 4, p. 341—349.
165. Watkins N. D. A review of the development of the geomagnetic polarity time scale and a discussion of prospects for its finer definition. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, v. 83, p. 551—574.
166. Watkins N. D., Richardson A. Paleomagnetism of the Lisbon volcanics. — «Geophys. J.», 1968, v. 15, p. 287—304.
167. Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Vieweg, Braunschweig, 1929.
168. Weissel J. K., Hayes D. E. Contrasting zones of sea-floor spreading south of Australia. — «Nature», 1971, v. 231, p. 518—521.
169. White A. Magnetic variations across the northern Gulf of California.
170. Whitmarsh R., Jones M. Daily variations and secular variations of the geomagnetic field from shipboard observations in the Gulf of Aden. — «Geophys. J.», 1969, v. 18, p. 477—483.
171. Wilson J. T. A new class of faults and their bearing upon continental drift. — «Nature», 1965, v. 207, p. 343—347.
172. Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. J. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (2). — «Oceanogr. Mag.», 1968, v. 20, p. 73—86.
173. Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Uyeda S. Heat flow in the Sea of Japan. — In: L. Knopoff, C. L. Drake, P. J. Hart (Ed.). The crust and upper mantle of the Pacific Area. Geophys. Monogr., 12. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1968, p. 3—16.
174. Аномальное геомагнитное поле северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и его связь с тектоническим строением. — «Геология и геофизика», 1970, № 12, с. 77—78. Авт.: Е. В. Кочергин, М. Л. Красный, П. М. Сычев и др.

175. Беляева Н. В., Мирлин Е. Г., Печерский Д. М. Стратиграфия осадков к востоку от Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифт. зон Мирового океана. Т. 3. М., «Наука», 1974, с. 141—145.

176. Валяшко Г. М. Новый алгоритм фильтрации геофизических данных. — «Океанология», 1975, т. 15, вып. 5, с. 868—873.

177. Васильев К. Н. Плавание немагнитной шхуны «Заря» в 1959—1966 гг. — «Геофиз. бюл.», 1962, № 11, с. 47—49. (АН СССР).

178. Вержбицкий Е. В., Исаев Е. Н., Шрейдер А. А. Связь магнитной неоднородности со строением дна северо-западной части Индийского океана. — «Океанология», 1968, вып. 6, с. 1025—1035.

179. Вержбицкий Е. В., Исаев Е. Н., Шрейдер А. А. Аппаратура и методика геомагнитных исследований в 40-м и 41-м рейсах экспед. судна «Витязь». — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 1, с. 187—192.

180. Вержбицкий Е. В., Исаев Е. Н., Шрейдер А. А. Геомагнитные исследования. — В кн.: Исследования по проблеме рифт. зон Мирового океана. Т. 2. М., «Наука», 1972, с. 128—145.

181. Вержбицкий Е. В., Сузюмов А. Е. Геомагнитные исследования в 49-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь». — «Геомагнетизм и аэрономия», 1972, № 4, с. 778—780.

182. Власов А. Я., Коваленко Г. В. Влияние уплотнения на естественную остаточную намагниченность донных отложений Атлантического океана. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 5, с. 639—643.

183. Воробьев В. М. Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана. — «Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та. Геофиз. сб.», 1975, вып. 38, № 6, с. 82—90.

184. Воробьев В. М., Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аппаратура, методика съемки, обработка и интерпретация материалов магнитометрических исследований. — Там же, с. 17—33.

185. Воробьев В. М., Кочергин Е. В., Красный М. Л. Изученность района исследований магнитометрическими методами. — Там же, с. 11—16.

186. Гайнанов А. Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным. — «Геофиз. исследования», 1964, сб. 1, с. 228—241. (Моск. ун-т).

187. Гайнанов А. Г. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана. — «Сов. геология», 1964, № 10, с. 122—127.

188. Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология», 1968, № 3, с. 17—26.

189. Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. Глубинное геологическое строение переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курильско-Камчатской островной дуги. — «Сов. геология», 1963, № 3, с. 113—123.

190. Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 6, с. 1399—1401.

191. Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования земной коры в области Атлантического океана. М., «Наука», 1967. 170 с.

192. Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Удиццев Г. Б. Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 6, с. 1017—1024.

193. Галкин Р. М. Об аномалиях магнитного поля в Центральной Арктике. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1966, вып. 23, с. 20—25.

194. Галкин Р. М. Об изменениях постоянного магнитного поля в районе дрейфа станции СП-13 в 1965—1966 гг. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1968, вып. 28, с. 146—147.

195. Галкин Р. М. Определение среднегодовых значений и аномалий магнитного поля по результатам наблюдений на дрейфующих станциях. — «Труды Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-та», 1970, т. 288, с. 5—13.

196. Галкин Р. М. О связи магнитного поля с рельефом дна в Северном Ледовитом океане. — Там же, с. 14—22.

197. Геолого-геофизическая характеристика основных структурных

- элементов Мексикано-Карибского бассейна. М., «Наука», 1975. 120 с. Авт.: Г. М. Валяшко, Г. Н. Ельцина, В. М. Литвин и др.
198. Геоолого-геофизические исследования в VI рейсе научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» в Северной Атлантике. — В кн.: Строение земн. коры и верхн. мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973, с. 3—27. Авт.: Г. Б. Уднцев, А. Ф. Берсенева, Е. В. Вержбицкий и др.
199. Геофизические данные о неоднородности земной коры Северо-Фиджийской котловины. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островн. дуг. Тезисы докл., 10. Южно-Сахалинск, 1972, с. 3—4. Авт.: И. М. Белоусов, Ю. П. Непрочнов, В. П. Гончаров и др.
200. Геофизические исследования в Советской Арктике. — «Учен. зап. Науч.-иссл. ин-та геологии Арктики. Геология», 1967, вып. 11, с. 164—173. Авт.: Р. М. Деменецкая, А. М. Карасик, Н. Н. Михайлов, Н. Н. Трубятчинский.
201. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и мантии в рифтовых зонах Атлантического океана. — В сб. «Пробл. рифтогенеза». Иркутск, 1975, с. 93. Авт.: В. Г. Буданов, А. Г. Гайнанов, Л. И. Коган и др.
202. Гидромагнитная съемка. — «Труды Сов. антаркт. экспедиций», 1973, т. 61, с. 246—250. Авт.: А. М. Блинов, В. Н. Луговенко, В. Ф. Нарядчиков и др.
203. Городницкий А. М. О природе аномального магнитного поля над подводными горами. — В кн.: Проблемы Мирового океана, 1970, с. 116—118. (Моск. ун-т)
204. Городницкий А. М. Магнитное поле океана. — «Земля и Вселенная», 1975, № 5, с. 39.
205. Городницкий А. М., Иванов С. С. О возможности изучения океанической коры по данным магнитных съемок. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология», 1969, № 5, с. 122—125.
206. Городницкий А. М., Литвинов Э. М., Валяшко Г. М. Аномальное магнитное поле над подводными горами Амнер и Горридж. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 154—156.
207. Горшкова Т. А., Симоненко Т. Н. О морфологии магнитного поля материков и океанов. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии», 1974, т. 49, № 4, с. 5—13.
208. Грачев А. Ф., Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Срединно-Арктический хребт и его материковое продолжение. — «Геоморфология», 1970, т. 1, № 1, с. 42—45.
209. Грачев А. Ф., Карасик А. М. Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геотектон. предпосылки к поискам полезн. ископаемых на шельфе Сев. Ледов. океана. Л., 1974, с. 19—33. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).
210. Гречин П. Ю., Соловьев В. Д. Некоторые возможности использования статистических характеристик аномального магнитного поля для геологической интерпретации гидромагнитных съемок. — В кн.: Материалы V науч.-техн. конф. молод. геофизиков Украины. Киев, 1974, с. 13.
211. Деменецкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Итоги изучения геологического строения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1962, вып. 11, с. 91—95.
212. Деменецкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Строение земной коры в Арктике. — В кн.: Геология дна океанов и морей. Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгр., XXII сес. Проблема 16. М., «Наука», 1964, с. 114—121.
213. Деменецкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Новые данные о геологическом строении дна Северного Ледовитого океана по материалам геофизических исследований. — В кн.: Методика, техника и результаты геофиз. разведки. Материалы V Всесоюз. науч.-тех. геофиз. конф. в г. Новосибирске. М., «Недра», 1967, с. 31—38.
214. Деменецкая Р. М., Карасик А. М., Трубятчинский Н. Н. Аномальное магнитное поле основных океанических структур. — В кн.: Геол. результаты прикл. геофизики. «Наука», 1968, с. 62—67.
215. Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Мировая система срединно-океанических хребтов и ее северный фрагмент. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и океанов. М., «Наука», 1969, с. 249—257.

216. Деменницкая Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История Миров. океана. М., «Наука», 1971, с. 58—76.
217. Здорovenin В. В., Сузюмов А. Е. Структура осадочного слоя островной дуги и желоба Тонга-Кермадек по данным геофизической съемки. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и остров. Тезисы докл., 2. Южно-Сахалинск, 1972, с. 38.
218. Зональность аномального магнитного поля северо-западной части Центральной Атлантики. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 5—8. Авт.: А. И. Рассохо, В. В. Федынский, Е. Г. Донец и др.
219. Иванов М. М. Изучение магнитного поля Земли на океанах. — «Инф. бюл. Междунар. геофиз. года», 1957, № 3, с. 63—67. (АН СССР).
220. Иванов М. М. Морская магнитная съемка на немагнитном судне «Заря». — В кн.: Тезисы докл. на XI ген. ассамблее МГГС Междунар. ассоц. геомагнетизма и аэрoномии. 1957, с. 38—40. (АН СССР).
221. Иванов М. М. Об аномальности магнитного поля в Атлантическом и Индийском океанах. — «Геомагнетизм и аэрoномия», 1961, т. 1, № 2, с. 247—250.
222. Иванов М. М. О точности мировых магнитных карт для акваторий океанов. — «Геомагнетизм и аэрoномия». 1961, т. 1, № 1, с. 104—110.
223. Иванов М. М. Работы немагнитного судна «Заря» в Тихом океане. — «Океанология», 1961, т. 1, вып. 5, с. 920—922.
224. Иванов М. М. Об особенностях распределения магнитного поля в Красном море. — «Геомагнетизм и аэрoномия», 1962, т. 2, № 6, с. 1131—1133.
225. Иванов М. М. Магнитные наблюдения в Тихом океане. — «Океанология», 1963, т. 3, вып. 4, с. 750—751.
226. Иванов М. М. Некоторые вопросы строения дна Атлантического и Индийского океанов по магнитным данным. — «Геомагнетизм и аэрoномия», 1963, т. 3, № 1, с. 127—139.
227. Иванов М. М. О глубине источников вековых вариаций магнитного поля в океанах. — «Геомагнетизм и аэрoномия», 1963, т. 3, № 1, с. 140—144.
228. Иванов М. М. О связи магнитного поля в Атлантике с рельефом дна океана. — «Геомагнетизм и аэрoномия», 1963, т. 3, № 4, с. 781—783.
229. Иванов М. М. Магнитная съемка океанов. М., «Наука», 1966. 183 с.
230. Иванов М. М. О некоторых особенностях магнитного поля восточной части Норвежского моря. — «Океанология», 1967, т. 7, вып. 3, с. 470—476.
231. Иванов М. М. Изучение магнитного поля Земли по результатам измерений на лхуне «Заря». — «Вестн. АН СССР», 1973, № 10, с. 37—48.
232. Иванов М. М., Новыш В. В., Фингер Д. Л. Результаты и задачи советских исследований геомагнитного поля в Мировом океане. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 3, с. 363—373.
233. Измерение модуля полного вектора геомагнитного поля в 1970—1971 гг. — «Труды Сов. антаркт. экспедиций», 1973, т. 61, с. 179—186. Авт.: А. М. Карасик, В. Ф. Нарядчиков, О. М. Пятибрат и др.
234. Измерение модуля полного вектора геомагнитного поля на дизель-электроходе «Обь». — «Труды Сов. антаркт. экспедиций», 1973, т. 59, с. 153—163. Авт.: Ю. Г. Гладыш, А. М. Карасик, Н. Н. Ржевский и др.
235. Изучение структуры магнитных аномалий в океане. — В кн.: Магнитн. аномалии земн. глубин. Киев, «Наукова думка», 1976, с. 200—209. Авт.: Г. М. Валяшко, А. М. Городницкий, В. Н. Страхов, А. А. Шрейдер.
236. Изучение структуры слабоаномальных магнитных полей в Атлантическом океане. — «Океанология», 1975, № 1, с. 95—101. Авт.: И. М. Белоусов, Г. М. Валяшко, А. М. Городницкий и др.
237. Изучение физических свойств и литологии донных отложений (на примере экваториальной Атлантики). — В кн.: Совещ. по изучению геологии побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Одесса, 1965, с. 85—88. Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, Ю. С. Лебедев и др.
238. Исаев Е. Н., Тихонов В. И. О соотношении тектоники и магнитного поля Курило-Камчатской дуги. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 125, № 1, с. 161—164.
239. Исаев Е. Н., Шрейдер А. А. Некоторые особенности структуры литосферы Индийского океана. — «Геофиз. бюл. Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР», 1971, № 22, с. 52—58.
240. Карасик А. М. Статистические приемы построения рациональной мето-

дики аэромагнитной съемки океана. — В кн.: Аэросъемка и ее применение. Труды IX Всесоюз. совещ. по аэросъемке. М., «Наука», 1967, с. 132—136.

241. Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1968, вып. 6, с. 8—19.

242. Карасик А. М. Приложение гипотезы разрастания океанического дна к объяснению гелезиса западной части Северного Ледовитого океана. — В кн.: Строение земн. коры и верхн. мантии. Симпозиум Б. VI науч.-техн. геофиз. конф., 1968, с. 16—17.

243. Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 3—19.

244. Карасик А. М. Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 1, с. 86—89.

245. Карасик А. М. Природа океанического магнитоактивного слоя. В кн.: Материалы IX конф. по вопр. постоян. геомагнит. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Постоян. геомагнит. поле. Баку, 1973, с. 65—67.

246. Карасик А. М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит. — В кн.: Проблемы геологии полярн. обл. Земли. Л., 1974, с. 23—31. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).

247. Карасик А. М. Проблемы региональных магнитных аномалий океанов. — В кн.: Магнитн. аномалии земн. глубин. Киев, «Наукова думка», 1976, с. 170—184.

248. Карасик А. М., Городницкий А. М., Трубяччинский Н. Н. Методика гидромагнитной съемки. — Сб. тезисов докл. VIII конф. по вопр. постоян. геомагнит. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Постоян. геомагнит. поле. М., 1970, с. 227—232. (Ин-т физики Земли).

249. Карасик А. М., Деменицкая Р. М., Щелованов В. Г. Особенности линейных магнитных аномалий и разрастание Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — Там же, с. 151—156.

250. Карасик А. М., Трубяччинский Н. Н. Вековая вариация T в проливе Дрейка (Южный океан) за период 1962—1968 гг. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1970, т. 10, № 5, с. 943—945.

251. Карасик А. М., Литвинов Э. М., Сергеева Р. И. Гидромагнитная съемка в восточной части Норвежского моря. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1971, вып. 6, с. 112—117.

252. Карасик А. М., Щелованов В. Г. Распределение магнитных аномалий (ΔT)_a в Евразийском бассейне. Карта масштаба 1 : 10 000 000. — Тектон. карта полярн. обл. Земли. М., 1971.

253. Карасик А. М. О точности карт аномального магнитного поля акваторий. — «Морск. геология и геофизика». 1970, № 1. Рига, «Зинатне», с. 193—196.

254. Карасик А. М., Трубяччинский Н. Н., Городницкий А. М. Наставление по проведению гидромагнитной съемки. Л., 1972. 67 с. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).

255. Карасик А. М., Гуревич Н. И., Щелованов В. Г. Методика и результаты решения обратной задачи при количественной интерпретации аномального магнитного поля Евразийского бассейна. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1973, вып. 8, с. 23—30. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).

256. Карасик А. М., Рождественский С. С., Донец Е. Г. Структура аномального магнитного поля и геометрия разрастания гребня хребта Мона в Норвежско-Гренландском море. — «Физика Земли», 1975, № 2, с. 60—74.

257. К вопросу о сравнении статистических характеристик аномального магнитного поля над океанами и континентами. — Сб. тезисов докл. VIII конф. по вопр. постоян. геомагн. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Постоян. геомагн. поле. М., 1970, с. 93—95. (Ин-т физики Земли). Авт.: В. Н. Белугина, Э. А. Бурцева, В. Н. Луговенко, Н. Н. Луговенко.

258. Ковылин В. М. 47-й геолого-геофизический рейс исследовательского судна «Витязь» в Японском море. — «Океанология», 1971, № 3, с. 542.

259. Ковылин В. М., Мирлин Е. Г. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря. — «Геотектоника», 1971, № 3, с. 95—103.

260. Комаров А. Г. Океанические хребты и структура рифта. Геологическая природа магнитных и гравитационных аномалий над рифтовой долиной. — «Природа», 1965, № 7, с. 95—98.
261. Комплексные геофизические и гидрофизические исследования в Охотском море. Шестой рейс научно-исследовательского судна «Пегас». — «Океанология», 1975, т. 15, № 4, с. 757—759. Авт.: М. Л. Красный, С. Л. Соловьев, И. К. Туезов, Ю. С. Шумилов.
262. Кочергин Е. В. Аномальное магнитное поле акватории Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов. — «Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та. Геофиз. сб.», 1975, вып. 38, с. 63—73.
263. Кочергин Е. В., Красный И. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю (по данным гидромагнитной съемки). — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1973, т. 211, № 4—6, с. 1408—1411.
264. Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю. — «Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та. Геофиз. сб.», 1975, вып. 38, № 6, с. 91—97.
265. Красный М. А. Аномальное магнитное поле Японского моря. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 413—416.
266. Красный М. А. Аномальное магнитное поле акватории Японского моря. — «Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та. Геофиз. сб.», 1975, вып. 38, № 6, с. 34—62.
267. Красный М. Л., Кочергин Е. В. Геологическая природа магнитных аномалий северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и остров. дуг. IX сес. Науч. совета по тектонике Сибири и Дальн. Востока. Тезисы докл. Южно-Сахалинск, 1972, с. 5—7.
268. Красный М. Л., Кочергин Е. В. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та. Геофиз. сб.», 1975, вып. 38, № 6, с. 98—124.
269. Красный М. Л., Кочергин Е. В. Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. «Геология и геофизика», 1975, № 3, с. 84—94.
270. Крутиховська З. О., Русаков О. М., Старостенко В. І. Геомагнітні дослідження Інституту геофізики АН УРСР у Карібському морі за міжнародною програмою СІКАР (VI рейс НДС «Академик Вернадський»). — «Вісник АН УРСР», 1973, № 12, с. 77—80.
271. Кузьмина О. А., Шабалин Н. А. Физико-химическая природа намагниченности океанической коры и верхней мантии. — Материалы II Науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Моск. ун-т. Секц. «Геофизика». М., 1975, с. 77—79.
272. Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Савенко Б. Я. Физические свойства донных отложений экваториальной зоны Атлантического океана. — «Геофиз. сб. АН УССР», вып. 1 (12). Киев, «Наукова думка», 1965, с. 87—105.
273. Лебедев Т. С., Савенко Б. Я., Шаповал В. И. Магнитные свойства донных отложений экваториальной зоны Атлантического океана. — В кн.: Тезисы докл. VII Всесоюз. конф. по постоян. магнитн. полю и палеомагнетизму СССР. М., 1966, с. 31—32. (Ин-т физики Земли).
274. Лебедев Т. С., Савенко Б. Я., Буртный П. А. Температуры Кюри и состав магнитной фракции донных осадков экваториальной части Атлантического океана. — В кн.: Материалы IX конф. по вопр. постоян. геомагнитн. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 2. Баку, 1973, с. 144—145.
275. Левин Д. В., Крюков С. М., Карасик А. М. Аэромагнитная съемка центрального сектора Советского Севера. — В кн.: Аэромагнитн. съемка в геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 85—97.
276. Линейные магнитные аномалии южной части пролива Дрейка. — Сб. тезисов докл. VIII конф. по вопр. постоянн. геомагнитн. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Постоянн. геомагнитн. поле. М., 1970, с. 157—1617. (Ин-т физики Земли). Авт.: Н. Н. Трубятчинский, Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, В. Г. Щелованов.
277. Линькова Т. И. Некоторые результаты палеомагнитных исследований донных осадков Северного Ледовитого океана. — В кн.: Настоящее и прошлое геомагнитн. поля. М., «Наука», 1965, с. 279—284.

278. Лисицын А. П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана. — «Вестн. АН СССР», 1973, № 9, с. 61—71.
279. Луговенко В. Н. Аномальное магнитное поле на океанах. — «Геоматнетизм и аэрономия», 1968, т. 8, № 2, с. 377—378.
280. Луговенко В. Н. Автокорреляционная функция аномального магнитного поля. — В кн.: Постоян. магнитн. поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горн. пород. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 10—12.
281. Луговенко В. Н. Оценка статистических свойств аномального магнитного поля. — Там же, с. 15—16.
282. Луговенко В. Н., Пушков А. Н. Совместный статистический анализ аномальных магнитного и гравитационного полей. — В кн.: Методика геофиз. исследований океанов. М., «Наука», 1974, с. 169—176.
283. Луговенко В. Н., Попов А. Г. Исследования градиентов аномального магнитного поля Южного океана. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиций», 1975, с. 37—40.
284. Магнетизм и условия образования поверхностных горных пород. — В кн.: Геол.-геофиз. исследования в юго-вост. части Тихого океана. М., «Наука», 1975, с. 17—25. Авт.: Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова.
285. Магнитное поле и геологическое строение восточной части Карибского региона. — «Геофиз. сб.», 1974, № 58. Авт.: О. М. Русаков, Б. Ф. Зарнецкий, В. И. Старостенко, А. И. Авдеев.
286. Магнитное поле подводных гор. — «Геоматнетизм и аэрономия», 1967, т. 7, № 5, с. 928—931. Авт.: Р. М. Деменницкая, А. М. Городницкий, Н. И. Гуревич и др.
287. Магнитное поле Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974, с. 97—122. Авт.: М. М. Иванов, Е. В. Вержбицкий, Е. Г. Мирлин и др.
288. Магнитные аномалии гребня Срединно-Атлантического хребта. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 6, с. 1416—1419. Авт.: В. В. Федынский, А. И. Рассохо, Р. М. Деменницкая и др.
289. Магнитные свойства донных осадков юго-западной части экваториальной Атлантики. — В кн.: Материалы VIII конф. по постоян. геомагнитн. полю и палеомагнетизму. Ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 121—124. Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, А. Н. Третьяк, В. И. Шаповал.
290. Магнитные свойства и вещественный состав донных осадков экваториальной Атлантики. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1966, вып. 17, с. 3—21. Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, Ю. С. Лебедев и др.
291. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. Д. Геомагнитное поле Черноморской впадины. — «Геофиз. сб.», 1969, вып. 32, с. 28—38.
292. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. — «Морск. геология и геофизика», 1972, вып. 3, с. 12—21.
293. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 10, с. 5—14.
294. Матвеев Б. М. Магнитные исследования на шхуне «Заря» (экспедиция 1960—1961 гг.). — «Вестн. АН СССР», 1962, № 6, с. 36—40.
295. Матвеев В. В., Славский В. В. Физические свойства вулканических пород Центрально-Тихоокеанских подводных гор. — «Океанология», 1974, т. 14, вып. 4, с. 673—676.
296. Мирлин Е. Г., Вержбицкий Е. В. Результаты геомагнитных исследований в 42-м рейсе экспед. судна «Витязь». — «Океанол. исследования», 1973, № 23, с. 43—50.
297. Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Вержбицкий Е. В. Статистические характеристики аномального магнитного поля центральной части Атлантического океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифт. зон Мирового океана. Т. 3. М., «Наука», 1974, с. 121—128.
298. Мирлин Е. Г., Назарова Е. А., Печерский Д. М. Связь характеристик магнитных аномалий с магнитными свойствами базальтов Северной Атлантики. — «Физика Земли», 1975, № 9, с. 40—47.

299. Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р. Новые данные о природе магнитных аномалий в северной части Атлантического океана. — «Океанология», 1976, т. 16, вып. 1, с. 98—104.

300. Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р., Атватер Т. Магнитные аномалии. — В кн.: Исландия и Срединно-Атлант. хребет. М., «Наука», 1976.

301. Морфология, физические поля и глубинная структура Арктического бассейна. — В кн.: Второй Междунар. Океаногр. конгр. Тезисы докл. М., «Наука», 1966, с. 106. Авт.: Я. Я. Гаккель, Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик и др.

302. Некоторые особенности глубинного строения и происхождения хребта Ломоносова по аэромагнитным данным. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1971, вып. 6, с. 9—19. Авт.: А. М. Карасик, Н. И. Гуревич, В. Н. Масолов, В. Г. Щелочанов.

303. Некоторые результаты магнитной съемки в Тихом и Индийском океанах (по итогам IV и V рейсов научно-исследовательского судна «Академик Вернадский»). — В кн.: Развед. геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., 1974, с. 521—525. Авт.: П. Ю. Гречин, З. А. Крутиховская, О. М. Русаков, В. Д. Соловьев.

304. Некоторые результаты спектрального анализа профильной гидромагнитной съемки. — В кн.: Материалы IX конф. по вопр. постоян. геомагнит. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Баку, 1973, с. 41—42. Авт.: П. Ю. Гречин, З. А. Крутиховская, О. М. Русаков, В. Д. Соловьев.

305. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана. — «Геотектоника», 1974, № 2, с. 3—14. Авт.: Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев, А. Я. Шараськин и др.

306. Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан). — «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 4, с. 985—988. Авт.: А. Е. Сузюмов, Е. Г. Мирлин, Д. Л. Фингер, А. М. Городницкий.

307. Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря. — В кн.: Вопр. геологии и геофизики окраин. морей сев.-зап. части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 145—154. (АН СССР. Дальневост. науч. центр). Авт.: Б. Я. Карп, Е. А. Моуравова, Ю. В. Шевалдин, В. П. Филатов.

308. Обзор комплексных геофизических исследований строения земной коры Индийского океана. — «Морск. гравиметр. исследования», 1970, вып. 5, с. 41—53. (Моск. ун-т). Авт.: А. Г. Гайнанов, Ю. И. Свистунов, П. А. Строев, А. А. Шрейдер.

309. О неоднородности рифтовой зоны Атлантического океана. — «Океанология», 1975, т. 15, вып. 1, с. 82—88. Авт.: В. М. Литвин, Н. А. Марова, Е. Г. Мирлин, Г. Б. Удинцев.

310. О неоднородности физических свойств литосферы Аравийско-Индийского хребта. — «Морск. гравиметр. исследования», 1972, вып. 6, с. 18—23. Авт.: А. А. Шрейдер, Г. М. Валяшко, В. Р. Мелихов и др.

311. О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии. — «Физика Земли», 1970, № 1, с. 90—93. Авт.: И. К. Туезов, М. Л. Красный, О. А. Соловьев, Е. В. Кочергин.

312. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 9, с. 60—71. Авт.: Е. Г. Мирлин, В. Р. Мелихов, О. В. Михайлов, Ю. П. Непрочнов.

313. О попытке изучения физических параметров и литологии осадочных образований экваториальной Атлантики. — В кн.: Геология побережья Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев, 1967, с. 220—231. (Киевск. ун-т). Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, В. И. Шаповал и др.

314. О попытке исключения длиннопериодной составляющей вариаций геомагнитного поля по данным гидромагнитной съемки. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1975, вып. 10, с. 87—90. Авт.: С. С. Рождественский, Е. Г. Донец, А. М. Карасик, Т. А. Пылаева.

315. Особенности строения литосферы геосинклинальной котловины Новогвинейского моря и его обрамления. — «Океанология», 1974, т. 14, вып. 1, с. 95—100. Авт.: Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев и др.

316. Особенности строения переходной зоны западной части Тихого океана в районе Новогвинейского моря. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и остров. дуг. IX сес. Научн. совета по тектонике Сибири и Дальн. Востока. Тезисы докл., 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 27. Авт.: Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев и др.

317. О структуре аномального магнитного поля юго-западной части хребта Мона. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 3, с. 726—729. Авт.: В. В. Федьинский, А. И. Рассохо, Р. М. Деменницкая и др.
318. Оценка величины вязкой намагниченности донных осадков экваториальной части Атлантического океана. — В кн.: Постоян. магнитн. поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горн. пород. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 65—66. Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, А. Н. Третьяк, Л. И. Вигилянская.
319. Оценка распределения магнитовозмущающих тел в коре глубоководной котловины Черного моря с помощью трансформации в нижнее полупространство. — «Морск. геология и геофизика», 1971, вып. 2, с. 99—103. Авт.: В. Р. Мелихов, Е. Г. Мирлин, Б. Д. Углов, А. А. Шрейдер.
320. Палеомагнетизм глубоководных осадков Индийского океана. — В кн.: Постоян. магнитн. поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горн. пород. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 60—63. Авт.: О. Л. Багина, П. Л. Безруков, Е. Л. Демиденко и др.
321. Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика колонки донных осадков экваториальной части Тихого океана. — Там же, с. 63—64. Авт.: Т. И. Линькова, В. В. Мухина, Ф. С. Файнберг, В. В. Юнкеров.
322. Печерский Д. М., Мирлин Е. Г. Намагниченность горных пород и природа магнитных аномалий в рифтовой зоне Атлантического океана. — «Физика Земли», 1971, № 5, с. 43—56.
323. Печерский Д. М., Мирлин Е. Г. Изучение природы магнитных аномалий в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифт. зон Мирового океана. Т. 3. М., «Наука», 1974, с. 129—140.
324. Печерский Д. М., Назарова Е. А. Терромагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана (30—40° с. ш.). — «Физика Земли», 1974, № 7, с. 95—100.
325. Подводный Срединно-Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 3, с. 659—662. Авт.: А. И. Рассохо, Л. И. Сенчура, Р. М. Деменницкая и др.
326. Попов А. Г., Луговенко В. Н., Ларкин В. Г. О строении океанического дна в южной части Атлантического океана. — «Труды Сов. антаркт. экспедиций», 1975, т. 66, с. 18—27.
327. Предварительные результаты геолого-геофизических исследований в Х рейсе научно-исследовательского судна «Академик Вернадский». — «Геофиз. сб.», 1976. Авт.: С. А. Клещенко, В. Д. Соловьев, И. В. Колежук и др.
328. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 95—101. Авт.: И. К. Туезов, М. Л. Красный, Ю. А. Павлов и др.
329. Рассохо А. И. Океанографические исследования. — «Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиций», 1968, № 71, с. 79.
330. Результаты детальных геофизических исследований в Северо-Фиджийской котловине. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 3, с. 688—691. Авт.: Ю. П. Непрочнов, И. М. Белоусов, В. П. Гончаров и др.
331. Рождественский С. С. Результаты магнитных исследований на гребне срединного хребта Северо-Атлантического мегабассейна. — «Геология моря», 1975, вып. 4, с. 58—62. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).
332. Рождественский С. С., Карасик А. М. Линейность и симметрия в аномальном магнитном поле гребня Северо-Атлантического хребта. — «Геология моря», 1974, вып. 3, с. 78—83. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).
333. Рождественский С. С., Карасик А. М. О методике проведения гидромагнитных съемок над гребнями срединных хребтов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. — «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1974, вып. 9, с. 48—54. (Науч.-исслед. ин-т геологии Арктики).
334. Рождественский С. С., Карасик А. М. Современная геометрия дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской плит литосферы. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 1, с. 208—211.
335. Розе Е. Н., Эфендиева М. А. Некоторые статистические характеристики аномального магнитного поля на океанах. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, т. 8, № 4, с. 750—754. (АН СССР).

336. Савенко Б. Я., Третьяк А. Н. Термомагнитные исследования железомарганцевой конкреции Тихого океана. — В кн.: Постоян. магнитн. поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горн. пород. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 66—67.

337. Северная группа Меланезийских желобов и их место в структуре переходной зоны западной части Тихого океана. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и остров. дуг. IX сес. Науч. совета по тектонике Сибири и Дальн. Востока. Тезисы докл., 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 26. Авт.: Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев и др.

338. Соловьев В. Д., Гречин П. Ю. О возможной глубине залегания источников магнитных аномалий рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (21° с. ш.). — В кн.: Материалы V науч.-техн. конф. молодых геофизиков Украины. Киев, 1974, с. 12.

339. Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Прикл. геофизика», 1961, вып. 29, с. 168—173.

340. С о с о б исследования рельефа дна океана. Авт. свид. № 208290. — «Офф. бюл. Ком. по делам изобрет. и открытий при СМ СССР», 1968, № 3, с. 122. Авт.: Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, Ю. Г. Киселев и др.

341. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика впадин, пологов и хребтов Мексикано-Карибского бассейна. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 8, с. 180. Авт.: Г. М. Валяшко, Г. Н. Ельцина, В. М. Литвин и др.

342. Старостенко В. И., Русаков О. М., Гречин П. Ю. Основные принципы автоматизованной системы морских магнитных измерений. — «ДАН УРСР. Сер. Б», 1974, № 1, с. 47—50.

343. Страхов В. Н., Лапина М. И., Мирлин Е. Г. О возможной природе магнитных аномалий рифтовой зоны Атлантического океана. — В кн.: Методика геофиз. исследований океанов. М., «Наука», 1974, с. 130—169.

344. Страхов В. Н., Валяшко Г. М. Об одном методе обработки результатов гидромагнитных съемок. — В кн.: Магнитн. аномалии земн. глубин. Киев, «Наукова думка», 1976, с. 210—225.

345. Строев П. А., Сузюмов А. Е., Мирлин Е. Г. Геофизические исследования хребта Богорова. — «Океанол. исследования», 1973, № 23, с. 69—79.

346. Строев П. А. и другие. Подводная возвышенность Ямато по геофизическим данным 1975. 97 с. (Моск. ун-т). Авт.: Б. И. Васильев, Б. Я. Карп, П. А. Строев, Ю. В. Шевалдин.

347. Сузюмов А. Е. Некоторые черты геологического строения юго-восточной части Тихого океана. — «Сов. геология», 1974, № 1, с. 55—62.

348. Сузюмов А. Е. О глубине источников магнитных аномалий в переходной зоне юго-восточной части Тихого океана. — «Вестн. Моск. ун-та», 1971, № 1, с. 93—95.

349. Сузюмов А. Е., Вержбицкий Е. В. Аномальное магнитное поле котловины Лау (островная дуга Тонга). — «Физика Земли», 1974, № 8, с. 76—80.

350. Термомагнитные характеристики донных осадков экваториальной части Атлантического океана. — «Геофиз. сб.», 1974, № 57. Киев, «Наукова думка», с. 58—68. Авт.: Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, А. Н. Третьяк и др.

351. Трубятчинский Н. Н., Карасик А. М. Пролит Дрейка — область разрастания океанической коры. — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., 1972, с. 156—161.

352. Удинцев Г. Б. Исследования подводных структур в районе Исландии. — «Вестн. АН СССР», 1972, № 6, с. 82—88.

353. Федьинский В. В., Ушаков С. А., Шабалин Н. А. Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972, т. 204, № 6, с. 1442—1445.

354. Физические параметры и минеральный состав донных образований Гвинейского залива Атлантического океана. — «Геофиз. сб. АН УССР», 1971, вып. 39, с. 77—89. Авт.: Т. С. Лебедев, В. И. Шаповал, А. Н. Третьяк и др.

355. Черты тектоники геосинклинали котловины Новогвинейского моря и его обрамления. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 3, с. 605—608. Авт.: Г. Б. Удинцев, Г. В. Агапова, А. Ф. Береснев и др.

356. Шабалин Н. А. Об определении возраста океанической коры палеомагнитным методом. — «Вестн. Моск. ун-та», 1973, № 2, с. 122—125.

357. Ш а б а л и н Н. А. Автоматическая корреляция маркирующих аномалий в структуре аномального магнитного поля океана. — Материалы II науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Моск. ун-т. Секц. «Геофизика». М., 1975, с. 84—87.
358. Ш е в а л д и н Ю. В. Магнитные исследования в центральной части Японского моря. — В кн.: Вопр. геологии и геофизики окраин. морей сев.-зап. части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 168—174. (АН СССР. Дальневост. науч. центр).
359. Ш р е й д е р А. А., В а л я ш к о Г. М. Опыт применения обратной задачи потенциала к изучению магнитной неоднородности северо-западной части Индийского океана. — В кн.: Комплексн. исследования в Мировом океане. М., 1975, с. 254—257. (Ин-т океанологии АН СССР).
360. A n o m a l o u s magnetic fields over the world's oceans. — «Phys. Earth Planet. Inter.», 1970, v. 2, N 5, p. 373—377. Auth.: M. M. Ivanov, A. M. Karasik, T. N. Simonenko, A. N. Pushkov.
361. D e m e n i t s k a y a R. M., K a r a s i k A. M. Magnetis data confirm that the Nansen-Amundsen basin is of normal oceanic type. — In: Continent. margins a. island arcs GS of Canada. 1966, paper 66—15.
362. D e m e n i t s k a y a R. M., K a r a s i k A. M. The active rift system of the Arctic ocean. — «Tectonophysics», 1969, v. 8, N 4—6, p. 345—351.
363. D e m e n i t s k a y a R. M. H u n k i n s K. L. Shape and structure of the Arctic basin. — In: The Sea. V. 4. 1970, p. 223—250.
364. D e m e n i t s k a y a R. M., K a r a s i k A. M., T r u b i a t c h i n s k i y N. N. Linear magnetic anomalies in southern Drake passage. — In: Antarctica geology a. geophysics. Ed. R. J. Aidy. Oslo, Univ. forlaget, 1972, p. 13—15.
365. I v a n o v M. M. Results of ocean surveys of the «Zarja». — In: Program a. abstracts IAGA symposium. Description of the Earth's Magnetic Field. Natl. Acad. Sci. Wash. D. C., 1968, oct. 22—25, p. 7.
366. K a r a s i k A. M. Some features and problems of sea-floor spreading near the pole of opening. — In: XV Gen. Ass. IUGG. Abstracts, 4—4. Moscow, 1971, p. 9.
367. K a r a s i k A. M. Eurasian subbasin of the Arctic Ocean in terms of plate tectonics. — In: XVI Gen. Ass. IUGG, 1975, p. 61.
368. K a r a s i k A. M., R o z h d e s t v e n s k y S. S. Fine structure of anomalous magnetic field of the Mid-Atlantic ridge and its polar extension. — In: XVI Gen. Ass. IUGG, 1975, p. 62.
369. K a r a s i k A. M., D e m e n i t s k a y a R. M., S h c h e l o v a n o w W. G. Specific character of magnetic field and development of oceanic ridges in Arctic Ocean basin. — In: Arctic Geology. Ed. M. G. Pitcher. 1973, mem. 19, p. 348.
370. M i r l i n E. G. Mid-Atlantic ridge crest: spreading rate, morphology and magnetic anomalies. — «Transaction American Geophys. Union», 1975, v. 56, N 12, p. 28.
371. N e p r o c h n o v K. P., N e p r o c h n o v a A. F., M i r l i n E. G. Deep structure of Black Sea basin. — In: The Black sea. Geology, chemistry a. biology. AAPG, 1974, mem 20, p. 68—71.
372. P e c h e r s k y D. M., N a z a r o v a E. Magnetic properties of basalts and the nature of magnetic anomalies of Mid-Ocean ridges. — In: XVI Gen. Ass. IUGG, 1975, p. 53.
373. P e c u l a r i t i e s of the anomalous geomagnetic field distribution for the Mid-Atlantic ridge and some geomorphological provinces of the Atlantic ocean. — In: XVI Gen. Ass. IUGG, 1975, p. 61. Auth.: M. M. Ivanov, L. A. Batkova, V. J. Kolesova, M. A. Efendieva.
374. S t r a k h o v V. N., L a p i n a M. I., M i r l i n E. G. On the probable nature of magnetic anomalies in the Atlantic rift zone. — «Phys. Earth Planet. Inter.», 1971, v. 4, N 5, p. 381—405.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакторов	5
Предисловие	8
Глава 1. Физическая природа геомагнетизма	11
Напряженность магнитного поля	—
Намагниченность	12
Поле, создаваемое диполем	—
Наклонение геомагнитного поля	15
Простая двумерная модель для приблизительных оценок	—
Глава 2. Магнитные свойства океанических базальтов	19
Диамагнетизм и парамагнетизм	—
Ферромагнетизм	20
Антиферромагнетизм и ферримагнетизм	21
Состав ферромагнитных породообразующих минералов	22
Значение размеров доменов и зерен	24
Термоостаточная намагниченность	26
Терромагнитные свойства базальтов	28
Снятие нестабильной намагниченности	29
Магнитная вязкость	30
Естественная намагниченность базальтов	—
Приборы и методы измерения магнитных свойств	32
Глава 3. Измерение напряженности геомагнитного поля на море	34
Аномалии модуля полного вектора	—
Протонный магнитометр	—
Глава 4. Земной магнетизм и его история	38
Элементы геомагнитного поля	—
Временные флюктуации	—
Вековые вариации	41
Хронология инверсий геомагнитного поля	44
Гипотеза Вайна — Мэтьюза	45
Хронология инверсий геомагнитного поля по результатам изучения океанических осадков	48
Экстраполяция хронологической шкалы инверсий по линейным магнитным аномалиям	52
Длительность эпох одной полярности	58
Геомагнитное динамо	59
Глава 5. Примеры линейных магнитных аномалий в океанах	61
Отождествление линейных аномалий	—
Субъективность процесса подбора	63
Проверка симметрии	—
Антарктическая часть Тихого океана	65
Южная часть Атлантического океана	70
Глава 6. Подвигание литосферы и тектоника плит	74
Модель разрастания и поглощения литосферы	75
Очаги землетрясений	77
Другие доказательства поглощения литосферы	78

	Трансформные разломы и эпицентры землетрясений	83
	Оконтуривание тектонических плит по землетрясениям	85
	Вращение плит	87
	Примеры вращения плит	88
Глава 7.	Абсолютное смещение плит относительно оси вращения Земли	92
	Палеомагнетизм подводных гор	—
	Расчет виртуальных геомагнитных полюсов	96
	Траектория полюсов	97
	Дрейф Тихоокеанской плиты к северу	—
	Географическая широта по данным намагниченности осадков	101
	Палеоширота по данным о форме и амплитуде магнитных аномалий	103
	Биогенный экватор	—
Глава 8.	Взаимодействие между дном Тихого океана и его окраинами	105
	Субдукция в Алеутском желобе	—
	Происхождение Большого магнитного изгиба	107
	Изменение направления разрастания в северо-восточной части Тихого океана	—
Глава 9.	Индийский океан	115
	Изученность	—
	Два эпизода разрастания	116
	Распознавание более древних аномалий	119
	Эволюция ложа Индийского океана	123
Глава 10.	Зависимость глубины и теплового потока океана от возраста океанического ложа	124
	Остывание литосферы после экструзии	—
	Измерение теплового потока в океанах	—
	Возрастные пояса в северной части Тихого океана	125
	Тепловой поток на континентах	—
	Модель земной коры	126
	Вычисление зависимости глубины океана от возраста дна	128
Глава 11.	Северная Атлантика	130
	Четыре зоны магнитных аномалий	—
	Изменение скорости разрастания	134
	Изменение направления разрастания	137
	Вращение Пиренейского полуострова	140
	Гренландия и Лабрадорское море	141
	Единый суперконтинент	142
Глава 12.	Северный Ледовитый океан	145
	От Исландии до хребта Гаккеля	—
	Хребет Гаккеля	148
Глава 13.	Измерения напряженности геомагнитного поля на океаническом дне и вблизи него	152
	Магнитные съемки вблизи океанического дна	—
	Кратковременные вариации геомагнитного поля на океаническом дне	156
Глава 14.	Возможные пути будущих исследований	161
Приложения. 1.	Международное геомагнитное нормальное поле	163
2.	Расчет полной напряженности геомагнитного поля на профиле, перпендикулярном к оси модели хребта	164
3.	Магнитные свойства океанических базальтов	169
Список литературы	174

1964

1р. 85к.

НЕДРА