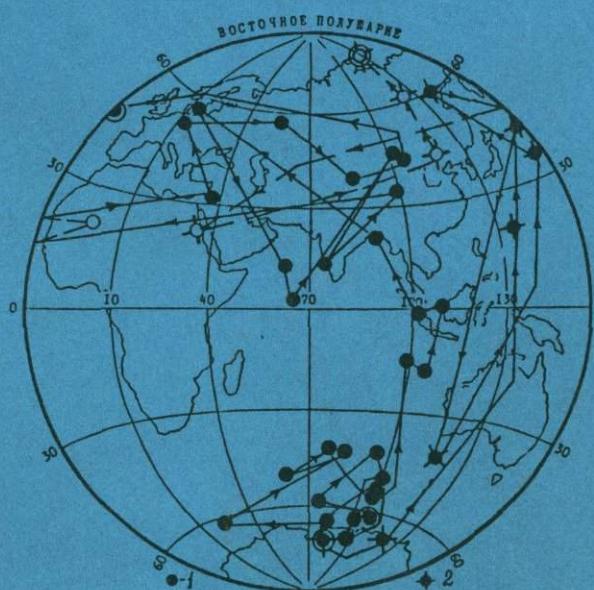




Г. З. Гура́рий

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ
ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ
В ПОЗДНЕМ
КАЙНОЗОЕ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДENA ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г.З. ГУРАРИЙ

п1

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Труды, вып. 415



МОСКВА
"НАУКА"

1988



УДК 550.384

Академия наук СССР

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

G.Z. Gurariy

GEOMAGNETIC FIELD
DURING REVERSALS
IN THE LATE CENOZOIC

Transactions, vol. 415

Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое / Г.З. Гураев.
М.: Наука, 1988. — 207 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 415)
ISBN 5-02-005948-X

В книге обобщены и систематизированы данные о характеристиках магнитного поля Земли во время инверсий, опубликованные в мировой печати до 1983 г. На основании анализа фактического материала автор приходит к выводу о мультипольности инверсирующего поля, проводит оценку этой мультипольности, продолжительности инверсий и других характеристик.

В работе показана возможность использования характеристик геомагнитного поля во время инверсий для изучения строения ядра Земли, решения некоторых задач стратиграфии и тектоники, проводится оценка продолжительности перерывов в осадконакоплении и т.д.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков.

Табл. 4. Ил. 13. Библиогр. 199 назв.

Рецензенты:

С.П. Бурлацкая, Т.Б. Нечаева

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенников

Ответственный редактор

доктор физико-математических наук,
профессор Г.Н. Петрова

Reviewers:

S.P. Burlatzkaya, T.B. Nechaeva

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krasheninnikov

Responsible editor

doctor of physics and mathematics,
professor G.N. Petrova

Г 1904030000-043 158-88-I
042(02)-88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-005948-X

Изучение геомагнитной структуры земной коры в историческом аспекте
важнейшее и неоднократно
подтверждавшее правильность предположений
о происхождении и строении земной коры. Важнейшими
известными учеными, дающими основу для дальнейших работ, были
А. Н. Борисов, А. И. Григорьев, Ф. В. Давидов, К. Н. Гончаров, А. И. Григорьев, А. И.
Горбунов, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И. Григорьев, А. И.
ВВЕДЕНИЕ

Изучение магнитного поля Земли в историческом аспекте в последние годы приобретает большое значение для решения целого ряда задач. Строение внутренних оболочек Земли, в первую очередь ядра и нижней мантии, процессы, происходящие в этих скрытых от нас глубинах, эволюция, развитие их за длительные, исчисляемые миллионами и сотнями миллионов лет интервалы времени, причины, приводящие к наличию у Земли магнитного поля, закономерности поведения, изменения этого поля — вот далеко не полный перечень вопросов, в решении, выяснении которых очень важную роль играют сведения, поставляемые нам палеомагнитологией — наукой о магнитном поле Земли прошлых геологических эпох.

Определение возраста горных пород, корреляция одновозрастных образований на поверхности земного шара вне зависимости от расстояния между ними, выяснение роли и масштабов горизонтальных движений отдельных блоков земной коры, определение глубины магматических очагов и целый ряд других важных задач, имеющих непосредственное отношение к поискам и разведке полезных ископаемых, в настоящее время не могут решаться без учета палеомагнитных данных и изучения магнетизма горных пород.

Особое значение для решения целого ряда перечисленных выше задач имеют сведения, получаемые при изучении тонкой временной структуры древнего геомагнитного поля, при изучении вариаций, экскурсов этого поля и характеристик магнитного поля Земли во время обращения его полярности — инверсий. Несмотря на то что эти вопросы интересуют специалистов довольно давно, количество накопленных сведений, касающихся характеристик поля во время инверсий, все еще остается незначительным, особенно учитывая необходимость получения этих характеристик как для разновозрастных инверсий, так и для одной и той же инверсии из различных точек земной поверхности.

В то же время сейчас имеются данные по поведению, изменению элементов геомагнитного поля, полученные при изучении нескольких десятков разновозрастных инверсий в разных местах на поверхности Земли.

Обобщение, осмысливание этих данных является полезным и даже необходимым по крайней мере по двум причинам. Во-первых, полученные результаты крайне важны для развития теории земного магнетизма, познания внутреннего строения Земли и решения ряда важных вопросов в области стратиграфии и геотектоники. Во-вторых, без такого анализа невозможно правильное направление дальнейших исследований.

Именно этому вопросу — обобщению, анализу имеющихся данных по характеристикам геомагнитного поля во время инверсий, в первую очередь инверсий в позднем кайнозое (последние 25 млн лет), и посвящена данная работа.

Основой для нее послужили опубликованные в мировой научной литературе результаты изучения геомагнитного поля во время инверсий и данные, полученные автором при исследованиях, проводившихся с 1964 г. на территории

Сибирской платформы, в Таджикской депрессии, Копетдаге, Западно-Туркменской низменности и Закавказье.

Работа проводилась в лаборатории структурной геофизики Геологического института АН СССР.

При проведении этих исследований на разных этапах большую помощь автору оказывали сотрудники кабинета палеомагнетизма лаборатории структурной геофизики М.Л. Баженов, Н.Я. Дворова, В.Ф. Дьяконова, О.А. Крежковских, И.А. Кудашева, Е.А. Малеева, М.Р. Мамиконян, М.А. Певзнер и в особенности П.К. Рябушкин и В.М. Трубихин. Большую поддержку автор получал от Г.Н. Петровой, В.Н. Вадковского, П.Н. Кропоткина и В.В. Меннера. Автор пользуется случаем, чтобы выразить всем им свою сердечную благодарность.

При изложении материала нами для удобства использовался регионально-возрастной принцип. Порядок изложения связан лишь с количеством фактического материала, имеющегося по тому или иному региону. Исключение сделано для данных, полученных в пределах СССР, которые изложены в главе третьей настоящей работы. Во-первых, это связано со сравнительно большим количеством исследований, проводившихся в Советском Союзе, и, во-вторых, именно в этом разделе описываются материалы, полученные автором. Степень детальности изложения результатов, полученных другими исследователями, в первую очередь обусловлена объемом приводимых в разбираемых работах сведений и их значимостью для решения интересующих нас вопросов.

В ряде работ (Dodson et al., 1978; Valet et al., 1983; Herggelo-Bervera, 1983) характер представления окончательных результатов не позволил точно воспроизвести данные авторов, что могло вызвать некоторые неточности в приводимых нами рисунках. Это ни в коей мере не влияет на основные положения работы, однако автор этой книги считает своей обязанностью принести извинения читателям.

ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН, ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ

Остаточная намагниченность горных пород:

| | | | |
|------------------|---|----------|--------------------------------|
| J_n | — естественная | J_{nv} | — вязкая естественная |
| J_n^o | — дреяня | J_r | — нормальная |
| J_n^h | — вторичная | J_{rc} | — химическая |
| J_n^0 | — первичная (часть начальной J_n^s , сохранившаяся до настоящего времени) | J_{ri} | — идеальная (безгистерезисная) |
| J_n^s | — начальная | J_{ro} | — ориентационная |
| J_{nh}, J_{nT} | — характерная (часть J_n , оставшаяся после соответствующей чистки) | J_{rs} | — насыщения |
| | | J_{rt} | — термическая |
| | | J_{rv} | — вязкая лабораторная |

Поля:

| | | | |
|----------|-----------------------------------|-------|--|
| H | — постоянное намагничивающее поле | H_T | — полный вектор напряженности геомагнитного поля |
| H_c | — поле, в котором $J_{ri}=J_n^0$ | H_s | — поле насыщения |
| H_{cs} | — разрушающее поле насыщения | h | — переменное магнитное поле |

Температуры:

| | |
|-------|---------------------------|
| T | — температура |
| T_b | — блокирующая температура |
| T_c | — температура Кюри |

Другие величины:

| | |
|------------------------|--|
| D | — склонение геомагнитного поля и намагниченности |
| I | — наклонение геомагнитного поля и намагниченности |
| J_i | — индуктивная намагниченность |
| K | — кучность, определяющая степень ориентации векторов |
| M | — магнитный момент Земли |
| $Q = J_n / \alpha H_T$ | — фактор Q , отношение Кенисбергера |
| n | — число данных, участвующих в статистике |

Полярность поля и намагниченности пород:

| | |
|-----|------------|
| N | — прямая |
| R | — обратная |

| | |
|--------------------|--|
| t | — время |
| a_{95} | — радиус круга доверия при вероятности $p=0,95$ |
| Φ, Λ | — широта и долгота палео- и геомагнитного полюсов в современных географических координатах |
| φ, λ | — широта и долгота точки отбора |
| α | — магнитная восприимчивость |
| ВГП | — виртуальный геомагнитный полюс |
| ДТМА | — дифференциальный термомагнитный анализ |

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИСУНКАМ

Проекции векторов J_n :

- на нижнюю полусферу
- на верхнюю полусферу
- ▲ Проекция направления дипольного поля в пункте исследования
- ✗ Проекция направления перемагничивания



Проекция круга
перемагничивания

Положение ВГП:

- ⚫ на верхнем полушарии
- ⚭ на нижнем полушарии
- ○ начальные и конечные
- ? ○ ? при $K < 3$
- Среднее значение и дисперсия
- * Изученные переходные зоны



Зона прямой намагниченности



Зона обратной намагниченности



Неизученные части толщи



Глины



Алевролиты



Пески (песчаники)



Гравелиты



Конгломераты и брекчии



Лёссы



Ископаемые почвы



Мергели



Известняки



Супеси и суглинки



Продолжение рисунка
на следующей странице

важнейшими темами изучения геомагнитных явлений являются изучение геомагнитного поля Земли и изучение пород, в которых оно проявляется. Эта книга посвящена изучению геомагнитного поля Земли, а также изучению геомагнитных явлений в горных породах. В ней рассматриваются различные методы изучения геомагнитного поля Земли, а также способы определения геомагнитных явлений в горных породах. Особое внимание уделяется изучению геомагнитных явлений в горных породах, а также способы определения геомагнитных явлений в горных породах.

ГЛАВА ПЕРВАЯ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Открытие инверсий геомагнитного поля является одним из самых интересных и, очевидно, неожиданных открытий геофизики в XX столетии. Еще в древности люди знали о наличии у Земли магнитного поля и научились использовать его для своих практических нужд, например для мореплавания. Поле считалось постоянным, неизменным. Развитие науки, появление все более точных приборов, более широкое использование магнитного поля для практических целей изменили это представление, появились сведения вначале о медленных, а затем и о быстрых его изменениях — вековых и кратковременных вариациях, магнитных бурях и т.д. Было установлено, что магнитное поле Земли можно разделить на две части — постоянное геомагнитное поле, источники которого находятся внутри Земли, и переменную его компоненту, которая связана с внешними причинами — в основном с влиянием Солнца, а также космических факторов. Подробное обсуждение этапов развития наших знаний о геомагнетизме, о становлении и развитии науки о земном магнетизме не входит в задачу данной работы. Ограничимся лишь несколькими замечаниями.

Наряду с расширением сведений о магнитном поле Земли началось изучение магнитных свойств горных пород, а затем и использование этих свойств для практических целей — разведки полезных ископаемых, геологического картирования и т.д. Накопление данных о магнитных свойствах горных пород привело к появлению сведений о том, что некоторые породы намагниченны противоположно геомагнитному полю. Все большее количество таких "обратно" намагниченных пород заставило искать причины возникновения подобного рода намагниченности. Неель (Neel, 1951) предложил несколько механизмов, объясняющих намагничение веществ противоположно намагничающему полю H . Это явление было названо явлением "самообращения". В последние годы самообращению намагниченности различных ферромагнитных материалов придается большое значение в связи с широким использованием магнитных свойств как естественных, так и искусственных материалов в различных областях науки и техники. Это привело к открытию новых механизмов самообращения намагниченности. Наиболее полный обзор всех имеющихся к настоящему времени сведений о самообращении намагниченности, о механизмах, приводящих к этому явлению, приведен в работе А.Г. Звегинцева (1975).

Наряду с развитием отрасли науки, занимающейся изучением физических причин появления в горных породах "обратной" намагниченности, все чаще, начиная с 1904 г., высказывается мнение о том, что появление пород, намагниченных противоположно современному магнитному полю Земли, может свидетельствовать об изменении направления самого геомагнитного поля, о его инверсиях. Первыми, кто предположил такую возможность, были Дэвид (David, 1904) и Брюнес (Brunhes, 1906). А в 1924 г. П.П. Лазарев, в 1926 г. Меркантон и

в 1929 г. Матуяма предсказали значение, которое это явление может иметь для геологии и геофизики. С большим трудом реальность существования инверсий геомагнитного поля завоевывала признание. Пожалуй, еще в конце 50-х годов даже среди специалистов, занимавшихся исследованиями магнитных свойств горных пород, было больше противников этой гипотезы, чем ее сторонников.

Однако уже с 30-х годов отдельные исследователи делают первые попытки использовать это явление для практических целей. Появляется ряд работ, в которых направление естественной остаточной намагниченности используется для корреляции одновозрастных горных пород, возникает и развивается новое направление среди наук о Земле — палеомагнитология, которая все большее значение придает разработке шкалы магнитных инверсий. К числу классических работ такого рода относится работа А.Н. Храмова (1958), первой показавшая большое значение палеомагнитной стратиграфии для корреляции осадочных толщ в пределах довольно обширного региона — Западной Туркмении и Азербайджана. Исследование донных отложений морей и океанов, широкое изучение осадочных и изверженных пород в пределах континентов, сопровождаемое в ряде случаев определением абсолютного возраста, приводят к возникновению все более стройной картины распределения среди горных пород разного возраста противоположно намагниченных слоев. Все больше данных появляется о том, что в разных точках земной поверхности одновозрастные породы намагниченны одинаково — по направлению магнитного поля Земли или против (миграция геомагнитного полюса и связанные с ней проблемы здесь не рассматриваются). Постепенно вырисовывается костяк магнитостратиграфической шкалы — разделение палеомагнитных зон в разрезе.

В основном прямо намагниченные породы нижнего и среднего кембрия смешиваются верхнекембрийскими — ордовикскими породами с довольно частым чередованием слоев с прямой и обратной намагниченностью. Верхнекарбоновые — пермские породы везде в основном намагниченны обратно, перекрывающие их толщи триасового и юрского возрастов характеризуются частым чередованием слоев с прямой и обратной намагниченностью, верхнемезозойские породы в основном намагниченны прямо, для кайнозойских отложений характерно частое чередование зон разной намагниченности.

Удаётся даже установить практически довольно уверенно возраст некоторых инверсий. А. Кокс (Сох, 1969) суммировал все имевшиеся к концу 60-х годов данные об инверсиях, произошедших в течение последних 5 млн лет, и составил магнитохронологическую шкалу для этого отрезка времени, в которой выделил основные ее элементы — эпохи — периоды, в течение которых геомагнитное поле сохраняет какую-либо полярность, и эпизоды — время кратковременного существования поля противоположной полярности внутри эпох.

Таким образом, к концу 50-х годов появилось и начало развиваться новое направление геолого-геофизических исследований — магнитная стратиграфия, имеющая существенное преимущество перед всеми классическими методами стратиграфических исследований: все подразделения, используемые данной отраслью науки, являются практически хроноподразделениями, проявление которых в различных точках поверхности земного шара должно осуществляться одновременно. Это дает возможность проводить глобальную корреляцию, сопоставление различных стратиграфических подразделений. Однако наряду с таким весьма существенным преимуществом методы магнитной стратиграфии обладают и очень крупным недостатком. В данном случае речь идет не о доказательствах реальности в каждом конкретном случае древней намагниченности того или иного направления, выявления и исключении перемагниченных в последующие эпохи пород, — это внутренние трудности, которые имеются у каждого метода. Подразделения, с которыми связана магнитная стратиграфия, — магнитозоны практически сами по себе до настоящего времени являются немыми. Зона прямой (или обратной)

намагниченности остается только зоной прямой намагниченности вне зависимости от того, выявлена ли она в породах, к примеру, нижнего миоцена или верхнего плиоцена. Только комплексирование, совместное использование палеомагнитного метода с другими методами геологии позволяет проводить те или иные сопоставления и корреляции, очень важные и нужные (Меннер и др., 1972).

Однако, к сожалению, подобное комплексирование оказывается не всегда возможным (исследование немых осадочных и вулканогенных формаций), а в ряде случаев даже такой комплексный подход не позволяет однозначно решить вопрос о том, с чем мы в каждом конкретном случае имеем дело: с зоной N_3 , например, или с горизонтом n внутри зоны R_2 (или R_3) и т.д. Все более необходимой становится попытка заставить "заговорить" немые до сих пор подразделения магнитной стратиграфии, выяснить, имеются ли характерные особенности, отличия каждой конкретной зоны от окружающих по чисто магнитным особенностям, характеристикам, по изменению элементов намагниченности. Большие надежды при этом возлагаются на исследование изменений намагниченности переходных слоев, слоев, располагающихся на границе зон различного направления намагниченности. Другими словами, необходимо исследовать изменения геомагнитного поля непосредственно во время смены полярности, т.е. инверсий, установить характеристики этих изменений во время различных инверсий, определить конкретные особенности этих изменений для каждой конкретной инверсии (если они есть) и попытаться использовать эти особенности для характеристики, паспортизации инверсий. (Первым, кто предположил такую возможность, был А.Н. Храмов (1958).) Большое значение при этом придается выяснению вопроса о существовании (или отсутствии) дипольного поля во время переходных режимов. В случае сохранения во время инверсии (или большей ее части) дипольного характера поля режим изменения поля может использоваться для идентификации инверсий на территории всего земного шара, в противном случае эти характеристики могут быть использованы в пределах определенных регионов, величину которых также следует установить. Не менее важным является и использование характеристик инверсирующего поля для решения ряда тектонических задач, в частности для проверки мобилистских конструкций.

Практически все изложенное можно распространить и на важность, необходимость изучения изменения естественной остаточной намагниченности внутри зон постоянного направления намагниченности или, переходя к геомагнитному полю, на необходимость исследования вариаций магнитного поля Земли.

Однако это только одна сторона вопроса. Для создания теории геомагнитного поля, выяснения причин и процессов, приводящих к возникновению и поддержанию магнитного поля Земли, необходимо, помимо всего прочего, изучение характеристик поля в историческом аспекте. Наибольшее количество информации о процессах в ядре и на границе ядро—мантия можно получить, изучая характеристики, параметры геомагнитного поля в моменты его наибольшей изменчивости, подвижности. К таким состояниям в первую очередь относятся инверсии геомагнитного поля. Не менее ценную информацию можно получить при исследовании вариаций магнитного поля Земли. В настоящее время работы по изучению вариаций практически ведутся по трем направлениям: наблюдения за изменениями геомагнитного поля, происходящими практически на наших глазах, археомагнитные исследования и изучение палеовариаций.

Помимо выяснения вопросов, непосредственно касающихся геомагнитного поля, подобного рода исследования имеют более общее значение. Связь геомагнитного поля со строением земного ядра и нижней мантии и с процессами, происходящими в этих оболочках Земли, позволяет, изучая магнитное поле, получать и эти, очень важные для познания строения и истории развития Земли, данные. Здесь хотелось бы подчеркнуть преимущество методов земного магнетизма в этом аспекте практически перед всеми используемыми в настоящее время

человечеством методами для решения таких вопросов. Это преимущество состоит в историчности сведений, поставляемых магнитными методами. Исследуя режим инверсий геомагнитного поля в прошлом, изменения магнитного поля Земли во время разновозрастных инверсий, изучая изменения напряженности геомагнитного поля и его вариаций, мы практически получаем прямые сведения об изменении (или постоянстве?) основных характеристик ядра и нижней мантии. Значение этих сведений для познания строения Земли, процессов, происходящих в ее глубинных, недоступных прямому наблюдению частях, закономерностей их изменения, развития практически в течение всей истории существования Земли (или, вернее, геомагнитного поля) трудно переоценить.

Интерес к изучению поведения поля во время инверсий возник довольно давно. Пожалуй, первой работой такого рода является исследование Т. Сигургейссона (Sigurgeirsson, 1957) на лавах Исландии. Затем были работы К. Момозе (Momose, 1958) и Х. Ито (Ito, 1965) в Японии, Ж. Ван Зилла с соавторами (Van Zijl et al., 1962) в Южной Африке и С. Хельсли (Helsley, 1963) в США. В СССР исследования такого направления проводились группой сотрудников ИФЗ АН СССР под руководством Г.Н. Петровой (Петрова и др., 1963) и палеомагнитологами ВНИИГРИ (Родионов и Начасова, 1966).

Таким образом, к началу палеомагнитных исследований в ГИН АН СССР число работ по этой проблеме ограничивалось первым десятком. Основные их результаты выражались в следующем.

1. Во время инверсии напряженность геомагнитного поля понижалась. Изменение направления поля происходило либо на фоне пониженной напряженности, либо одновременно с падением напряженности.

2. Изменение направления поля происходило либо постепенно, либо резко. В первом случае представляется возможным говорить о пути перемещения ВГП во время инверсии, во втором случае фиксируемый путь полюса отсутствует.

3. Продолжительность инверсий составляла 10^3 — $8 \cdot 10^5$ лет.

Никаких выводов о характере поля во время инверсий, о временных зависимостях этого поля (как региональных, так и тем более глобальных) сделать было нельзя. Более того, единичные данные по изменению палеонапряженности и продолжительности инверсий не позволяли оценить даже пределы изменений этих важных характеристик. Однако и в то время исследователи, занимавшиеся изучением инверсий, высказывали свои соображения по поводу вида геомагнитного поля в эти критические интервалы времени. При этом большинство авторов считали, что во время инверсий геомагнитное поле, скорее всего, носило мультипольный характер.

Работы по исследованию этой проблемы продолжались в течение всего прошедшего времени в различных регионах при изучении различных объектов (от океанических осадков до интрузий разного возраста), и к настоящему времени накоплен довольно обширный, хотя и весьма разнородный по качеству материал (под качеством мы имеем в виду количество информации о характеристиках поля во время инверсий, содержащихся в каждом исследовании).

Именно наличие такого материала позволило приступить к написанию настоящей работы, так как сам объект исследования — геомагнитное поле во время инверсий — требует привлечения данных, характеризующих это поле в различных точках земной поверхности и в различные временные интервалы. Необходимость рассмотрения глобального материала обусловила и принятую в данной работе последовательность его изложения, в основу которой был положен регионально-возрастной принцип при описании и анализе результатов изучения конкретных инверсий (главы вторая и третья настоящей работы) и общий анализ данных по всем инверсиям при обсуждении той или иной характеристики поля (глава шестая).

При этом основное внимание было уделено анализу данных, полученных при

изучении инверсий за последние 25 млн лет, что обусловлено исключительно распределением фактического материала. Данные по характеристикам более древних инверсий крайне немногочисленны и привлекались в работе только как вспомогательный материал, дающий основу для временных сопоставлений.

2. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Различными исследователями, занимающимися изучением геомагнитного поля во время инверсий, применяются различные методики полевых и лабораторных исследований. Ниже излагаются основные методические приемы и положения, использовавшиеся автором. Одни из них являются общепринятыми, другие были выработаны в процессе исследований.

Методика полевых исследований. Полевые исследования инверсий (переходных зон) подразделялись на четыре этапа.

1. Палеомагнитные стратиграфические исследования с целью выяснения общей картины распределения зон прямой и обратной естественной остаточной намагниченности как в конкретных обнажениях, так и в целом по району.

2. Составление магнитостратиграфической шкалы для изучаемого комплекса горных пород в пределах района работ и корреляции (на ее основе) отложений, слагающих отдельные обнажения. При возможности — привязка региональной шкалы к общей магнитостратиграфической (или магнитохронологической) шкале.

3. Локализация переходных зон в конкретных разрезах.

4. Непосредственное исследование переходных зон.

В пределах переходных зон и прилегающих участков разреза проводился сплошной отбор образцов. Образцы отбирались в виде штуфов высотой 2,5—30 см и более в зависимости от условий отбора и вида и состояния опробуемой породы. В ряде случаев пропускались только рыхлые песчанистые прослои. В основном непосредственно в поле из штуфов выпиливались образцы кубической формы с размером по ребру 2—2,5 см (2—4 образца для каждого стратиграфического уровня), оставшаяся часть штуфов сохранялась в лаборатории до окончательного анализа результатов по каждой зоне перехода. Штуфы отбирались таким образом, чтобы верхняя их грань совпадала с поверхностью пластов или отличалась от нее на первые градусы.

Методика лабораторных исследований. Главной задачей лабораторных исследований практически при любого рода палеомагнитных работах является выделение древней компоненты намагниченности изучаемых пород и определение ее природы.

В принципе в любой породе естественная остаточная намагниченность J_n может являться суммой целого ряда намагниченностей различного происхождения, возникших в разное время в течение жизни породы. Главными видами хронологических компонент намагниченности могут являться:

1) начальная намагниченность J_n^s , т.е. намагниченность, возникшая на первом этапе образования породы (для изверженных пород это термоостаточная J_{n1} , химическая J_{rc} и их сумма, для осадочных пород — ориентационная J_{ro} , химическая J_{rc} и их сумма). Эта намагниченность (вернее, ее сохранившаяся часть — J_n^s , называемая первичной намагниченностью) является той основной частью естественной остаточной намагниченности, которая позволяет получать сведения о геомагнитном поле времени образования породы;

2) вторичная намагниченность J_n^h , которая, в свою очередь, является суммой метахронной намагниченности J_n^m и современной намагниченности J_n^p . Происхождение метахронной намагниченности может быть самым разнообразным. Практически все вышеперечисленные физические компоненты намагниченности, исключая седиментационную, могут быть метахронными, т.е. возникать в любой момент жизни породы. Вполне естественно, что метахронные намагниченности отражают

геомагнитное поле времени их возникновения и в связи с этим, за исключением некоторых специальных исследований (время метаморфизма, температура вторичного прогрева пород, определение палеонапряженности по изучению обожженных контактов и другие), являются паразитическими намагниченностями, затушевывающими, а иногда и полностью заменяющими первичную намагниченность и, следовательно, первичные характеристики геомагнитного поля. Современная намагниченность может состоять из суммы вязкой J_{nv} и химической намагниченностей. Практически любая порода, находящаяся какое-то время в магнитном поле, приобретает намагниченность, отражающую характеристики этого поля и время, в течение которого поле действовало на породу (на ферромагнитные минералы, имеющиеся в породе). Хотя в настоящее время появляются сведения о возможной стабилизации, закреплении вязкой намагниченности, вязкая намагниченность, за исключением некоторых специфических условий, "следует" за возбуждающим ее магнитным полем. Другими словами, в изучаемых нами горных породах должна присутствовать вязкая намагниченность, отражающая в основном направление и напряженность геомагнитного поля эпохи Брюнеса, т.е. геомагнитного поля последних 700 тыс. лет. Кроме, пожалуй, исследований, ставящих своей целью изучение свойств естественной вязкой намагниченности и определение абсолютного возраста молодых горных пород, вязкая намагниченность является помехой при любого рода палеомагнитных работах.

Все перечисленные выше виды намагниченности либо могут присутствовать в одних и тех же ферромагнитных минералах, либо за их существование могут отвечать различные минеральные ассоциации или различные зерна одних и тех же минералов. Этим и определяются те значительные трудности, которые возникают при проведении каждого палеомагнитного исследования. Возможность сосуществования разного рода намагниченностей с близкими характеристиками стабильности в одних и тех же минералах или в разных, но близких по свойствам ферромагнетиках приводит к тому, что до сих пор палеомагнитологи не имеют стандартной методики выделения первичной намагниченности. Каждое конкретное палеомагнитное исследование, каждая горная порода, обладающая своим набором минералов, характеризующаяся определенным способом возникновения этих минералов и своим комплексом вторичных воздействий, требуют своего специфического подхода. Разработанные до настоящего времени методы выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности не только не гарантируют выделение первичной компоненты, но и, наоборот, в целом ряде случаев могут приводить к ее разрушению, уничтожению. Стабильность намагниченности к лабораторным методам воздействия зачастую не имеет ничего общего с палеомагнитной стабильностью.

Вопросы, связанные с описанной выше проблемой, довольно полно изложены в работах А.Н. Храмова, Л.Е. Шолпо, Г.Н. Петровой и др. (Храмов, 1958; Храмов, Шолпо, 1967; Петрова, 1977; Палеомагнитология, 1982). Существенную помощь в решении вопроса о времени возникновения J_n может оказать выяснение ее природы. Действительно, ориентационная (вернее, седиментационная) природа естественной остаточной намагниченности осадочных горных пород однозначно решает вопрос в пользу первичности изучаемой намагниченности. К сожалению, свойства различных видов намагниченности часто определяются видом ферромагнетиков, с которыми связаны эти намагниченности, в большей степени, чем непосредственно природой намагниченности; присутствие в породе целого набора ферромагнитных минералов, разного рода намагниченностей и т.д. делает эту задачу в общем чрезвычайно трудной.

Из всего изложенного ясно, что выделение древней естественной остаточной намагниченности, определение ее синхронности образованию горной породы, определение природы J_n и параметров древнего геомагнитного поля представляет чрезвычайно сложную задачу и требует для своего решения применения целого

ряда разнообразных лабораторных методов, проведения различного рода исследований. Полный комплекс исследований состоит в следующем.

I. Изучение состава ферромагнитной фракции, присущей исследуемой породе, для чего применяется следующий комплекс методов:

1) изучение кривой намагничивания и значения разрушающего поля намагниченности насыщения J_{rs} и J_s (H'_{cs} и H_{cs});

2) определение температурной зависимости намагниченности насыщения J_{rs} и J_s — определение точки Кюри, блокирующих температуру и температуру фазовых превращений;

3) определение низкотемпературных точек фазовых изменений;

4) изучение температурной зависимости параметров насыщения — определение характера изменения J_{rs} и H'_{cs} от предварительного ступенчатого прогрева образцов;

5) комплекс минералогических исследований — изучение прозрачных и полированных шлифов, химический анализ рудной фракции, рентгеновский анализ, электронная микроскопия, мессбауэрсовский анализ и т.д.;

6) анализ физико-химической обстановки, сопутствовавшей образованию породы, изучение условий, в которых находилась порода в течение своей жизни, и т.д.

Применение описанного выше комплекса методов и исследований обычно в той или иной мере позволяет составить представление о наборе ферромагнитных минералов, присущих в изучаемой породе и несущих естественную остаточную намагниченность, о возможных способах и времени их возникновения и преобразования и тем самым о возможных видах намагниченности, составляющих в сумме естественную остаточную намагниченность, их приуроченности к тем или иным минералам или минеральным ассоциациям. Тем самым определяется и возможный набор способов разрушения вторичных видов намагниченности (или несущих их минералов) и выделения древней, а возможно и первичной, синхронной намагниченности.

II. Изучение свойств естественной остаточной намагниченности. При этом исследуется:

1) способность горной породы приобретать вязкую намагниченность \bar{J}_{rv} ;

2) стабильность J_n к h , изменения направления вектора J_n в процессе действия переменных магнитных полей разной амплитуды;

3) то же, по отношению к температурным воздействиям.

В принципе на основании этих исследований должно быть выяснено соответствие сделанных после первого этапа исследований выводов и реальных свойств естественной остаточной намагниченности и окончательно выбран способ выделения интересующей нас древней части естественной остаточной намагниченности.

III. Определение природы древней остаточной намагниченности (на эталонной коллекции):

1) сравнение характеристик стабильности;

2) переосаждение и изучение свойств лабораторной J_{ro} (для осадочных горных пород);

3) выяснение термоостаточной природы J_n для изверженных пород;

4) согласование полевых методов оценки палеомагнитной стабильности — метода складок, галек, протягивание горизонтов с одинаковыми палеомагнитными характеристиками в пределы разных фациальных зон, разных комплексов пород с различным набором ферромагнетиков и т.д.

IV. Выделение древней компоненты естественной остаточной намагниченности J_n^a и изучение ее параметров (параметров древнего геомагнитного поля). В комплекс этих исследований входит:

1) выделение древней (первичной) компоненты $J_n^a(J_n^0)$ при помощи метода (или

комплекса методов), установленного при исследованиях, проведенных соответственно по программам, указанным в I и II;

2) определение элементов выделенной намагниченности — склонения D , на-
клонения I и интенсивности;

3) составление палеомагнитного разреза;

4) определение координат виртуальных палеомагнитных полюсов;

5) определение напряженности древнего геомагнитного поля H (или древнего магнитного момента Земли M) методом переосаждения (осадочные породы с первичной намагниченностью ориентационного происхождения) или методом Телье (изверженные породы, обожженные контакты);

6) определение относительного изменения напряженности древнего геомагнитного поля, в частности, по величине постоянного магнитного поля H_e , в котором порода приобретает идеальную намагниченность J_{re} , равную по величине J_n^0 , нормирование J_n^0 по J_{re} , а и другие исследования, в зависимости от решаемых задач.

В данной работе в общем мы стремились к проведению исследований по описанной выше программе, однако с учетом конкретных условий комплекс применяемых методов и их последовательность могли варьироваться. Результаты лабораторного изучения конкретных разрезов приведены при описании этих разрезов.

В целом описанная ранее методика лабораторного изучения палеомагнитных коллекций является общеизвестной и изложена в более полном виде в различных руководствах по проведению палеомагнитных работ. В ряде случаев, исходя из конкретных задач и наличия тех или иных данных, нами применялись некоторые методические приемы для решения в первую очередь вопросов о природе и времени возникновения J_n^0 .

Анализ полученных данных. В принципе палеомагнитный метод является методом статистическим; данные, полученные в результате исследований единичных образцов, ни в коем случае не могут считаться представительными для определения параметров древнего поля (за исключением разве что определения знака намагниченности, общей характеристики направления поля). В связи с этим характеристики палеополя обычно устанавливаются для определенной совокупности данных, характеризующих определенный временной интервал. При этом минимизируются всякого рода случайные погрешности, связанные с методикой исследований, характером закрепления и последующей сохранности первичной намагниченности, с одной стороны, и осредняются реальные, но кратковременные изменения геомагнитного поля в прошлом (типа западного дрейфа, вековых вариаций и т.д.) — с другой. Однако именно такого рода кратковременные изменения поля представляют основной интерес при изучении тонкой структуры геомагнитного поля. В связи с этим можно увеличивать количество образцов, представляющих каждый, принимаемый за единичный, интервал времени (время накопления, образования одного образца). К сожалению, подобное увеличение количества образцов приводит к весьма значительному замедлению исследований, особенно если учесть часто значительные мощности разрезов, в которых отпечатано интересующее нас изменение поля. Повышая при этом надежность каждого единичного определения, мы в то же время не повышаем нашу уверенность в том, что полученные результаты действительно отражают реальную картину изменения древнего поля, а не являются эффектом различного рода вторичных воздействий, которые в пределах одного пласта, горизонта могут быть довольно близкими.

В связи с этим нами применялась следующая последовательность получения и анализа данных, характеризующих вектор J_n^0 : лабораторному анализу подвергалось по крайней мере по 2 образца из каждого стратиграфического уровня; в случае расхождения полученных данных по парным образцам из одного стратиграфического уровня и резкого изменения элементов намагниченности между

соседними стратиграфическими уровнями в лаборатории дополнительно изготавливались образцы для таких интервалов. Результаты пропускались для дальнейшей обработки только при получении подтвержденных данных (при этом число образцов на уровне составляло 3—8); координаты ВГП вычислялись как для единичных временных интервалов, так и по осредненным значениям D и I по 3—22 соседним стратиграфическим уровням. Осреднение производилось по полному вектору с использованием ЭВМ по программе, разработанной в лаборатории ГИН АН СССР П. К. Рябушкиным. Вопросы, связанные с правомочностью такого осреднения, будут рассмотрены в следующих разделах работы; окончательные результаты представлялись в виде последовательности полюсов, нанесенных на геосферу. Координаты полюсов вычислялись с использованием формул для центрального диполя. Несомненно, правомочность применения указанных формул для переходных режимов не доказана (именно это и является одной из задач данной работы), однако сравнивать результаты по удаленным территориям можно только в виде распределения полюсов, это общепринятый прием, условность которого всеми исследователями ясно представляется. Здесь же следует отметить, что полученные в результате всех исследований характеристики поля во время определенной инверсии для какого-либо региона нами рассматривались как окончательные только в случае наличия внешнего контроля, т.е. наличия данных по этой же инверсии, полученных при исследовании другого или других разрезов.

Координаты полюсов в таблице 1 даны в градусах и минутах северной широты и восточной долготы. Время инверсии определено по методу ΔH (Борисов, 1968). Время инверсии определено по методу ΔH (Борисов, 1968).

ГЛАВА ВТОРАЯ

ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ (данные без СССР)

1. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ

С. Гроттм (Gromme, 1965) приводит результаты изучения базальтов миоценового возраста в Северной Калифорнии. По К—Аг время излияния базальтов оценивается в 24—22 млн лет. Ферромагнитный минерал — титаномагнетит, частично окисленный до титаномагнетита. Основной метод выделения древней стабильной компоненты J_n — чистка в h до $160 \cdot 10^2$ А/м.

В результате выделен ряд промежуточных направлений естественной остаточной намагниченности, рассчитанные полюса по которым в основном располагаются в пределах восточного полушария, от 50 до 150° в.д. Так как изученные лавовые потоки обнажаются в виде отдельных, некоррелируемых между собой выходов и составить из них общий разрез не представляется возможным, остается неясным, являются ли приведенные данные результатом смены полярности на границах палеомагнитного эпизода или представляют целую серию кратковременных экскурсов во время существования геомагнитного поля обратной полярности.

Д. Йорк, Д. Странгвей и Е. Ларсон (York, Strangway, Larson, 1971) изучали намагниченность базальтов в центральной части штата Колорадо. Было изучено 26 потоков. Для выделения древней компоненты намагниченности использовалось переменное магнитное поле $160 \cdot 10^2$ А/м. Оказалось, что 12 самых древних потоков намагниченны прямо, 5 наиболее молодых — обратно. Намагниченность остальных 9 потоков является промежуточной. Таким образом, в изученных потоках оказалась зафиксированной N — R инверсия. Определив по К—Аг абсолютный возраст 10 потоков, проанализировав данные по петрографическому составу изученных пород и учитывая результаты палеомагнитных исследований, авторы делают следующие выводы.

Возраст прямо намагниченных базальтов с промежуточным направлением

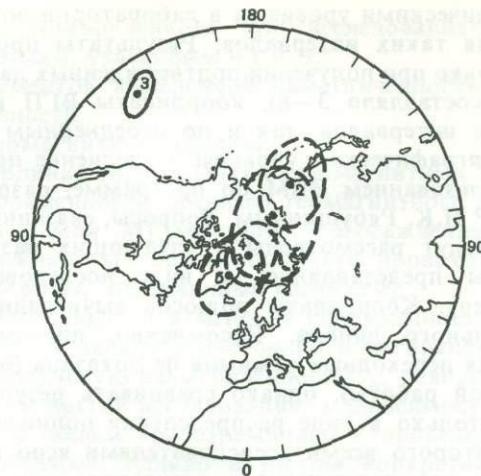


Рис. 1. Положение ВГП во время $N-R$ инверсии (24—21,5 млн лет) (York et al., 1971)

J_n^a равен $24,0 \pm 1,0$ млн лет; обратно намагниченные потоки изливались $21,5 \pm 1,0$ млн лет назад.

Напряженность геомагнитного поля изменялась от $34,4 \text{ A/m}$ в эпоху нормальной полярности до $3,2 \text{ A/m}$ во время инверсии и достигала значений $50,4 \text{ A/m}$ в эпоху обратной полярности (напряженность поля оценивалась по сравнению кривых $J_n(h)$, $J_n^{600}(h)$, $J_n^{700}(h)$ и $J_n^{800}(h)$).

Период пониженной напряженности поля превышает период смены полярности.

Все промежуточные направления J_n^a согласуются между собой. Среднее направление J_n^a , подсчитанного по 9 потокам, имеет кучность, даже превышающую кучность распределения направлений в эпохи стабильного поля ($K = 62,0$; $\alpha_{95} = 4,7^\circ$). Вычисленный по этому направлению виртуальный палеомагнитный полюс имеет координаты $\Phi = 17^\circ$ с.ш., $\Lambda = 138^\circ$ з.д. (рис. 1).

По поводу этих данных имеется два замечания.

1. Не ясно, представлена ли в изученном разрезе вся инверсия, или обратно намагниченные потоки изливались действительно через $2,5 \pm 1,0$ млн лет после ее завершения. Приведенные авторами данные по абсолютному возрасту можно интерпретировать по-разному (даже учитывая данные по петрографии и изучению намагниченности базальтов):

вся толща образовалась во время $N-R$ инверсии геомагнитного поля. Разнобой в цифрах связан с ошибками как методического порядка, так и обусловленными вторичными изменениями пород;

прямо намагниченные базальты и базальты с промежуточным направлением J_n^a образовались в течение короткого промежутка времени и отображают картину изменения геомагнитного поля перед инверсией и в какой-то ее период. Обратно намагниченные базальты излились уже после завершения данной инверсии через значительный ($\sim 2,0$ млн лет) отрезок времени (мнение Йорка и др.);

потоки с промежуточным направлением J_n^a и обратно намагниченные породы отражают изменения поля во время и после инверсии, прямо намагниченные базальты образовались задолго до нее.

Нельзя полностью исключить вариант, по которому и прямо и обратно намагниченные породы не имеют к инверсии никакого отношения.

2. Не поддается однозначному толкованию и время, в течение которого происходило изливание базальтов с промежуточным направлением J_n^a . В то же время различное толкование продолжительности образования этих потоков ведет за собой и различное понимание изменения, характера поля во время инверсии.

Все 9 потоков, как уже указывалось выше, с большой достоверностью позволяют получить координаты одного промежуточного полюса, располагающегося в восточной части Тихого океана. Этот факт может иметь двоякое толкование.

Указанные базальты изливались в течение продолжительного времени, и их намагниченность характеризует магнитное поле, во всяком случае, значительной части инверсии. Тогда указанное распределение направлений J_n^a свидетельствует о вполне определенной характеристике поля во время этой инверсии, которая заключается в том, что период инверсии (этой инверсии) характеризуется таким состоянием геомагнитного поля, при котором для пород Северной Америки намагниченность соответствовала положению геомагнитного полюса в районе Тихого океана.

Образование этих потоков произошло очень быстро, практически мгновенно, даже в масштабе изучаемой инверсии, и в изученных базальтах возникла намагниченность, характеризующая лишь незначительную часть поля во время инверсии, отдельную точку (хотя и с большой степенью надежности).

Д. Денн с соавторами и Р. Додсон и др. (Dunn et al., 1971; Dodson et al., 1978) изучали $R-N$ инверсию, возраст которой 17—18 млн лет. В качестве объекта исследования была выбрана интрузия Татуш в Национальном парке Маунт Райнир на северо-западе США. При предварительных исследованиях было установлено, что внешние части интрузивного тела намагниченны обратно, внутренне — прямо, а между ними существует довольно мощная (около 20 м) зона, характеризующаяся промежуточными направлениями естественной остаточной намагниченности. Авторы совершенно справедливо предположили, что подобная картина распределения направлений J_n^a могла возникнуть в случае внедрения интрузии в конце палеомагнитной эпохи обратной полярности. Охлаждаясь ниже температуры Кюри, ферромагнитные минералы приобретали термонамагниченность, направление которой соответствовало направлению внешнего магнитного поля, а интенсивность была пропорциональна его напряженности. Происшедшая во время охлаждения интрузии $R-N$ инверсия привела к тому, что часть интрузии, проходившая при охлаждении во время инверсии интервал основных блокирующих температур, приобрела намагниченность, отражающую характеристики поля во время инверсии, внутренняя часть интрузии намагнистилась во время существования геомагнитного поля прямой полярности.

Тщательные исследования показали, что основным ферромагнетиком — носителем J_n^a является практически чистый однодоменный магнетит, приобретающий 90% намагниченности в узком интервале температур (560—580°С).

Изучив ряд разрезов, расположенных перпендикулярно фронту охлаждения интрузии, принимая во внимание наиболее вероятную историю охлаждения интрузии Татуш, мощность зоны, характеризующуюся промежуточными направлениями J_n^a и пониженной интенсивностью намагниченности, авторы приходят к выводам, которые могут быть кратко сформулированы следующим образом:

изученная инверсия начиналась понижением напряженности геомагнитного поля и завершалась восстановлением его нормальной величины;

изменение направления поля происходило при минимуме напряженности. Отношение времени существования пониженной напряженности поля ко времени изменения его направления составляет 2,5 : 1,0. Переходные ВГП располагаются в основном в пределах Тихого океана (рис. 2). Во время их расположения в северном полушарии можно отметить наличие движений против часовой стрелки.

К сожалению, проведение этого очень большого и крайне интересного исследования не позволило авторам по целому ряду причин получить численные характеристики продолжительности инверсии и напряженности геомагнитного поля.

Очень детально $R-N$ инверсия геомагнитного поля позднемиоценового времени изучена в штатах Орегон и Невада.

В южной части штата Орегон, в Стэн Моунтайн, эта инверсия изучена Н. Вот-



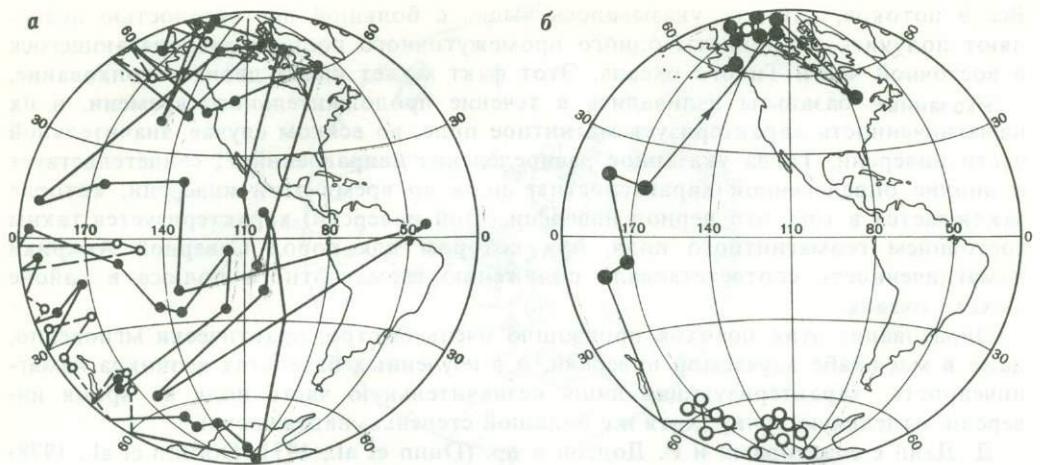


Рис. 2. Положение ВГП во время R—N инверсии (17—18 млн лет) (Dodson et al., 1978)

a — единичные данные; *b* — осредненные данные

кинсом (Watkins, 1965а, б, 1967, 1969). Переходная зона изучена в монотонной серии базальтовых потоков со средней мощностью ~5 м. Лавы залегают непосредственно друг на друге, межлавовые осадочные породы отсутствуют. Возраст базальтов из переходной зоны по К—Аг составляет $15,1 \pm 0,3$ млн лет. Детально были изучены базальты из 71 последовательного потока (не менее 6 образцов из потока).

Тщательное лабораторное изучение состава ферромагнитной фракции, признаков вторичных изменений пород, сопоставление индекса окисления с полярностью естественной остаточной намагниченности приводят автора к заключению, что изученные базальты обладают первичной намагниченностью термической природы. Метод выделения первичной компоненты намагниченности — чистка J_n в переменном магнитном поле $(160—640) \cdot 10^2$ А/м.

Основные положения, изложенные в работе Воткинса, можно свести к следующему.

Лавоизлияние происходило через короткие равномерные промежутки времени. Значительные перерывы отсутствуют. Сопоставляя данные А. Кокса и Г. Далримпла (Cox, Dalrimage, 1967) по наиболее вероятной продолжительности инверсий за последние 4,0 млн лет, равной 4600 лет, и по количеству лав, фиксирующих данную инверсию, автор приходит к выводу, что лавы изливались через 130 лет. Однако Воткинс отмечает, что указанное значение может изменяться в любую сторону примерно в 5 раз, т.е. перерыв между отдельными излияниями может колебаться от 26 до 650 лет.

Напряженность геомагнитного поля изменялась от 40—48 до 8,8—8,40 А/м в центральной части инверсии. При этом время излияния двух соседних потоков практически в начальной части инверсии (потоки N 57 и 56) характеризуется резким изменением напряженности — от 48 до 8,8 А/м, что приводит автора к выводу о резком падении напряженности в начальной стадии инверсии и затем вновь о ее увеличении.

Во время инверсии напряженность дипольного поля уменьшается и возрастает роль недипольной части. Основанием для такого вывода служит анализ стандартной угловой девиации $\theta_{63} = 46,8 \times F_d/F_0 (1 + 3\sin^2\lambda)^{-1/2}$, где F_d — недипольная часть поля, F_0 — дипольное поле на экваторе и λ — магнитная широта места наблюдения (Irving, Ward, 1964). Эти данные представлены на рис. 3, из которого видно, что при осреднении по 5 и 10 соседним точкам уровень девиации, характерный для современного поля, наблюдается в начале центральной части и в конце изученного

жидкостного дипольного момента. Влияние этого момента на магнитное поле Земли в северном полушарии ослабевает с удалением от полюса.

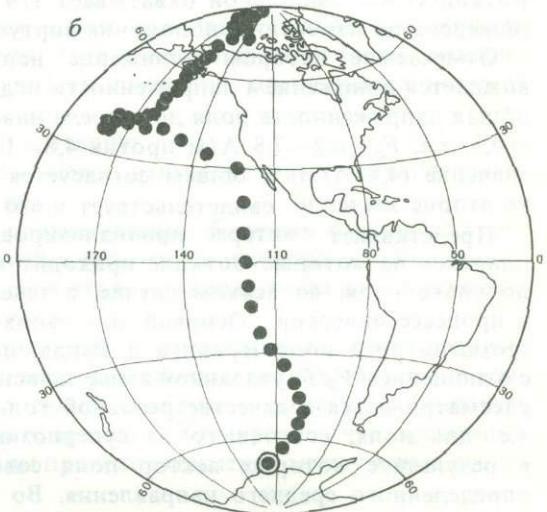
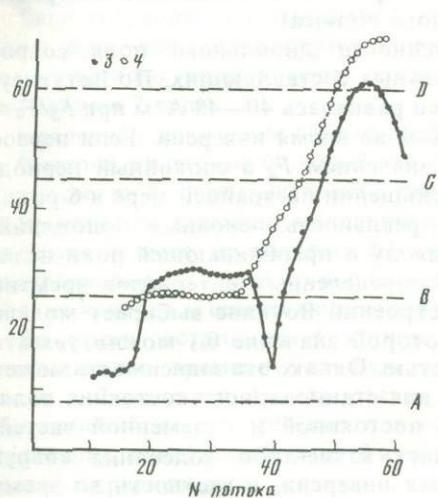
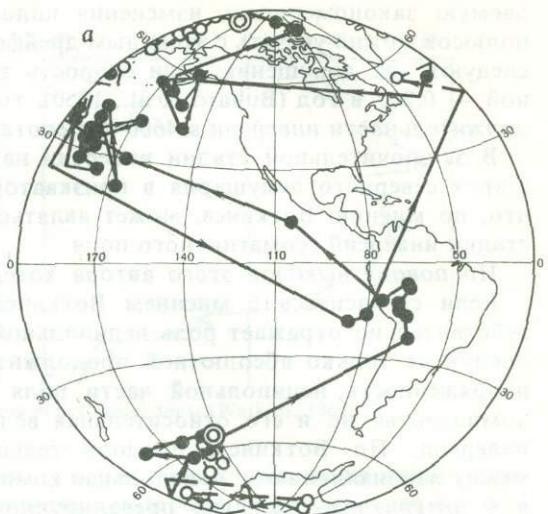
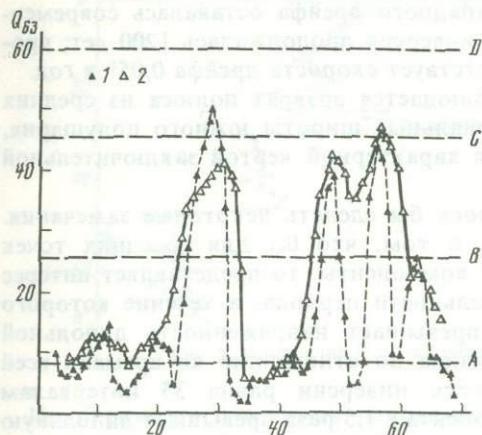


Рис. 3. Изменение стандартного углового отклонения θ_{63} по разрезу переходной зоны (Watkins, 1969)
1 — $n=5$; 2 — $n=10$; 3 — $n=20$; 4 — $n=30$

Рис. 4. Положение ВГП во время R—N инверсии (15,1 млн лет) (Watkins, 1969)
а — $n=1$; б — $n=30$

интервала, для значительной части инверсии характерны более высокие значения θ_{63} , которые для отдельных периодов превышают значения, свидетельствующие о величине отношения $F_d/F_0 = 1,5$. Недипольное поле превышает дипольную составляющую в 1,5 раза в течение по крайней мере 4 интервалов между излияниями лав, т.е. в течение 100—2600 лет. Для этого времени, исходя из общей напряженности поля, составившей $(9,6-2,0)$ А/м, и используя соотношения $F_d + F_{45} = 9,6$ (2,0) А/м и $F_{45} = 1,6F_0$, Воткинс приходит к выводу, что напряженность дипольного поля составляла $3,2$ ($0,64$) А/м, а недипольного — $4,8$ ($0,96$) А/м.

Основное перемещение виртуального геомагнитного полюса происходит в пределах восточной части Тихого океана в южном полушарии и носит менее упорядоченный характер в северном полушарии, захватывая восточную и центральную части Тихого океана (рис. 4). При этом как будто бы довольно хорошо наблю-

даемую закономерность изменения положений последовательных виртуальных полюсов можно увязать с западным дрейфом геомагнитного поля. Однако из этого следуют два допущения: если скорость западного дрейфа оставалась современной — $0,20^\circ$ в год (Bullard et al., 1950), то инверсия продолжалась 1200 лет; продолжительности инверсии в 4600 лет соответствует скорость дрейфа $0,05^\circ$ в год.

В заключительной стадии инверсии наблюдается возврат полюса из средних широт северного полушария в приэкваториальные широты южного полушария, что, по мнению Воткинса, может являться характерной чертой заключительной стадии инверсий геомагнитного поля.

По поводу выводов этого автора хотелось бы сделать некоторые замечания.

Если согласиться с мнением Воткинса о том, что θ_{63} для соседних точек действительно отражает роль недипольной компоненты, то представляет интерес оценки не только абсолютной продолжительности периода, в течение которого напряженность недипольной части поля превышает напряженность дипольной компоненты, но и его относительная величина по отношению ко времени всей инверсии. По Воткинсу, продолжительность инверсии равна 35 интервалам между лавоизлияниями, недипольная компонента в 1,5 раза превышает дипольную в 4 интервалах, т.е. явно превалирующая роль недипольной компоненты (по Воткинсу) над дипольной охватывает $1/9$ часть времени, занимаемого инверсией (инверсии по изменению положения виртуального полюса).

Отмечаемое автором понижение напряженности дипольного поля сопровождается понижением напряженности недипольных составляющих. По Воткинсу, общая напряженность поля до и после инверсии равнялась $40—48$ А/м при $F_d/F_0 = 0,3$, т.е. $F_d = 6,2—7,8$ А/м против $4,8—1,0$ А/м во время инверсии. Если первое значение ($4,8$ А/м) в общем согласуется со значением F_d в спокойный период, то второе значение свидетельствует о его уменьшении по крайней мере в 6 раз.

Представляет интерес проанализировать реальность основных положений, опираясь на которые Воткинс приходит к выводу о преобладающей роли недипольного поля, во всяком случае, в течение определенных интервалов времени в процессе инверсии. Основой для своих построений Воткинс выбирает модель геомагнитного поля Ирвинга и Варда, по которой значение θ_{63} можно увязать с отношением F_d/F_0 указанной выше зависимостью. Однако эта зависимость может рассматриваться в качестве реальной только для стационарного состояния поля, т.е. для поля, состоящего из суперпозиций постоянной и переменной частей, в результате которых вектор поля совершает какие-либо колебания вокруг определенного среднего направления. Во время инверсии, в частности во время данной инверсии, в общем отмечаются по крайней мере два различных состояния поля: состояние поля, которое более или менее отвечает приведенному выше условию, и состояние поля, при котором направление вектора поля значительно и, что самое важное, односторонне изменяется (рис. 5). Для этого состояния, повторяем, можно говорить лишь о направлении изменения вектора поля, и среднее направление, как и отклонения от него (от значений которых, собственно, и зависит величина θ_{63}), характеризуют совершенно другие параметры поля по сравнению с полем в спокойном, стационарном состоянии. Скорее можно говорить о том, что в этом случае θ_{63} характеризует подвижность вектора поля в данном месте наблюдения. Подвижность же вектора может быть обусловлена как ростом вклада недипольных, но в данном случае действующих опять-таки односторонне, компонент, так и простым поворотом дипольного поля, а также суммарным воздействием этих причин. Установить же истинную природу такого поворота по результатам наблюдений в одном пункте невозможно. Таким образом, вывод Воткинса о значительном относительном росте недипольного поля во время изученной инверсии нам представляется совершенно необоснованным.

На основе анализа характера изменения направления вектора J_n^a (см. рис. 5) можно сделать следующие заключения.

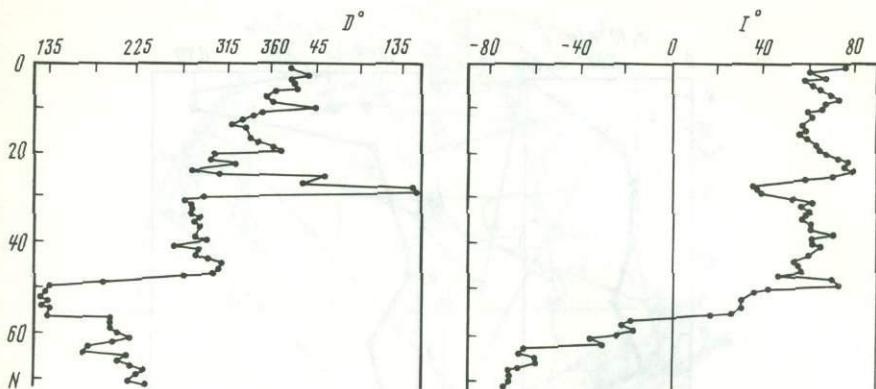


Рис. 5. Изменение D и I по разрезу переходной зоны (Watkins, 1969)

По характеру изменения направлений J_n^a и по положению и движению виртуального полюса изменение поля, отвечающее инверсии, зафиксировано в потоках 66(58)—19(20).

Если согласиться с мнением Воткинса о том, что лавоизлияние происходило более или менее равномерно во времени, то в изменении направления вектора геомагнитного поля в месте исследований (в движении виртуального полюса) выделяется 2 типа:

медленные изменения вблизи среднего значения;

быстрое изменение большой амплитуды между этими средними направлениями практически без промежуточных значений.

Выделяется 6 этапов медленного (и соответственно 5 этапов быстрого) перемещения полюса, из которых 2 (начальный и конечный) отвечают началу и концу инверсии, виртуальный полюс во время этих этапов располагается соответственно вблизи южного и северного географического.

Во время остальных 4 этапов медленного перемещения полюса, которые занимают по времени большую часть инверсии, полюс располагается практически в 2 участках Тихого океана, что свидетельствует о наличии 2 основных направлений поля в течение длительного времени. Характерно, что временные колебания, колебания большой амплитуды происходят именно между этими основными направлениями.

Отмеченный Воткинсом "западный дрейф" геомагнитного поля во время данной инверсии является ложным эффектом, проявившимся в результате осреднения данных.

Следует еще раз подчеркнуть, что все отмеченное выше правомочно лишь в случае равномерного излияния лав.

Эта же инверсия изучена М. Голдштейном, Д. Странгвейем и Е. Ларсоном (Goldstein et al., 1969) в юго-восточной части штата Орегон, практически в том же районе, где проводил свои работы Воткинс. Переходная зона исследовалась в трех разрезах — Стин I, Стин II и Покер Джим Ридч. Первые два разреза отстоят друг от друга примерно на 600 м, Покер Джим находится от них примерно в 90 км. Разрезы сложены базальтовыми потоками без видимых следов значительных перерывов в лавоизлиянии. В каждом разрезе опробовано 15—20 потоков (по 5 образцов из потока). По одному (редко по двум) образцу из каждого потока была проведена чистка намагниченности в переменном поле $h = 160 \cdot 10^2$ А/м. Определение напряженности древнего поля производилось путем сравнения J_n , J_n^{600} , J_n^{700} и J_n^{800} после предварительного размагничивания в $h = 175 \cdot 10^2$ А/м. Результаты определения палеонапряженности представлены на рис. 6.

Авторы отмечают:

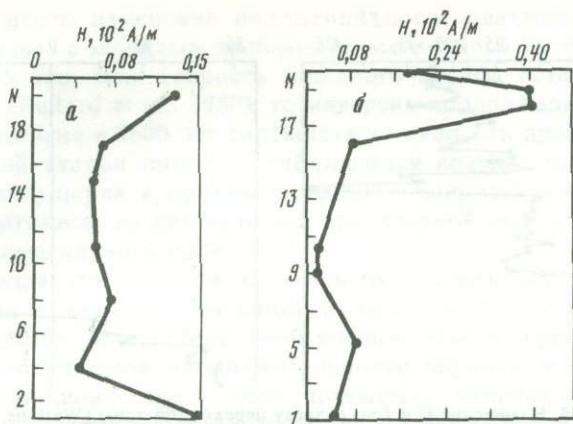


Рис. 6. Изменение палеонапряженности по данным переходных зон
а — Стин-И; б — Покер Джим Ридч (Goldstein et al., 1969)

во всех трех случаях получена довольно похожая картина изменения направления древнего поля во время инверсии;
значительное понижение напряженности древнего поля во время инверсии — по крайней мере от 40,0 до 4,5—6,0 А/м;
изучена не вся инверсия (нет обращения поля на 180°);
во время инверсии дипольное поле исчезает и остается слабое недипольное поле.

Хотелось бы отметить следующее.

На рис. 7 приведены пути миграции виртуального полюса, вычисленные нами. Общий разброс данных может быть связан с неточностями определения D и I для отдельных точек при снятии их с графиков; с ошибками определения D и I по единичным образцам; с неполной синхронностью лавоизлияния, т.е. в разных разрезах могут быть представлены различные временные уровни. Если отвлечься от отдельных особенностей каждого из представленных путей миграции полюса, то сразу же бросается в глаза то общее, что присутствует в данных по приведенным в работе трем разрезам и в результатах Воткинса. Во всех случаях ясно видна тенденция полюса располагаться в основном в двух промежуточных положениях, о которых уже говорилось выше, — в низких широтах южного полушария, в полосе долгот 270—310°, и в средних широтах северного полушария, в полосе долгот 160—200°.

Та же инверсия, по мнению Е.Ларсона, Д. Ватсона и В. Дженнингса (Larson et al., 1971), изучалась в северной части штата Невада — в 100 км к юго-востоку от Стин Моунтайн. Переходная зона (с учетом выхода в нормальное поле) мощностью примерно 240 м состоит из 24 потоков в основном базальтового состава (базальты Санта Роза Ренч). Мощность потоков 1,5—15 м. Абсолютный возраст по двум потокам — 15 млн лет — как будто бы хорошо согласуется с возрастом базальтов Стин Моунтайн, который равен $15,1 \pm 0,3$ млн лет. Для выделения древней намагниченности использовалась чистка в h до $320 \cdot 10^2$ А/м с шагом в $40 \cdot 10^2$ А/м. Окончательные результаты для каждого потока получены по 1—11 кубикам, a_{95} колеблется в пределах 3,9—30,5°, $K = 10—290$.

Переходные значения D и I отмечены в 11 потоках в середине разреза. Анализируя полученные материалы, авторы приходят к следующим основным выводам.

Данные по всем переходным зонам очень похожи. Имеющиеся расхождения могут быть объяснены:

некоторой разновозрастностью базальтовых потоков;

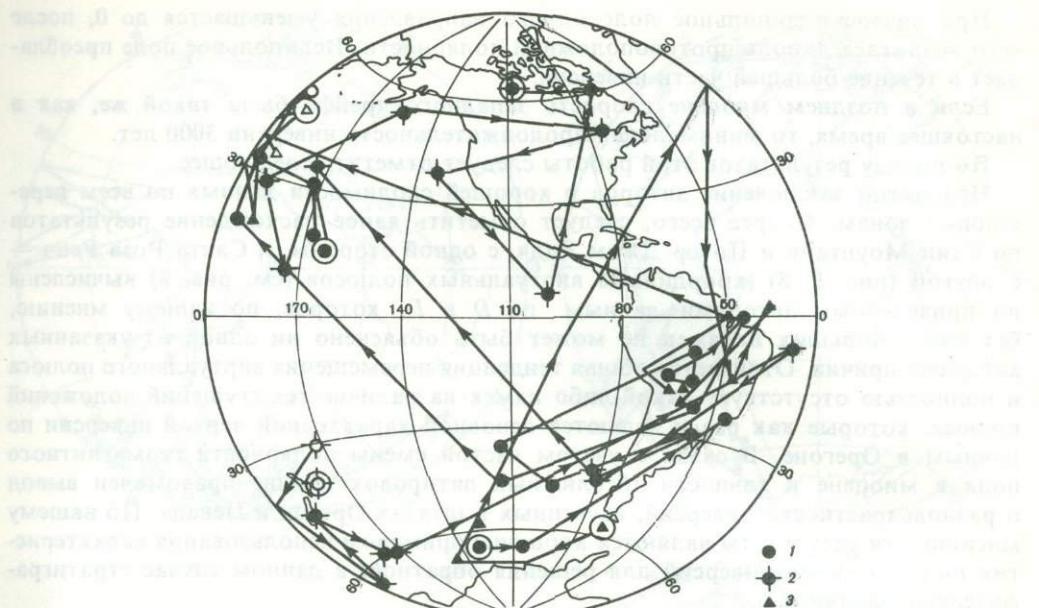


Рис. 7. Траектория ВГП во время $R-N$ инверсии по данным разрезов
 1 — Стин-I; 2 — Стин-II; 3 — Покер Джим Ридч

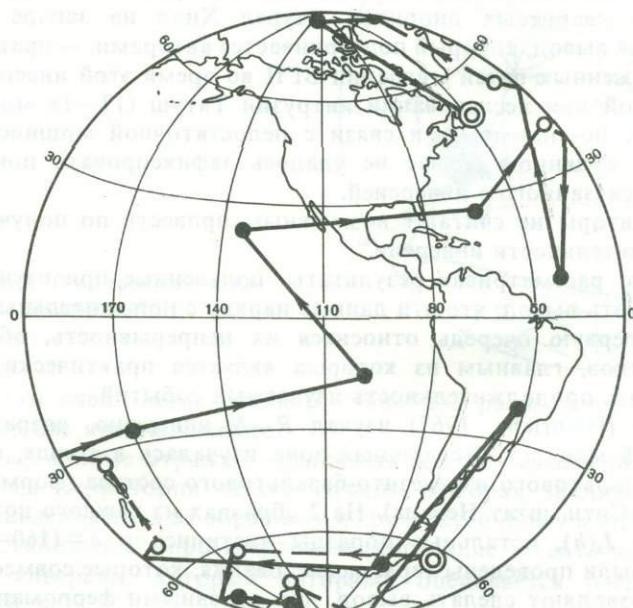


Рис. 8. Траектория ВГП во время $R-N$ инверсии (Larson et al., 1971)

местными подвижками;
 присутствием вторичной намагниченности;
 неоднородностями геомагнитного поля.
 Общая напряженность поля во время инверсии уменьшалась — намагниченность образцов из перехода (после h -чистки) в 2–10 раз меньше, чем намагниченность прямо и обратно намагниченных пород.

При инверсии дипольное поле одного направления уменьшается до 0, после чего возникает диполь противоположной полярности. Недипольное поле преобладает в течение большей части инверсии.

Если в позднем миоцене скорость западного дрейфа была такой же, как в настоящее время, то минимальная продолжительность инверсии 3000 лет.

По поводу результатов этой работы следует отметить следующее.

Непонятно заключение авторов о хорошей сходимости данных по всем переходным зонам. Скорее всего, следует отметить явное расхождение результатов по Стин Моунтайн и Покер Джим Ридч, с одной стороны, и Санта Роза Ренч — с другой (рис. 7, 8) (координаты виртуальных полюсов (см. рис. 8) вычислены по приведенным авторами данным по D и I), которое, по нашему мнению, без очень больших настяжек не может быть объяснено ни одной из указанных авторами причин. Отличается общая тенденция перемещения виртуального полюса и полностью отсутствует какой-либо намек на наличие тех сгущений положений полюса, которые как раз и являются основной характерной чертой инверсии по данным в Орегоне. В связи с учетом частой смены полярности геомагнитного поля в миоцене и точности абсолютных датировок вполне правомочен вывод о разновозрастности инверсий, изученных в штатах Орегон и Невада. По нашему мнению, эти результаты являются хорошим примером использования характеристик поля во время инверсий для решения обратной, в данном случае стратиграфической, задачи.

Р. Додсон и др. (Dodson et al., 1978) исследовали поведение поля во время $R-N$ инверсии, возраст которой $8,2 \pm 0,55$ млн лет. Сведения об изменении поля во время этой инверсии были получены в результате изучения намагниченности интрузии кварцевых диоритов Лаурел Хилл на западе штата Орегон (США). Основной вывод, который подчеркивается авторами, — практически полное совпадение сглаженных путей миграции ВГП во время этой инверсии и $R-N$ инверсии, изученной при исследовании интрузии Татуш (17–18 млн лет) (рис. 9). В то же время, по-видимому, в связи с недостаточной мощностью изученной части интрузии в данном случае не удалось зафиксировать понижение напряженности поля, связанного с инверсией.

Опять-таки авторы не считают возможным провести по полученным данным оценку продолжительности инверсии.

К сожалению, рассматривая результаты, полученные при изучении интрузий, приходится сделать вывод, что эти данные наряду с положительными качествами, к которым в первую очередь относится их непрерывность, обладают целым рядом недостатков, главным из которых является практически полная невозможность оценить продолжительность изучаемых событий.

Д. Хайнрихс (Heinrichs, 1967) изучал $R-N$ инверсию, возраст которой по К—Аг равен 6,8 млн лет. Переходная зона изучалась в толще, представленной 34 потоками базальтового и андезито-базальтового состава (формация Лаузетаун у г. Вирджиния-Сити, штат Невада). На 2 образцах из каждого потока снимались полные кривые $J_n(h)$, остальные образцы чистились в $h = (160-320) \cdot 10^2$ А/м. На 21 образце были проведены термоисследования, которые совместно с просмотром шлифов позволяют сделать вывод, что основными ферромагнетиками в исследуемых лавах являются магнетит и титаномагнетиты.

Из 34 изученных потоков для 32 характерны промежуточные направления J_n^a . Эти же потоки характеризуются пониженными значениями интенсивности естественной остаточной намагниченности ($0,4 \pm 0,2$ против $0,8 \pm 0,6$ А/м). Перемещение виртуального полюса приведено на рис. 10. Как видно, практически все промежуточные виртуальные полюса с хорошей кучностью располагаются в районе Южной Америки, в квадрате, ограниченном $7-22^\circ$ ю.ш. и 17 и 38° в.д. Вне этого квадрата расположены лишь два полюса, отличающиеся от

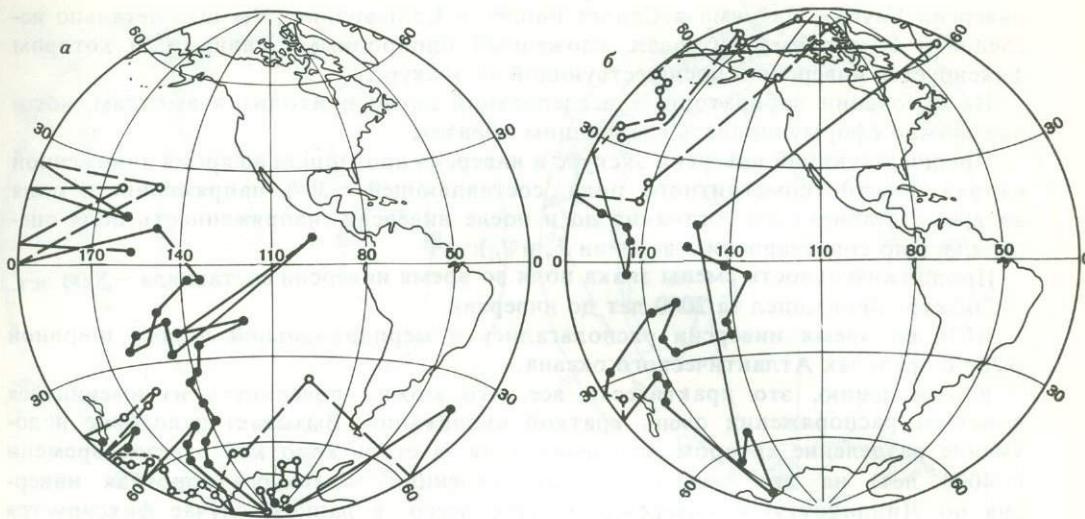


Рис. 9. Траектории ВГП во время $R-N$ инверсии (8,2 млн лет) (Dodson et al., 1978), $n=1$

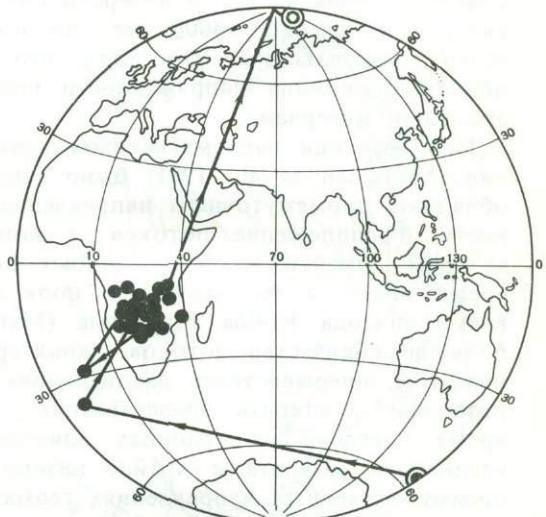


Рис. 10. Траектория ВГП во время $R-N$ инверсии (6,8 млн лет) (Heinrichs, 1967)

всей совокупности очень незначительно. Подобное расположение полюсов позволяет высказать два предположения.

1. Приведенные данные отражают реальную картину изменения поля во время этой инверсии на территории штата Невада, которая заключается в резком изменении направления поля от обратного к промежуточному и от промежуточного к прямому. "Стабильное" промежуточное состояние охватывало практически весь интервал инверсии, который авторами оценивается очень неопределенно — в $300 - n \cdot 10^3$ лет.

2. Полученная картина в основном связана с неравномерной скоростью лавоизлияния; извержения вулкана приходятся именно на это промежуточное состояние геомагнитного поля. Другие промежуточные состояния в разрезе просто не зафиксированы.

Следует отметить, что эта картина подобна картине, полученной при изучении $R-N$ инверсии возраста 15,1 млн лет в Колорадо Воткинсом и др. (см. ранее), с тем отличием, что во время последней отмечаются два места сгущения виртуальных полюсов.

Д. Лиддикоут (Liddicoat, 1981) исследовал характеристики поля во время

инверсии Гаусс—Матуяма в Серлез Валлеу в Калифорнии. Им был детально исследован 5-метровый интервал, сложенный однородными глинами, в котором фиксируется инверсия и предшествующий ей экскурс.

На основании лабораторных исследований автор приходит к выводам, которые можно сформулировать следующим образом.

Предшествующий инверсии экскурс и инверсия произошли во время пониженной напряженности геомагнитного поля, составляющей $\sim 30\%$ напряженности поля во время стабильного состояния до и после инверсии (напряженность поля оценивалась по сопоставлению величин J_n^0 и J_{ri}).

Продолжительность смены знака поля во время инверсии составляла ~ 2000 лет. Экскурс произошел за 2000 лет до инверсии.

ВГП во время инверсии располагались в меридиональной полосе шириной $\sim 20^\circ$ в пределах Атлантического океана.

К сожалению, это практически все, что можно почерпнуть из имеющейся в нашем распоряжении очень краткой публикации. Вызывает некоторое недоумение разделение автором поведения поля за столь короткий отрезок времени (~ 4000 лет) на два самостоятельных явления — экскурс (короткая инверсия по Лиддикоуту) и инверсию. Скорее всего, в данном случае фиксируется поведение поля во время инверсии Гаусс—Матуяма, происходившей (по данным автора) в течение ~ 4000 лет, по изменению направления поля. В пользу этого свидетельствует тот факт, что оба эти явления происходят на фоне общего понижения напряженности поля, охватывающего несколько больший временной интервал.

При изучении палеомагнетизма вулканитов района Clear Lake в Калифорнии (Mankinen et al., 1981) было выявлено, что породы некоторых потоков обладают промежуточным направлением естественной остаточной намагниченности. Расположение потоков и данные по К—Аг датировкам позволили авторам прийти к обоснованному выводу, что эти потоки изливались во время инверсий геомагнитного поля на границах эпизода Харамильо и во время эпизода Кобба Маунтина (Mankinen et al., 1978). К сожалению, небольшое количество потоков, характеризующихся промежуточными направлениями J_n^0 , прерывистость лавоизлияния и расположение изученных потоков не позволяют составить представление о последовательном поведении поля во время инверсий на границах эпизодов, однако полученные при этом исследовании результаты крайне интересны, так как они позволяют судить о преимущественных направлениях геомагнитного поля на территории Калифорнии во время этих эпизодов. Вычисленные по этим направлениям положения ВГП (рис. 11) позволили авторам сделать следующие интересные заключения.

Различия в долготе места исследования и инверсионных ВГП составляют $60—120^\circ$.

Практически все инверсионные ВГП располагаются вблизи ВГП, характеризующих инверсию Матуяма—Брюнес, изученную в Калифорнии (Hillhouse, Cox, 1976). Это свидетельствует, по мнению Манкинена с соавторами, о том, что направление поля на территории Калифорнии во время четырех молодых инверсий, т.е. в течение 0,4 млн лет, контролировалось "стоящей" частью недипольного поля, остававшейся в течение этого времени постоянной.

К этому интересному, с нашей точки зрения, выводу можно лишь добавить, что подобными же направлениями характеризуется поле в Калифорнии и во время инверсии Гаусс—Матуяма (Liddicoat, 1981), что позволяет вывод о постоянстве недрейфующей недипольной части поля распространить на период продолжительностью по крайней мере в 1,5 млн лет.

Инверсия Матуяма—Брюнес изучалась в Юго-Восточной Калифорнии (Hillhouse, Cox, 1976) при исследовании отложений древнего озера Текона, представленных в основном алевролитами. Возрастная привязка — абсолютный воз-

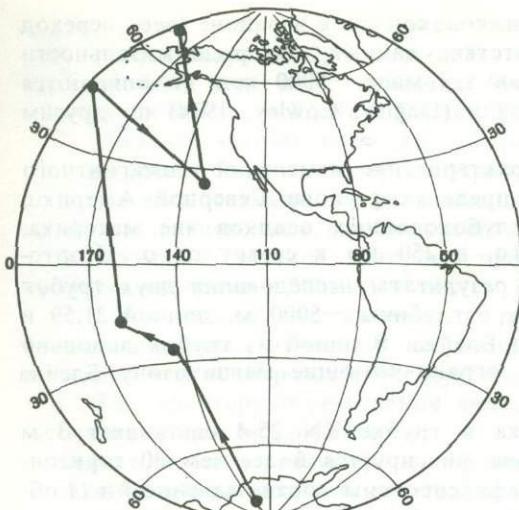


Рис. 11.

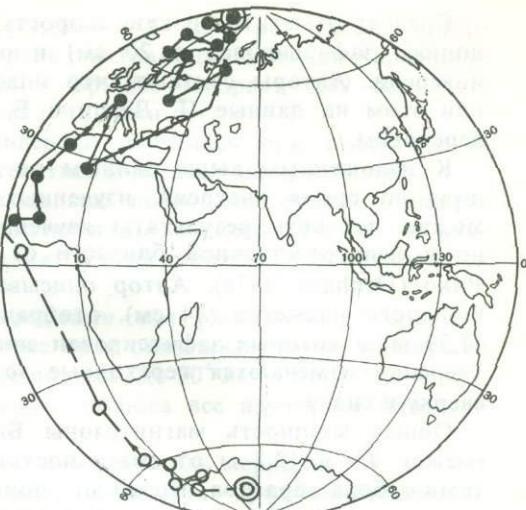


Рис. 12.

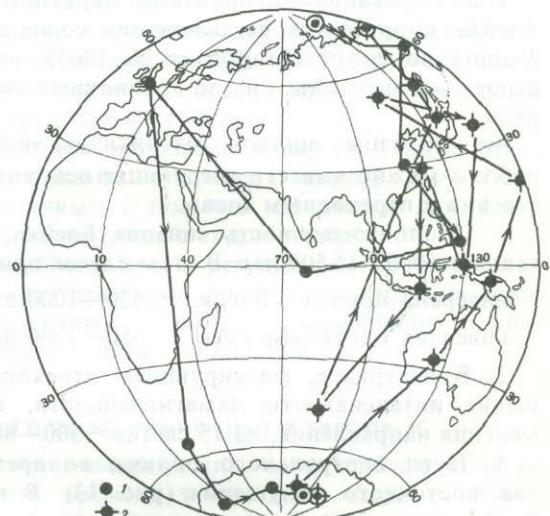


Рис. 13.

Рис. 11. Положение ВГП во время инверсий на границе эпизода Харамильо (Mankinen et al., 1978)

Рис. 12. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (Hillhouse, Cox, 1976)

Рис. 13. Траектории ВГП во время инверсии
1 — Брюнес—Блейк и 2 — Блейк—Брюнес (Denham, 1976)

раст по вулканическим пеплам (K—Ar). Состав ферромагнитной фракции — маггемит, магнетит и гематит, природа J_n^0 ориентационная. Направление естественной остаточной намагниченности определялось как среднее по 3—6 образцам для каждого уровня после чистки в переменном магнитном поле $120 \cdot 10^2$ А/м, выбранного в результате предварительных исследований. В качестве показателя напряженности древнего поля авторы используют интенсивность J_n^0 , установив предварительно, что величина идеальной намагниченности в $h = 240 \cdot 10^2$ А/м и $H = 0,4 \cdot 10^2$ А/м по разрезу практически не изменяется.

В результате авторы устанавливают:
перемещение ВГП происходит в полосе долгот 30—60° з.д. (рис. 12);
напряженность поля во время инверсии уменьшается в 10 раз по отношению к напряженности поля в стабильном состоянии;
низкая напряженность поля предваряет и завершает период смены направления поля, превышая последний по крайней мере в 2,5 раза.

Следует отметить низкую скорость осадконакопления в районе (весь переход полюса зафиксирован в 20 см) и отсутствие данных по продолжительности инверсии. Авторы считают, что инверсия занимает ~ 5000 лет, но опираются при этом на данные П. Дагли и Е. Лоули (Dagley, Lowley, 1974) по другим переходам.

К изложенным выше данным по характеристике изменений геомагнитного поля во время инверсий, изученных в пределах региона Северной Америки, можно добавить результаты изучения глубоководных осадков вне материка, но в непосредственной близости от него, в 250 км к северу от о. Пуэрто-Рико (Denham, 1976). Автор описывает результаты исследования двух трубок большого диаметра (14 см), отобранных с глубины ~ 5000 м, длиной 21,59 и 11,39 м, в которых зафиксирован эпизод Блейка. В одной из трубок довольно уверенно отмечаются переходные зоны, ограничивающие магнитозону Блейка сверху и снизу.

Общая мощность магнитозоны Блейка в трубке KN 25-4 составляет 3 м (между 9,9 и 12,7 м от поверхности); она фиксируется более чем 80 горизонтами отбора образцов, переходные зоны зафиксированы соответственно 7 и 11 образцами, каждый из которых представляет собой 3-санитметровый интервал по мощности.

Идентификация магнитозоны обратной полярности в качестве магнитозоны Блейка произведена на основании совпадения объема магнитозоны с объемом X-зоны по фауне (Ericson et al. 1961), по видам фауны, встреченным ниже и выше магнитозоны, и по радиохимическому изучению изотопов уранового ряда.

Все образцы прошли магнитную чистку в $h = 120 \cdot 10^2$ А/м. Из анализа работы можно вывести следующие основные заключения, относящиеся непосредственно к переходным зонам.

1. Продолжительность эпизода Блейка, фиксирующегося в 3 м разреза, составляет 6000—16 500 лет. В этом случае продолжительности инверсий следующие:

инверсия Брюнес—Блейк ~ 400 —1000 лет (~ 20 см);

инверсия Блейк—Брюнес ~ 650 —1700 лет (33 см).

2. В интервале, фиксирующем переход Брюнес—Блейк, наблюдается уменьшение интенсивности намагниченности, которое начинается раньше, чем изменения направления, на 15 см (на ~ 300 —800 лет).

3. Пути виртуального полюса во время инверсий располагаются в пределах восточного полушария (рис. 13). В начальной стадии инверсии Брюнес—Блейк виртуальный полюс перемещается вплоть до приэкваториальных широт северного полушария вдоль меридиана 130° в.д., после чего движения его становятся неупорядоченными, хаотическими (если так вообще можно говорить о движении, зафиксированном, включая упорядоченную часть, 6 точками). Во время инверсии Блейк—Брюнес отмечается близкое к долготному движение полюса, полоса долгот 120 — 160° в.д., т.е. полоса долгот, в которой располагаются виртуальные полюса в первой половине инверсии Брюнес—Блейк и во время всей инверсии Блейк—Брюнес, практически едина.

Выводы. Таким образом, совместный анализ данных по характеристикам геомагнитного поля во время инверсий за период 25 млн лет — 0,1 млн лет, выявленных при исследованиях в Северной Америке, позволяет заключить следующее.

1. В пределах указанного периода с разной степенью детальности изучено 12 (13?) инверсий геомагнитного поля: R-N инверсия (?) 24—22 млн лет назад, N-R инверсия, возраст которой $21,5 \pm 1,0$ млн лет, R-N инверсия возраста 17—18 млн лет, R-N инверсия, которая произошла $15,1 \pm 0,3$ млн лет назад, R-N инверсия примерно того же возраста, R-N инверсия, возраст которой

$8,2 \pm 0,5$ млн лет, $R-N$ инверсия, произошедшая 6,8 млн лет назад, инверсия Гаусс—Матуяма (2,43 млн лет), инверсии на границах эпизода Харамильо (0,97 и 0,91 млн лет), инверсия Матуяма—Брюнес (возраст 0,69 млн лет) и инверсии Брюнес—Блейк и Блейк—Брюнес ($\sim 0,1$ млн лет).

2. Характеристики поля во время инверсий изучались при исследовании лав, интрузий, осадочных пород озерного генезиса и океанических осадков.

3. Во всех случаях, когда имеющиеся данные позволяют судить о напряженности древнего поля, отмечается его понижение во время инверсии в 1,5—20 раз.

4. Время, в течение которого происходит смена полярности, оценивается разными авторами в $300 - n \cdot 10^3$ лет.

5. Практически все авторы, в распоряжении которых имелись соответствующие данные, отмечают, что пониженное поле охватывает более обширный интервал, чем непосредственно перемещение полюса (до 10^4 лет и более).

6. По характеру перемещения виртуального полюса все изученные инверсии делятся в общем на три типа:

более или менее равномерное перемещение полюса вдоль меридиана;

наличие преимущественных мест расположения полюса (1—2) с очень быстрыми, резкими перемещениями между ними;

неупорядоченное, хаотическое смещение виртуального полюса.

7. В ряде инверсий отмечается "возвраты" полюса.

8. Переходные полюса отмечаются как в восточном, так и в западном полушарии, хотя как будто намечается тенденция считать, что для более древних инверсий более характерно расположение полюсов в пределах западного полушария, а для более молодых — в пределах восточного.

9. Обращает на себя внимание, что все изученные инверсии (кроме трех, две из которых изучены при исследовании осадочных пород) $R-N$ типа. Является ли это закономерным и связанным с тем, что извержение лав (внедрение интрузивов) каким-то образом коррелируется с видом инверсий?

10. Одна инверсия изучена 4 раза. Сходимость результатов хорошая, т.е. авторы действительно определяли характеристики поля во время инверсии, ибо трудно предположить влияние вторичных компонент, вызывающих одинаковые изменения древней намагниченности на расстоянии ~ 100 км.

2. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В ЕВРОПЕ

Очень детально было изучено изменение направления геомагнитного поля во время двух $R-N$ инверсий тортонского времени в западной части о. Крит, у д. Скопландиана (Valet et al., 1983). Переходные зоны, фиксирующие изменение поля во время этих инверсий, исследованы в единой 54-метровой толще морских глинистых отложений. Их привязка к фаунистическим данным приведена на рис. 14. $R-N$ переход KSO2 представлен 57 образцами, KSO6—195 образцами (стратиграфическими уровнями). Для выделения J_n^0 была использована термоистка.

Положение ВГП во время изученных инверсий показано на рис. 14. Анализируя полученные данные, авторы приходят к следующим выводам.

В пределах ошибок пути перемещения ВГП во время двух различающихся по возрасту на 1,2 млн лет инверсий практически идентичны.

В среднем инверсионные ВГП расположены в 80° по долготе от места исследования, что противоречит предложенной К. Гоффманом (Hoffman, 1977) простой классификации инверсий на близкие или удаленные.

Д. Вале и К. Лай (Valet, Laj, 1981) изучили изменение геомагнитного поля во время двух следующих друг за другом $R-N$ и $N-R$ инверсий. Переходные зоны исследовались ими в единой глинистой пачке морских пород мощностью 43 м в западной части о. Крит. Возраст пород переходный

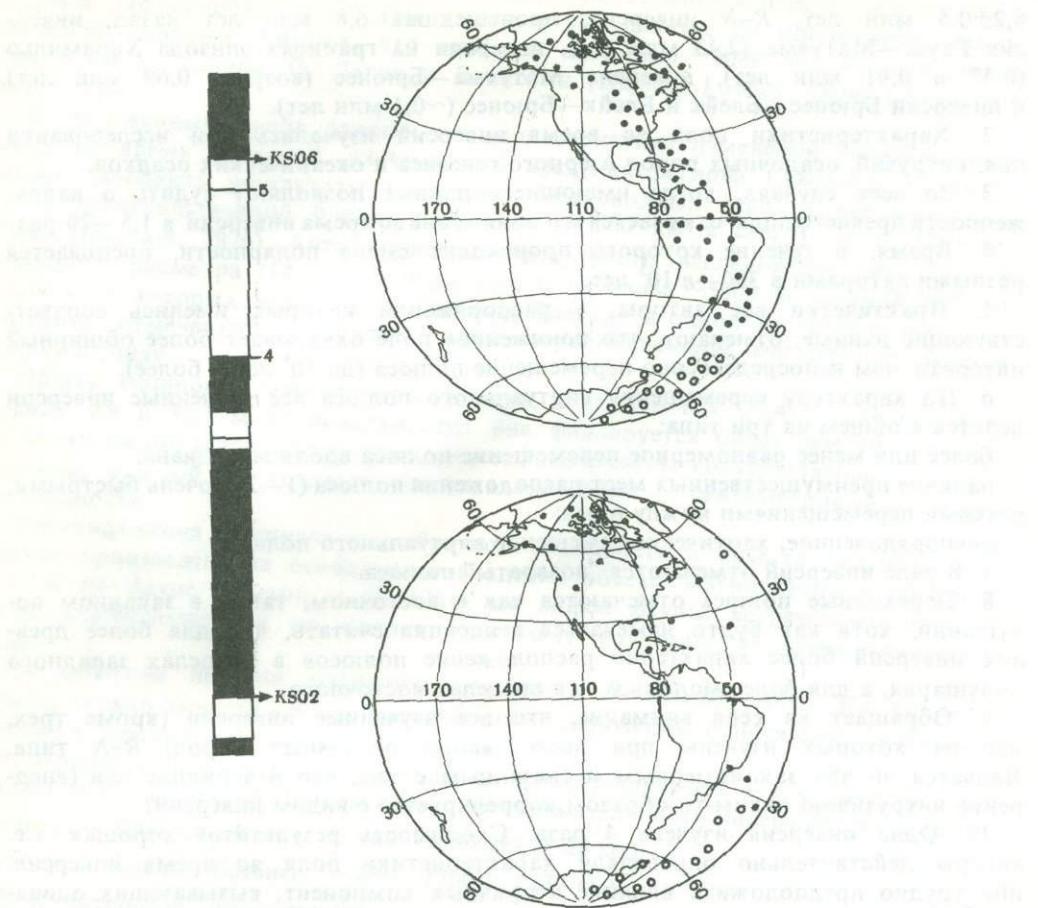


Рис. 14. Траектории ВГП во время двух $R-N$ инверсий

На магнитостратиграфической колонке показаны изученные инверсии. 5 — появление *G. Menardii*, форма 5; 4 — наличие *G. Menardii*, форма 4 (Valet et al., 1983)

между тортоном и мессинием ($\sim 6,5$ млн лет). Детально было изучено 2,7 м ($R-N$ переход) и 2,6 м разреза ($N-R$ переход), из которых было выбурано 171 и 105 кернов длиной 8—10 см.

В результате лабораторных исследований было установлено, что основным ферромагнитным минералом в изученных отложениях является магнетит, естественная остаточная намагниченность двухкомпонентна и состоит из вязкой намагниченности, полностью разрушающейся температурным воздействием при $T = 200—250^\circ\text{C}$, и первичной намагниченности.

Основные выводы авторов сводятся к следующему.

Исходя из средней скорости осадконакопления изученных пород ($5 \pm 1,5$ см/1000 лет) и мощности зон, в которых фиксируется изменение направления J_n^0 (40 и 25 см), можно установить, что продолжительность изменения знака поля в изученных инверсиях составляла 8 и 5 тыс. лет.

Напряженность поля во время инверсии, в качестве оценки которой использовалось отношение $(J_n/J_{n1})_{300^\circ}$, составляла 25% напряженности поля в стабильном состоянии.

Продолжительность пониженной напряженности поля в 2 раза превышала время изменения направления поля.

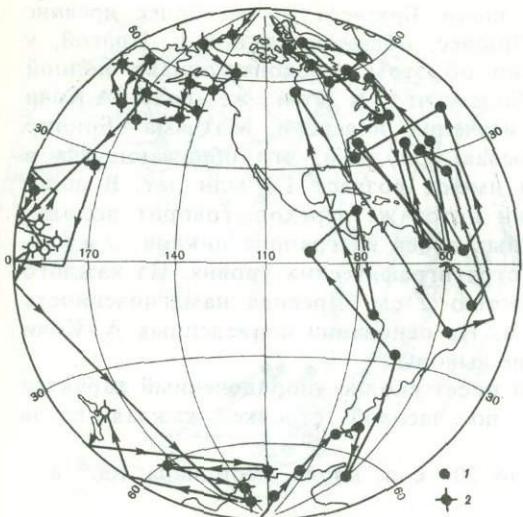


Рис. 15. Траектории ВГП во время $R-N$ (1) и $N-R$ (2) инверсий (6.5 млн лет) (Valet, Laj, 1981)

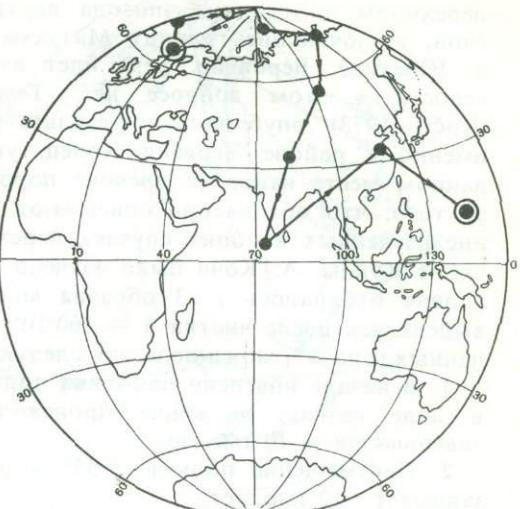


Рис. 16. Траектория ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма (Коци, 1974)

ВГП во время инверсий (рис. 15) располагаются в основном в пределах западного полушария на расстоянии $\sim 130^\circ$ друг от друга, в их движении явно преобладает субмеридиональная компонента.

Авторы считают, что расположение ВГП во время изученных двух инверсий, временная зависимость интенсивности намагниченности и широты ВГП и зависимость интенсивности намагниченности от широты ВГП полностью подтверждают картину, которая должна была бы наблюдаться, если бы инверсия проходила по схеме, предложенной К. Гоффманом (Hoffman, 1977).

Полученные Вале и Лай данные действительно не противоречат схеме Гоффмана, однако они полностью согласуются со схемой, моделью инверсий крупномасштабного динамо, предложенной А. Коксом (Cox, 1975), т.е. в отношении выбора между различными механизмами инверсирующего динамо они являются нейтральными (как, впрочем, и основная масса других данных).

А. Коци (Koci, 1974) исследована инверсия Гаусс—Матуяма в ФРГ. Результаты получены при изучении покровных образований. Автор приводит данные по перемещению виртуального полюса, из которых видно, что изучена только 1-я половина инверсии, отмеченная 10 положениями виртуального полюса, перемещающегося из высоких широт северного полушария в приэкваториальную область. Перемещение полюса происходит в полосе долгот $80-140^\circ$ в.д. (рис. 16).

В нескольких местах изучена инверсия Матуяма—Брюнес; в ЧССР недалеко от г. Брно—обнажение Червени Копец, под Прагой — обнажение у д. Юнетице и в ФРГ — обнажение у г. Брюгген. В районе Червени Копец переход изучался дважды В. Бухой и А. Коци. Обнажение представлено чередованием лессов и ископаемых почв, возрастная привязка которых осуществлена на основе схемы, разработанной И. Куклой. В. Буха (Bucha, 1970), детально изучивший этот переход (на 4 м разреза было отобрано 200 палеомагнитных образцов), определяет его возраст как 962—825 тыс. лет, т.е. считает переходом Матуяма—Харамильо, однако тут же указывает на неопределенность в возрастной привязке, допуская, что это может быть переход Матуяма—Брюнес. В более поздней работе (Bucha, 1973) он говорит о том, что изученный ранее в обнажении Червени Копец переход Матуяма—Брюнес, скорее всего, является

переходом на границе эпизода внутри эпохи Брюнеса и что более древние слои, включающие границу Матуяма—Брюнес, обнажаются под г. Прагой, у д. Юнетице. Вероятно, речь идет именно об этом переходе, однако полной ясности в этом вопросе нет. Тем более что в том же году А. Коши (Kočí, 1973) опубликовал результаты изучения инверсии Матуяма—Брюнес именно в районе Червени Копец, указывая при этом, что обнажающиеся в данном месте наиболее древние породы имеют возраст 1,1 млн лет. В пользу того, что оба автора описывают один и тот же переход, говорит положение изученных в обоих случаях переходных слоев на границе циклов *J* и *I* по схеме Кукалы. А. Коши было изучено 44 стратиграфических уровня. Из каждого уровня отбиралось 2—3 образца мощностью 2 см. Древняя намагниченность выделялась после чистки $h = 160 \cdot 10^2$ А/м. На основании приведенных А. Коши данных (рис. 17) можно сделать следующие выводы.

1. В начале инверсии движения полюса носят вполне упорядоченный характер в виде петель, движение происходит по часовой стрелке, каждая петля завершается за 10 тыс. лет.

2. Перемещение полюса с 55° ю.ш. до 20° с.ш. вдоль меридиана 100° в.д. занимает ~ 12 тыс. лет.

3. Хаотичное перемещение полюса в пределах низких и средних ($<60^\circ$) широт северного полушария в основном в полосе долгот 20 — 120° в.д. — ~ 33 тыс. лет.

4. Вновь более упорядоченное, с петлями и основным движением по часовой стрелке, перемещение полюса из средних в высокие широты северного полушария вдоль меридиана 40 з.д. — ~ 29 тыс. лет.

5. В период хаотичного перемещения полюса интенсивность геомагнитного поля (по А. Коши) составляла 0,7—0,2 от современной.

6. Даже если отмечаемые автором петли не включать в инверсию, то только перемещение полюса из высоких (средних) широт южного полушария (т. N 13) в высокие широты северного полушария (т. N 36) занимает интервал порядка $5,5 \cdot 10^4$ лет. При этом широта полюса N 13 составляет 55° , после положения 36 с широтой более 80° полюс вновь спускается в средние широты до 55° , т.е. вполне вероятно, что даже с учетом петлевых перемещений полюса в исследованной А. Коши части разреза зафиксирована не вся инверсия, продолжительность которой будет в таком случае более 10^5 лет.

При анализе приведенных в работе А. Коши материалов возникают следующие сомнения.

1. Привязка перехода к палеомагнитной шкале проведена по И. Куке. Сама по себе схема Кукалы допускает неопределенности в отношении временного масштаба, не является абсолютной. Судя по данным В. Бухи (Bucha, 1970, 1973), переходные слои расположены в интервале разреза между 55 и 50 м и относились им к переходным слоям между зонами Матуямы и Харамильо с указанием на то, что они, возможно, соответствуют переходу Матуяма—Брюнес (Bucha, 1970). Однако позднее (1973 г.) он указывает, что этот переход, скорее всего, является границей внутри Брюнеса.

2. При принятой А. Коши (Kočí, 1973) скорости осадконакопления 1 см за 200 лет эти слои должны иметь возраст 1,1 млн лет.

3. В разрезе присутствует большое количество почв — явных признаков перерывов в осадконакоплении, т.е. даже если весь разрез действительно отвечает интервалу 1,1 млн лет, то при изучении конкретной части разреза, особенно лессовой его части, скорость осадкообразования, скорее всего, значительно выше, т.е. цифры из работы А. Коши являются весьма завышенными.

В. Буха приводит данные по этому переходу в весьма осредненном виде (см. рис. 17). Сопоставляя их с результатами А. Коши, можно отметить:

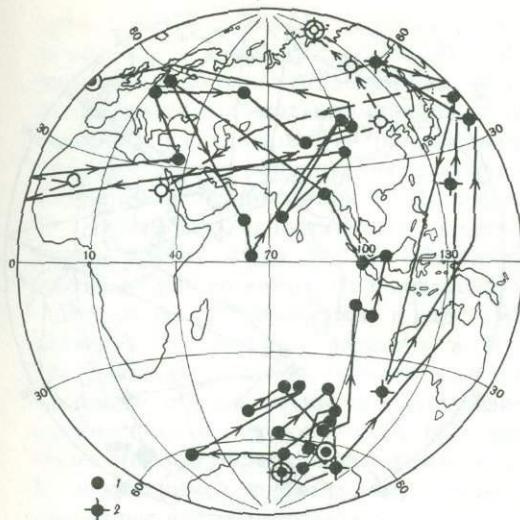


Рис. 17

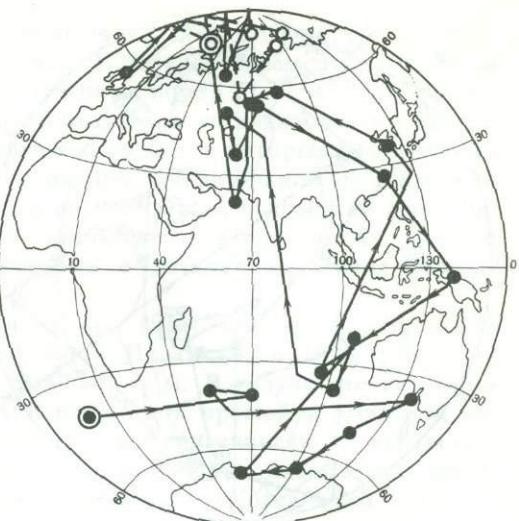


Рис. 18



Рис. 19

Рис. 17. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес

1 — Kočí, 1973; 2 — Bucha, 1970

Рис. 18. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (Kočí, 1973)

Рис. 19. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (Kočí, Šibrava, 1976)

1) совпадение пути перемещения полюса в начальной стадии инверсии и значительные различия (до 120° по долготе) в ее заключительной части;

2) напряженность поля уменьшается при перемещении из высоких широт в низкие от 96,0 до $<4,0$ А/м.

В окрестностях г. Праги, у д. Юнетице, инверсия Матуяма—Брюнес изучена А. Кочи (Kočí, 1974). По представленным в работе данным можно заключить:

1) весь переход охарактеризован 33 образцами (уровнями);

2) перемещение полюса из высоких широт южного полушария в средние широты северного происходит в районе тех же долгот, что и по данным по Червени Копец ($60—140^\circ$ в.д.; средняя долгота $90—100^\circ$ в.д.) (рис. 18).

Та же инверсия, по мнению авторов (Kočí, Šibrava, 1976), была ими изучена в покровных отложениях ФРГ, у г. Брюгген. Направление поля во время инверсии получено для 17 временных уровней (рис. 19), отмечается значительная

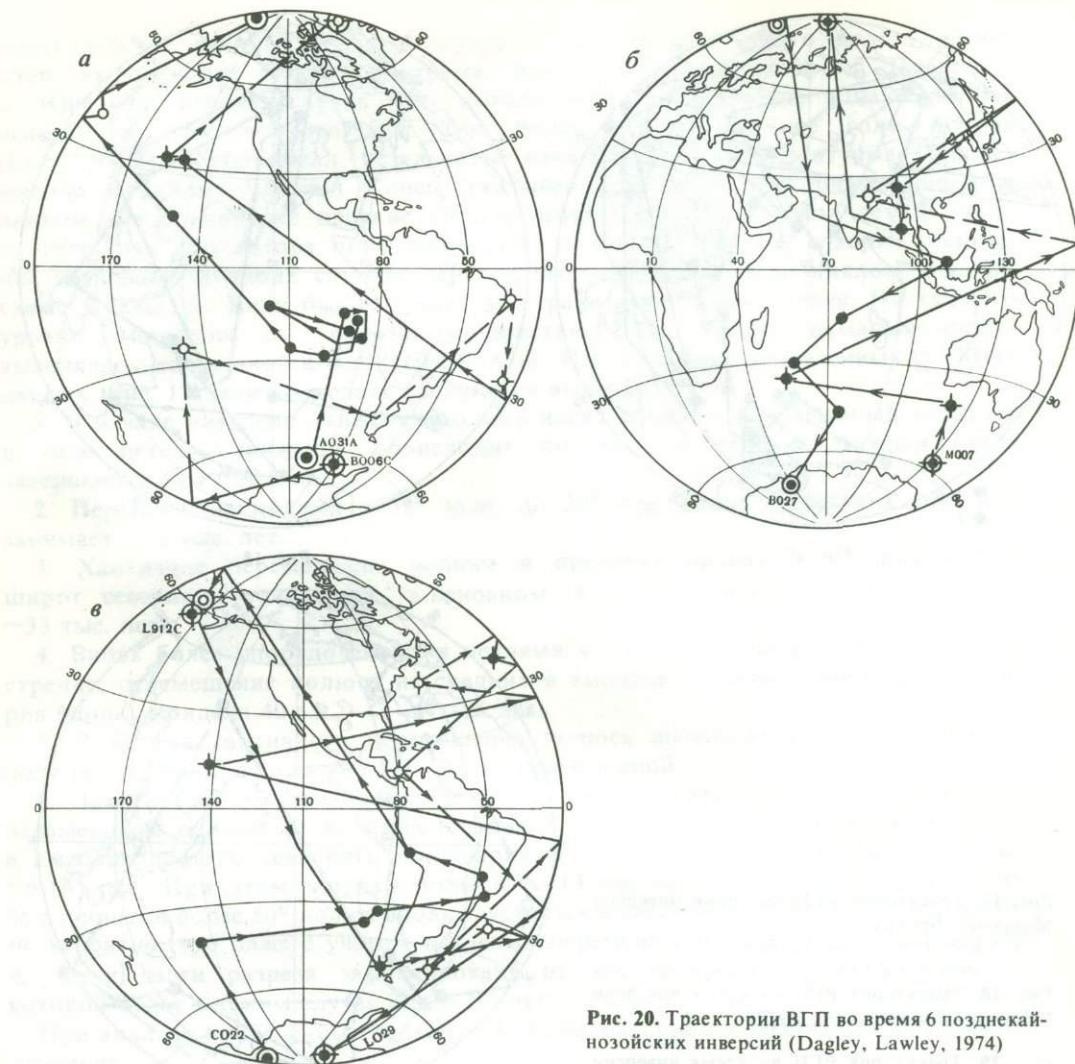


Рис. 20. Траектории ВГП во время 6 позднекайнозойских инверсий (Dagley, Lawley, 1974)

субширотная компонента перемещения ВГП (правда, ее наличие связано лишь с результатами, полученными для двух временных уровней) и возрасты. Основное количество переходных ВГП расположено в полосе долгот 280—360°, т.е. значительно отличается от данных по Чехословакии. По нашему мнению, такое различие в результатах, скорее всего, свидетельствует о том, что в ФРГ и ЧССР были изучены разновозрастные инверсии. Такое предположение, учитывая трудности временной привязки покровных отложений, кажется весьма правдоподобным. К сожалению, в каком из указанных случаев были получены характеристики геомагнитного поля для территории Европы именно во время инверсии Матуяма—Брюнес, в настоящее время решить не представляется возможным.

По Исландии имеется ряд работ, в которых описываются результаты изучения инверсий геомагнитного поля в плиоцене. В настоящее время опубликовано несколько статей, в которых суммированы все эти данные с добавлением результатов дополнительных исследований.

В ряде работ (Dagley et al., 1967; Dagley, 1971; Dagley, Lawley, 1974) приводятся некоторые характеристики геомагнитного поля во время 6 поздне-

кайнозойских инверсий, изученных во время магнитостратиграфических исследований на лавовых комплексах в Восточной Исландии. Временная привязка инверсий довольно неопределенна, возраст изученных пород 20—1 млн лет. Наиболее характерные черты изменения поля, которые авторы устанавливают в результате этих исследований, — падение намагниченности лав, в которых фиксируются промежуточные направления вектора J_n , и наличие значительной субширотной компоненты перемещения ВГП практически во время всех 6 инверсий (рис. 20). К сожалению, недостаточное количество данных, характеризующих каждую инверсию (от 4 до 9), не позволяет говорить о деталях изменения геомагнитного поля во время этих инверсий.

В работе Р. Вильсона и др. (Wilson et al., 1972) изложены результаты изучения 10 лавовых разрезов в Юго-Западной Исландии. В общем изучено 329 лавовых потоков. Чистка $h = (200-800) \cdot 10^2$ А/м. В результате авторами составлен общий магнитостратиграфический разрез зон прямой и обратной намагниченности, включающий 6(7) зон прямой намагниченности и соответственно 5(6) зон обратной намагниченности (нумерация зон проводится сверху вниз). К сожалению, привязка выделенных зон к шкале А. Кокса (Cox, 1969) в настоящее время невозможна.

56 лавовых потоков оказались намагниченны аномально. На основании изучения их намагниченности получены данные, характеризующие изменение некоторых характеристик геомагнитного поля во время 3 инверсий: R_5-N_5 , N_4-R_3 и R_3-N_3 .

Инверсия R_5-N_5 . Для самой древней из изученных инверсий характерно хаотическое движение виртуального полюса во время перемещения из южного полушария в северное (рис. 21, а). Наблюдается значительная широтная компонента перемещения, долгота ВГП колеблется от 75 до 215° в.д.

Инверсия N_4-R_3 . Переходная зона изучалась в двух разрезах. Сводные результаты представлены на рис. 21, б. Видно, что о пути перемещения виртуального полюса практически говорить не приходится, почти все промежуточные полюса располагаются в приэкваториальной области между 60 и 95° в.д., а картина перемещения ВГП очень напоминает картину перемещения полюса во время $R-N$ инверсии возраста 15,1 млн лет, изученной в США. Ранее эта инверсия изучалась Т. Сигургейрссоном (Sigurgeirsson, 1957). Однако, сравнивая свои данные с результатами, полученными Сигургейрссоном, Вильсон с соавторами приходят к выводу, что последним изучена другая инверсия, однако не ясно, какая именно (см. рис. 21, а). Данные Сигургейрссона представлены 8 переходными положениями полюса, 5 из которых образуют тесную группу ($\Phi_{cp} = 40^\circ$ с.ш., $\Lambda_{cp} = 135^\circ$ в.д.).

Инверсия R_3-N_3 . В работе приводятся результаты по изучению этой инверсии указанной выше группой авторов и Т. Сигургейрссоном (Sigurgeirsson, 1957) и А. Бриньольфсоном (Brynjolfsson, 1957). Все данные по положению виртуального геомагнитного полюса приведены на рис. 21, в. Видно, что во время этой инверсии полюс описал довольно сложную кривую, располагаясь как в восточном, так и в западном полушарии, однако явно отмечается группа полюсов в приэкваториальной области в районе долгот 100—120° в.д.

Так как характеристики путей полюса получены при изучении лавовых потоков, не ясно, насколько отмеченные особенности, в частности наличие сгущений, являются действительными особенностями изученных инверсий или отражают частоту лавоизлияния.

Д. Шоу (Shaw, 1975) провел исследование инверсии R_3-N_3 . Его результаты полностью подтвердили ранее приведенные данные об особенностях перемещения виртуального полюса во время этой инверсии, включая наличие сгущения в приэкваториальной области. Особое внимание Шоу уделил изучению поведения напряженности геомагнитного поля. Им проведены определения H_{dp} для 23 лавовых потоков (для каждого на двух и более образцах). Результаты определений Шоу и

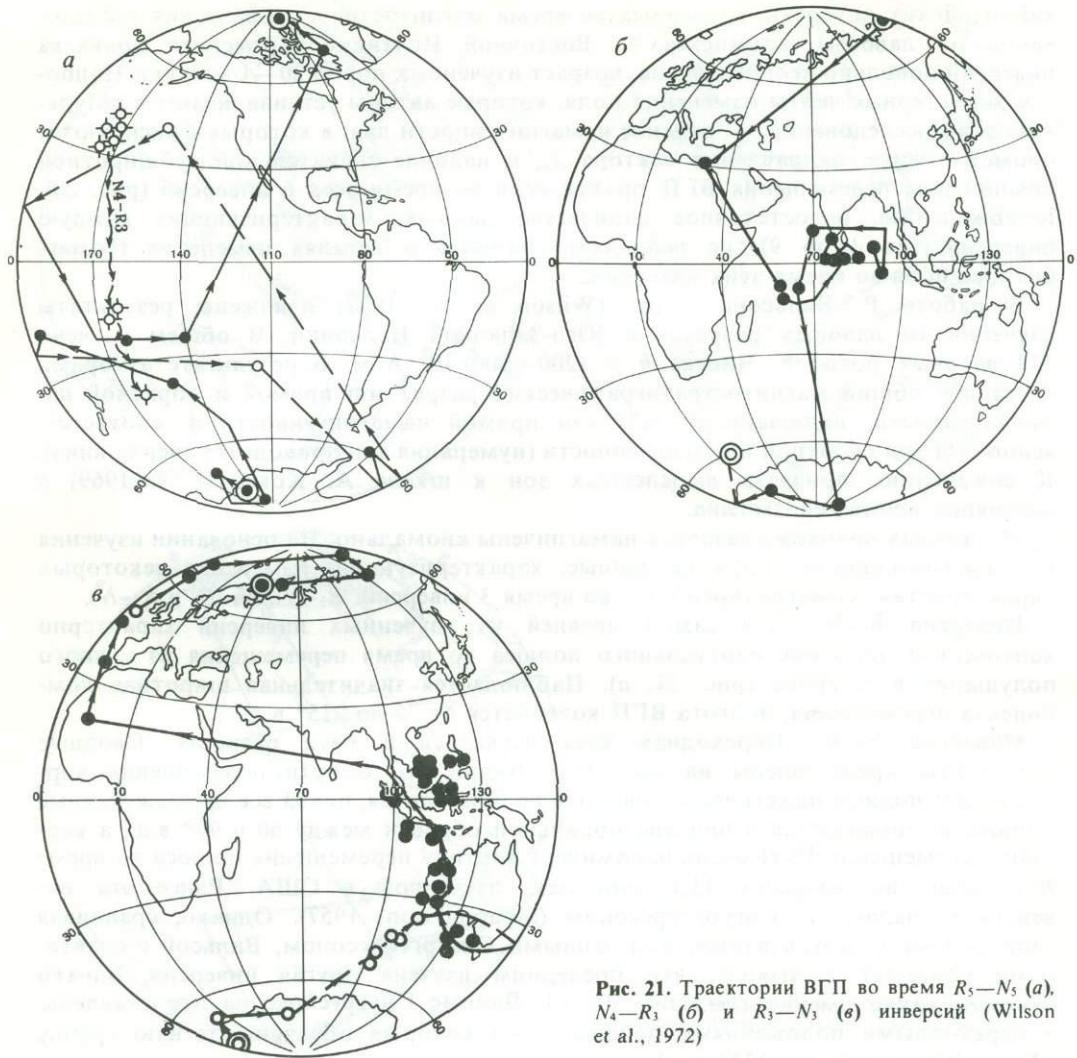


Рис. 21. Траектории ВГП во время $R_4 - N_3$ (а), $N_4 - R_3$ (б) и $R_3 - N_3$ (в) инверсий (Wilson et al., 1972)

данные по H_{dp} из предыдущей работы (Wilson et al., 1972) приведены на рис. 22. Из этих данных следует:

1) напряженность геомагнитного поля во время инверсии понижается более чем в 4 раза; 2) в то время, когда полюс находился в приэкваториальной зоне, напряженность поля вновь возрастила, достигая значений, характерных для до- и послеинверсионного периодов.

Шоу предполагает, что повышение напряженности поля в тот момент, когда виртуальный геомагнитный полюс во время инверсии находится в приэкваториальной области, может являться характерной чертой, во всяком случае, некоторых инверсий. Он считает, что если такое "стабильное" (дипольное?) состояние поля действительно существует, то экваториальные положения палеополюсов могут позволить нам определить древнюю долготу места отбора образцов, что имеет большое значение для восстановления прежнего положения континентов и их взаимного перемещения.

В принципе Шоу прав, но по данному положению хотелось бы сделать следующие замечания:

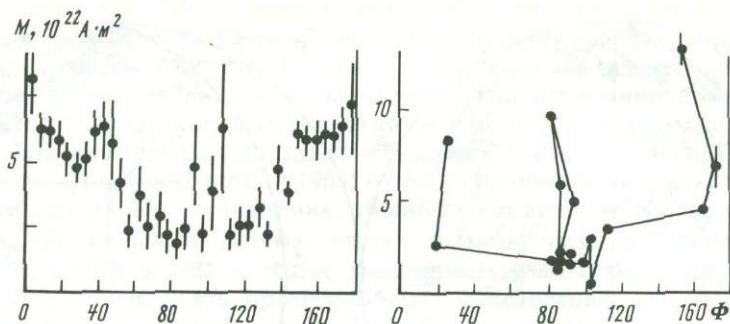


Рис. 22. Зависимость величины геомагнитного поля от широты ВГП во время инверсии (Shaw, 1975)

1. Увеличение палеонапряженности для "экваториальных" полюсов отмечено только для инверсии R_3-N_3 в Исландии.
2. Увеличение палеонапряженности вовсе не означает восстановление дипольного характера поля (если таковой до этого был нарушен), а может иметь чисто региональный характер.
3. Определение палеодолготы места исследования возможно в любом случае для времени инверсий, если в это время поле сохраняло дипольный характер.

Выводы. Таким образом, в настоящее время имеются данные по изменению некоторых элементов поля во время 15(16) инверсий, изученных на территории Европы. На основании их анализа можно сделать следующие основные выводы.

1. Напряженность геомагнитного поля во время инверсий понижалась более чем в 4 раза.
2. Следующие друг за другом инверсии часто различались как по характеру перемещения виртуальных полюсов, так и по месту на поверхности Земли, где это перемещение происходило.
3. Время существования пониженной напряженности поля превышало до 2 раз время изменения направления поля.
4. Для 4 инверсий характерно наличие сгущений виртуальных полюсов.

3. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В ЯПОНИИ

Ряд работ по изучению параметров геомагнитного поля во время инверсий был проведен в Японии.

Х. Ито (Ito, 1965) изучал намагниченность интрузии кварцевых диоритов в префектуре Осака. Интрузия прорывает породы палеозоя и перекрывается осадочными породами плиоплейстоценового возраста. Время внедрения интрузии оценивается очень неопределенно: поздний мезозой — поздний кайнозой.

Образцы отбирались из отдельных выходов интрузивного тела на поверхность. Всего было отобрано 62 образца. После чистки намагниченности переменным магнитным полем оказалось, что образцы из двух обнажений намагниченны прямо, образцы остальных обнажений несут намагниченность промежуточных направлений. Расположение обнажений (1—е — на контакте с породами палеозоя, 2-е — в центральной части оконтуренного интрузивного тела, остальные — в различных местах вдали от контакта) и направление J_n^0 позволили автору высказать предположение, что в намагниченности изученных пород зафиксирована инверсия геомагнитного поля. Внедрение интрузии произошло во время эпохи прямой полярности (о чем свидетельствует намагниченность образцов из обнажения 1, расположенного у контакта с палеозойскими породами), после чего наступила инверсия поля, зафиксированная в образцах обнажений 3—6. Прямую намагниченность пород из обнажения 2 автор объясняет тем, что в момент внедрения породы этого обнажения располагались также вблизи

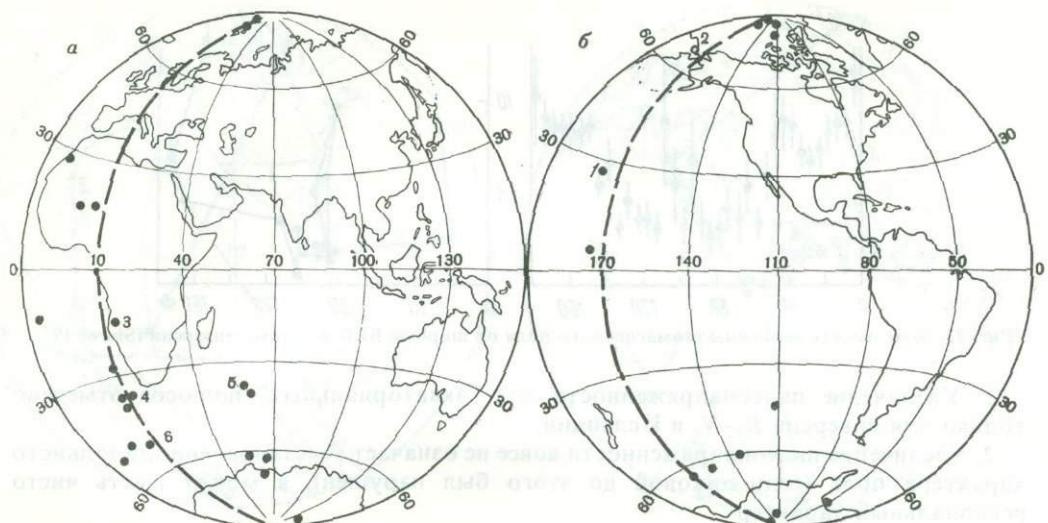


Рис. 23. Положение ВГП по результатам исследований интрузии кварцевых диоритов (Ito, 1965)

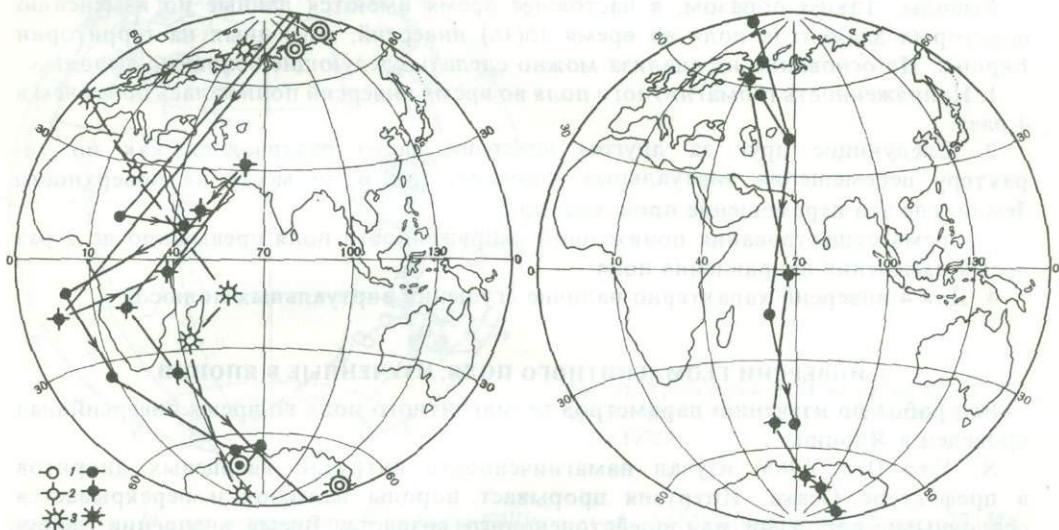


Рис. 24. Траектории ВГП

1, 2 — по данным работы (Momose, 1963); 3 — по данным работы (Nomura, 1963)

Рис. 25. Траектории ВГП во время 2 инверсий в плиоцене (Geer, Ispir, 1970)

контакта интрузии с окружающими породами (либо оказались прямо на поверхности), которые в последующем были размыты. Временное соотношение намагниченности пород отдельных обнажений установить не удалось, поэтому автор приводит общее расположение палеомагнитных полюсов для сопоставления с другими данными по Японии (рис. 23). В принципе в данном случае следует отметить следующее.

1. Полная неясность времени инверсии: поздний палеозой — поздний кайнозой.

2. Даже отвлекаясь от временной последовательности полученных данных, нельзя узнать, насколько разные по времени этапы они представляют: охарактеризована ли этими данными с большими интервалами вся инверсия (или боль-

шая часть), или они представляют какую-то точку во времени. Это принципиально для выделения хотя бы области расположения переходных виртуальных полюсов, в первом случае она реальна, во втором мы имеем единую точку, никоим образом не говорящую о местоположении на земной поверхности области расположения виртуальных геомагнитных полюсов во время инверсии.

Изучая намагниченность андезитов формации Уимото (средний миоцен) на о. Хоккайдо, С. Номура (Nomura, 1963) отметил наличие $R-N$ перехода. К сожалению, отсутствие хорошего обнажения (общий разрез автором составлен из отдельных частей, изученных в разных местах и сведенных на основании общих геологических соображений) и малое количество точек отбора, породы в которых имеют намагниченность промежуточных направлений, не позволяют в деталях проследить изменение элементов геомагнитного поля во время этой инверсии. Промежуточным направлением намагниченности характеризуются андезиты из 4 мест отбора (каждая точка наблюдения представлена 3—7 образцами). На рис. 24 приведен путь виртуального геомагнитного полюса, как его проводит Номура.

К. Криер и Д. Испир (Greer, Ispir, 1970a) изучали намагниченность плиоценовых базальтов Матсууры, разделенных на 11 "групп потоков", которые перекрываются вулканитами Футагоямы плейстоценового возраста и подстилаются миоценовыми трахитовыми андезитами Сахукитоиде и Ямазакиямы на о. Кюсю. Эти породы образуют отдельные выходы и были изучены в 20 обнажениях, представляющих части общего разреза, сопоставляемые между собой с большим трудом. Всего было изучено 93 образца.

Ранее, в 1967 г., эти же породы, но в 10 км западнее, изучал С. Номура и др. Авторы провели широкий комплекс магнитных, магнитоминералогических и минералогических исследований, которые привели их к выводу о первичной термической природе естественной остаточной намагниченности изученных пород. Различные потоки (группы потоков) обладают прямой, обратной и промежуточной намагниченностью, отвечающей, по мнению авторов, различным состояниям поля — прямому, обратному и полю в момент инверсии. Результаты авторов представлены на рис. 25. Из анализа приведенных в работе данных и данных, полученных С. Номура, следуют следующие основные выводы.

Низкие широты виртуального геомагнитного полюса коррелируются с низким значением отношения J_n/α , которое авторы считают показателем напряженности древнего геомагнитного поля в месте исследований (рис. 26).

Для двух групп потоков оказалось возможным (привлекая данные Номура) построить кривые миграции виртуального полюса, которые хорошо совпадают между собой, хотя и характеризуют разновозрастные инверсии плиоценового времени.

В то же время отмечен ряд промежуточных виртуальных полюсов, координаты которых значительно отличаются от координат палеополюсов, использованных для построения кривых миграции, причем эти полюса характерны для промежуточных (инверсионных?) состояний поля как в позднем миоцене, так и в плиоцене.

Хотелось отметить очень плохую геологическую привязку изученных обнажений, которая не дает возможности установить ни временную последовательность полученных промежуточных положений полюса, ни вид инверсии, и очень небольшое количество промежуточных направлений — для одной инверсии 3, для другой 2, что делает вывод авторов о совпадении путей миграции виртуальных полюсов во время отмеченных двух плиоценовых инверсий весьма проблематичным.

В центральной части Японии, у оз. Сува, К. Момозе (Momose, 1958) изучал верхнемиоцен-верхнеплиоценовые лавы в основном базальтового состава групп Шигарами и Коморо, обнажающиеся в нескольких десятках километров друг

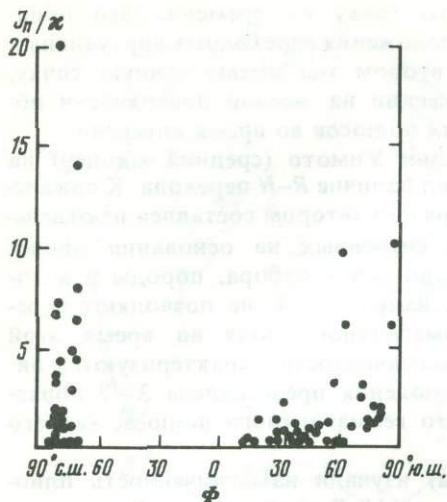
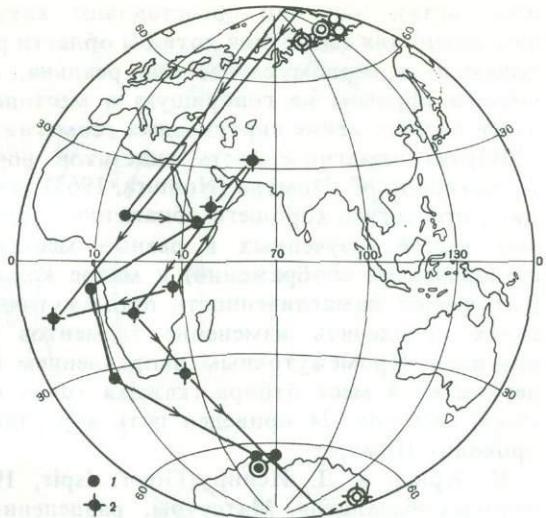


Рис. 26. Зависимость J_n/ζ от широты ВГП (Creer, Ispir, 1970)

Рис. 27. Траектории ВГП во время $N-R$ инверсии по результатам изучения базальтов (Momose, 1958)
1 — Коморо; 2 — Шигарами



от друга. Оказалось, что нижние потоки намагнечены прямо, самые верхние — обратно, а промежуточные потоки обладают намагниченностью промежуточных направлений. К. Момозе считает, что в намагниченности этих базальтов зафиксировано изменение поля во время $N-R$ инверсии, произошедшей в плиоценовое время. Автор приходит к выводам:

в изученных породах отражается одна и та же инверсия;

пути миграции виртуального палеополюса, построенные на основании изучения намагниченности указанных пород, подобны (рис. 27);

для промежуточных положений палеополюса характерна пониженная напряженность геомагнитного поля.

По поводу положений, вытекающих из результатов работы, хотелось бы сделать одно замечание, которое опять-таки касается неопределенности геологической привязки данных. Как следует из приведенных автором данных, прямо намагнечены лавы, возраст которых условно определяется как нижне-плиоценовый, обратную намагниченность несут лавы средне-верхнеплиоценовые, возраст лав, намагниченность которых можно охарактеризовать как промежуточную, инверсионную, колеблется в пределах средний—верхний плиоцен. На основании сопоставления геологических и палеомагнитных данных можно сделать три взаимоисключающих предположения.

1. Инверсия геомагнитного поля произошла в интервале времени ранний—средний (поздний) плиоцен, т.е. ее продолжительность во всяком случае превышает 1 млн лет.

2. В изученных разрезах переходные направления J_n^0 отражают не одну, а несколько инверсий, имевших место в указанный интервал времени, но лавы изливались лишь во время инверсионного состояния поля.

3. В данном разрезе действительно отражается одна инверсия плиоценового возраста, широкий же размах возрастной привязки указанных отложений связан с неопределенностями возрастной привязки немых вулканогенных толщ. В действительности все изученные потоки излились в течение гораздо более короткого промежутка времени.

Нам кажется, что наиболее близко к реальности именно последнее предпо-

Рис. 28. Положение ВГП по результатам изучения верхнекайнозойских пород (Ito, 1970)

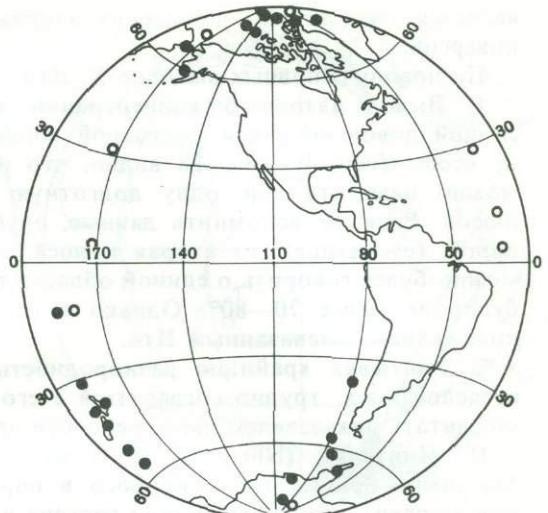
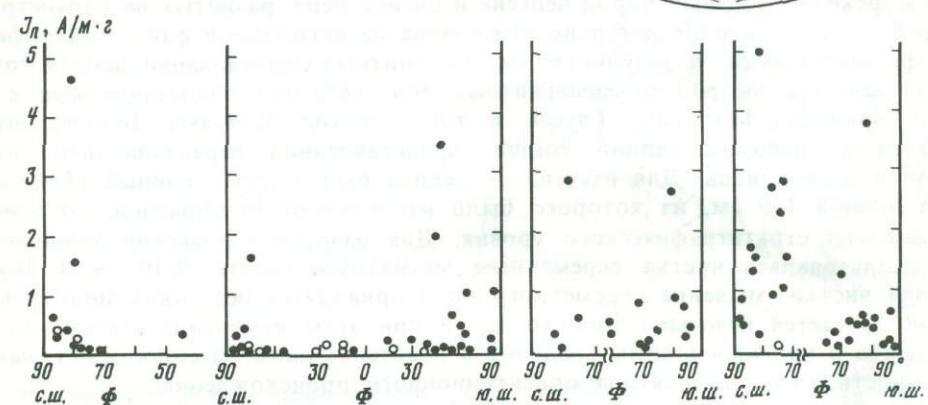


Рис. 29. Зависимость интенсивности намагниченности от широты ВГП (Ito, 1970)



ложение. Об этом говорят данные о продолжительности инверсий в этот отрезок времени по другим авторам и вполне закономерная последовательность в расположении переходных полюсов, которую трудно ожидать в случае реальности предположения 2.

Х. Ито (Ito, 1970) проанализировал большое количество данных по намагниченности верхнекайнозойских изверженных пород Юго-Западной Японии (99 обнажений, 1244 образца), представленных базальтами, андезитами, дацитами, гранодиоритами, порфиритами и гранитами. Возраст пород от $14,3 \pm 0,4$ млн до $0,801 \pm 0,48$ млн лет. Все породы им были разделены на 4 условные возрастные группы: верхнемиоценовые, миоплиоценовые, плиоценовые и плиоцен-плейстоценовые. Промежуточные направления намагниченности оказались характерными только для группы миоплиоценовых пород.

Судить о характеристиках каких-либо определенных инверсий по этим данным не представлялось возможным, поэтому автор провел общий анализ распределения виртуальных геомагнитных полюсов и интенсивности намагниченности, которую он принимал как меру напряженности древнего геомагнитного поля. Результаты этих анализов представлены на рис. 28 и 29.

Х. Ито считает: все переходные виртуальные полюса для миоплиоценового времени для Японии концентрируются в довольно узкой полосе долгот, центральным меридианом которой является нулевой меридиан, и все промежуточные направления намагниченности характеризуются пониженной интенсивностью, что

является показателем понижения напряженности геомагнитного поля во время инверсии.

По поводу основных выводов Х. Ито следует отметить следующее.

1. Вывод автора о концентрации всех переходных полюсов в пределах единой довольно узкой долготной полосы сам по себе довольно интересен, но не несомненен. Из рис. 28 видно, что на основании приведенных Ито данных можно наметить еще одну долготную полосу концентрации переходных полюсов. Если же вспомнить данные, опубликованные Номура и Криером и Испиром (см. выше), то вторая полоса станет еще более определенной. Скорее можно будет говорить о единой области расположения полюсов, ширина которой будет не менее $70-80^\circ$. Однако в принципе это не противоречит основным положениям, высказанным Ито.

2. Учитывая крайнюю разнородность пород, использованных автором при исследованиях, трудно согласиться с его выводом о том, что величину J_n можно считать показателем напряженности древнего поля.

Н. Нийтсими (Niitsuma, 1971) изучал поведение поля во время инверсии Матуяма—Брюнес на п-ове Босо в породах формации Кокумото. Стратиграфия морских осадочных пород неогена и плейстоцена, развитых на полуострове, разработана достаточно детально и основана на ископаемой фауне, микрофауне и тифрохронологии. В результате палеомагнитных исследований данная толща подразделяется на ряд палеомагнитных зон, уверенно сопоставляемых с зонами Брюнеса, Матуямы, Гаусса и т.д. Переход Матуяма—Брюнес исследовался в пределах единой толщи, представленной переслаиванием песчанников и алевролитов. Для изучения перехода был отобран единый образец — керн длиной 100 см, из которого было изготовлено 30 образцов, по одному из каждого стратиграфического уровня. Для разрушения мягкой компоненты J_n использовалась чистка переменным магнитным полем $72 \cdot 10^2$ А/м. Выбор метода чистки, значение переменного поля приводятся без каких-либо обоснований. Остается неясным, происходят ли при этом изменения вектора J_n , его масштаба и направленности. Сведений о носителях намагниченности нет, намагниченность, по мнению автора, ориентационного происхождения.

На основании полученных данных Н. Нийтсими делает следующие выводы:

полное изменение полярности произошло за время 4700 лет (по скорости осадконакопления);

во время инверсии основное перемещение виртуального палеомагнитного полюса происходило вдоль меридиана 120° в.д.;

напряженность геомагнитного поля в это время изменялась с периодом 6700 лет, инверсия совпала с минимальными значениями напряженности.

К этому хотелось бы добавить следующее.

1. Общая тенденция перемещения полюса вдоль дуги большого круга, совпадающего с меридианом 120° в.д., сохраняется как по данным образцов, изготовленных из единого керна, так и по единичным, более коротким кернам. Однако конкретные особенности этого движения различаются весьма существенно (рис. 30) (координаты палеополюсов по отдельным кернам вычислены нами на основании приведенных автором значений D и I).

2. Выводы автора об изменениях напряженности древнего поля основываются на изменениях интенсивности естественной остаточной намагниченности, нормированной по нормальной намагниченности в поле $4000 \cdot 10^2$ А/м. Правомочность такого сопоставления без приведения данных по составу ферромагнитной фракции кажется сомнительной.

3. Автор отмечает колебания глубины уровня осадконакопления и соответственно размера осаждаемых частиц с периодом 7000 лет, что вызывает дополнительные сомнения в геофизической природе отмечаемого выше периода изменения напряженности геомагнитного поля (~ 6700 лет). Остается еще раз пожалеть,

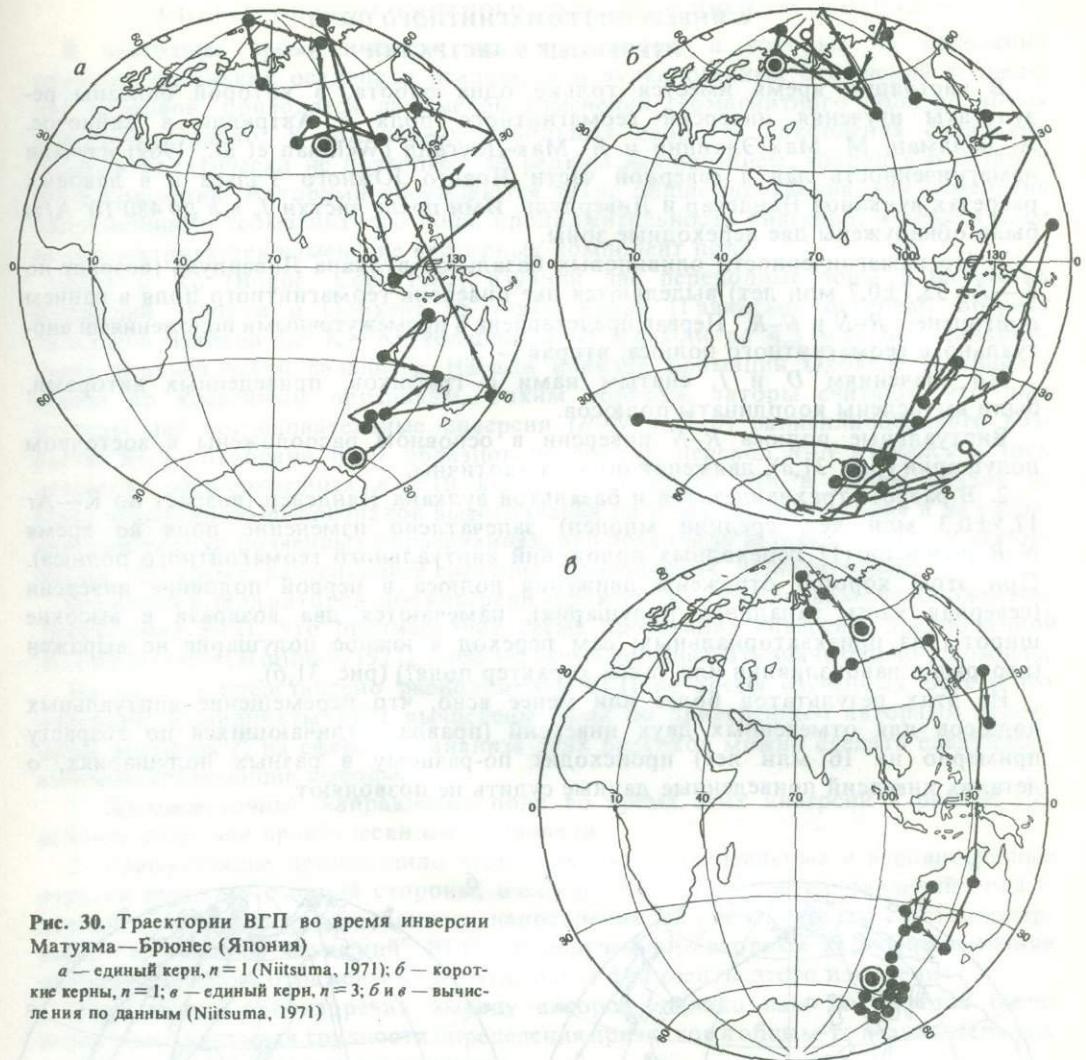


Рис. 30. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (Япония)

a — единственный керн, $n = 1$ (Niituma, 1971); *b* — короткие керны, $n = 1$; *c* — единственный керн, $n = 3$; *b* и *c* — вычисления по данным (Niituma, 1971)

что в работе отсутствуют данные по составу и изменению по разрезу ферромагнитной фракции.

Выводы. Все данные по изучению параметров геомагнитного поля во время инверсий на территории Японии позволяют сделать следующие выводы.

1. В тех случаях, когда представлялась возможность провести оценку палеонапряженности, отмечается понижение напряженности поля во время инверсии до 10 и более раз.

2. Как будто бы преимущественный тип движения палеополюса во время инверсий — вдоль меридиана, но надежные данные имеются лишь для одной инверсии (Матуяма—Брюнес).

3. Намечается тенденция концентрации виртуальных переходных полюсов в полосе 30° з.д. — 60° в.д., однако данные по более детально изученной инверсии Матуяма—Брюнес выпадают из этой вроде бы стройной картины, полюсы располагаются примерно вдоль меридиана 120° в.д. Имеются выпадающие из отмеченной выше тенденции данные и по другим инверсиям.

4. Единственная более или менее достоверная оценка продолжительности инверсии (опять-таки инверсии Матуяма—Брюнес) по перемещению полюса равна 4700 лет.

4. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В АВСТРАЛИИ

В настоящее время имеется только одна работа, в которой описаны результаты изучения инверсий геомагнитного поля в Австралии в кайнозое. А. Веллман, М. Мак-Элхинни и Я. Мак-Доугалл (Wellman et al., 1969) изучали намагниченность лав в северной части Нового Южного Уэльса и в лавовых разрезах вулканов Нандевар и Ливерпуль. Ими после чистки J_n в h до $480 \cdot 10^2$ А/м были обнаружены две переходные зоны.

1. По намагниченности оливиновых базальтов вулкана Ливерпуль (возраст по К—Аг $33,7 \pm 0,7$ млн лет) выделяются две инверсии геомагнитного поля в раннем олигоцене: $R-N$ и $N-R$. Первая представлена 8 промежуточными положениями виртуального геомагнитного полюса, вторая — 2.

По значениям D и I , снятым нами с графиков, приведенных авторами, были вычислены координаты полюсов.

Виртуальные полюса $R-N$ инверсии в основном расположены в восточном полушарии (рис. 31,а), движения полюса хаотичны.

2. В разрезе трахиандезитов и базальтов вулкана Нандевар (возраст по К—Аг $17,5 \pm 0,3$ млн лет, средний миоцен) запечатлено изменение поля во время $N-R$ инверсии (11 переходных положений виртуального геомагнитного полюса). При этом хорошо отражены движения полюса в первой половине инверсии (северная часть западного полушария), намечаются два возврата в высокие широты из приэкваториальных; сам переход в южное полушарие не выражен (перерыв в лавоизлиянии или таков характер поля?) (рис. 31,б).

Из этих результатов более или менее ясно, что перемещение виртуальных полюсов для отмеченных двух инверсий (правда, отличающихся по возрасту примерно на 16 млн лет) происходит по-разному в разных полушариях, о деталях инверсий приведенные данные судить не позволяют.

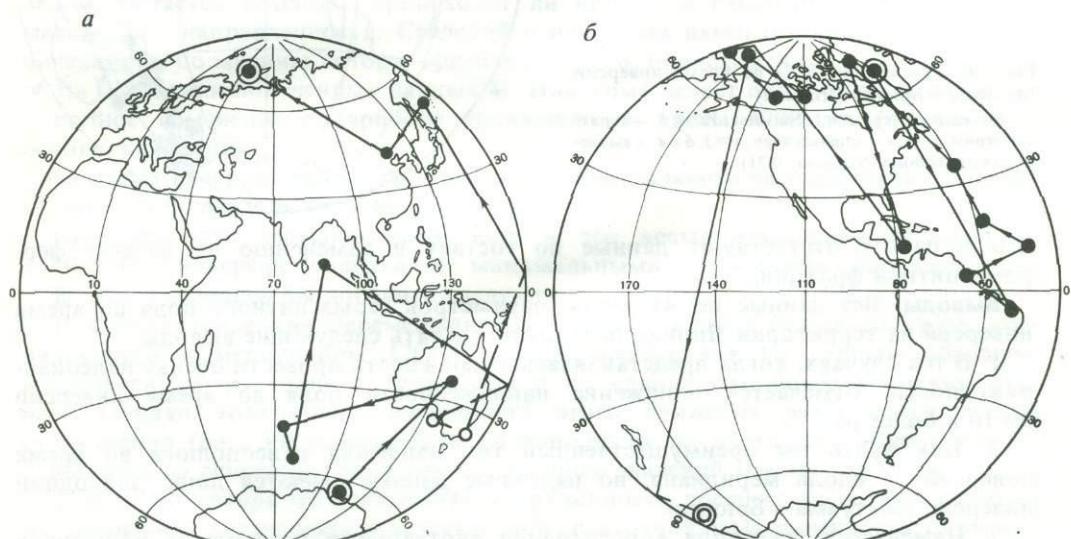


Рис. 31. Траектории ВГП во время $R-N$ (а) и $N-R$ (б) инверсий (33,7 млн и 17,5 млн лет, Австралия) (Wellman et al., 1969)

5. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ НА ОКЕАНАХ

В настоящее время имеется несколько работ, в которых на основании изучения океанских осадков и осадочных и вулканогенных отложений в пределах островов, приводятся данные об изменении геомагнитного поля во время инверсий. Однако, к сожалению, небольшая скорость накопления океанских осадков практически не позволяет, за редким исключением, говорить о деталях этих изменений. Авторами обсуждаются такие общие положения, как изменения напряженности геомагнитного поля, продолжительность инверсий, и практически не рассматривается изменение векторных компонент поля.

Боге и Ко (Bogue, Coe, 1982) изучили две переходные зоны в базальтах формаций Напали и Олокеле на о-вах Кауаи (Гавайские острова). Возраст базальтов Напали по К—Аг колеблется от 5,6 млн до 4,5 млн лет, синхронность верхней части базальтов Напали и низов формации Олокеле устанавливается по косвенным признакам. Таким образом, авторы считают, что ими изучены две последовательные инверсии ($R-N$ и $N-R$) раннеплиоценового возраста. Было отобрано по 7 образцов из потока, переход $R-N$ изучался в трех разрезах, расположенных в ~ 10 км друг от друга. Ни в одном случае не было зафиксировано признаков выветривания на поверхности потоков и на разделяющих потоки почвенных образованиях, что позволило авторам прийти к заключению, что время, разделяющее соседние лавоизлияния, незначительно.

Основной вывод авторов: обе инверсии характеризуются близким расположением переходных ВГП, что противоречит схеме протекания инверсий, предложенной К. Гоффманом (Hoffman, 1977), либо эта схема должна быть значительно усложнена.

На рис. 32 представлено расположение ВГП во время изученных Боге и Ко инверсий. Координаты ВГП вычислены нами по приведенным авторами проекциям векторов f_n^0 на сфере. Из анализа этих рисунков можно сделать следующие взаимоисключающие выводы.

1. Промежуточные направления поля во время этих инверсий в районе Гавайских островов практически отсутствовали.

2. Лавоизлияние происходило через довольно значительные и неравномерные отрезки времени (с одной стороны, очень резкие изменения направлений поля, с другой — наличие фиксированного направления, не совпадающего со стационарным, т.е. наличие "сгущений" ВГП). В полученной авторами картине изменения направлений поля отражены лишь отдельные фрагменты этого изменения.

Этот вывод противоречит выводу авторов, однако нам он кажется более вероятным, учитывая трудности определения признаков в общем-то незначительных перерывов ($\sim 10^3$ лет) в лавоизлияниях.

В любом случае полученные данные лишь с большими оговорками можно принимать в качестве свидетельства в пользу той или иной картины изменения поля во время инверсий.

Н. Опдейк, Д. Кент и В. Лурье (Opdyke et al., 1973) изучали колонку глубоководных осадков Индийского океана, поднятую с глубины 4916 м и имеющую длину 25,88 м. В колонке отчетливо выделяются слои прямой и обратной намагниченности, при этом обратно намагниченные слои авторами сопоставляются со слоями, образовавшимися в эпоху Матуямы, а прямо намагниченные — во время эпизодов Олдувея и Харамильо. Слои, соответствующие эпохе Брюнеса, в колонке отсутствуют. Это сопоставление полностью опирается на исчезновение остатков *Clathrocytas bicornus* в районе нижней границы, на основании чего она сопоставляется с границей Олдувей—Матуяма.

Проведенный комплекс магнитоминералогических исследований (основные ферромагнитные минералы магнетит и титаномагнетит) позволил авторам высказать предположение об ориентационной природе естественной намагниченности.

Детальное изучение переходных зон между слоями с разным направлением намагниченности позволило авторам получить некоторые данные об изменениях

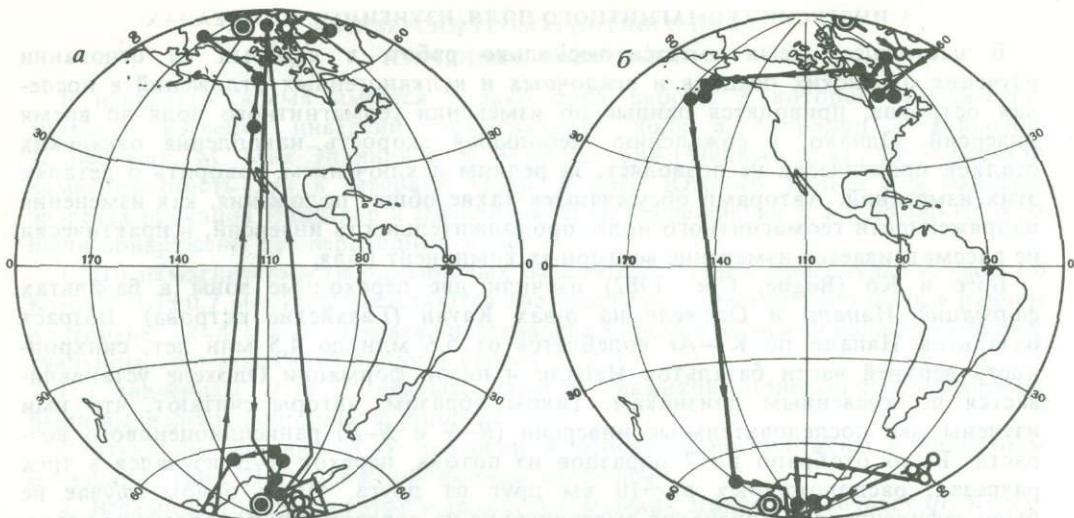


Рис. 32. Траектория ВГП во время $R-N$ (а) и $N-R$ (б) инверсий (Гавайские острова) (по данным Bogue, Coe, 1982)

поля во время зафиксированных в разрезе инверсий Олдувей—Матуяма, Матуяма—Харамильо и Харамильо—Матуяма. Результаты этих исследований заключаются в следующем.

Все три инверсии характеризуются общими чертами: наличием промежуточных положений виртуального геомагнитного полюса; значительным падением интенсивности намагниченности соответствующих им осадочных пород; совпадением интервала пониженных значений интенсивности намагниченности с интервалом промежуточных направлений J_n^0 .

Далее авторы делают следующие выводы.

Продолжительность инверсий, во всяком случае инверсии Матуяма—Харамильо, составляет 4600 лет (как по изменению напряженности поля, так и по движению виртуального геомагнитного полюса). Это значение авторы получают, вычислив среднюю скорость осадконакопления (8,6 см/1000 лет) на основании продолжительности эпизода Харамильо (Сох, 1969) и мощности осадков, в которых он зафиксирован.

Падение и возрастание напряженности поля происходят очень резко, за время, не превышающее 1000 лет.

За время инверсии выделяются три цикла изменения напряженности поля с периодом около 1400 лет. Подобная же периодичность проявляется в изменениях склонения и наклонения намагниченности. Этот период близок к периоду вековых вариаций недипольного поля, что, по мнению авторов, подтверждает гипотезу о том, что во время инверсии напряженность дипольного поля понижена и сравнима с напряженностью недипольного поля.

Для вычисления координат палеополюсов во время инверсий все данные были привязаны к географическим координатам введением поправки таким образом, чтобы среднее склонение прямо и обратно намагниченных образцов равнялось соответственно 360 и 180° . На основании вычисленных таким образом значений D и измеренных I определялись координаты палеополюсов во время инверсий. Результаты представлены на рис. 33.

Все три следующие друг за другом инверсии характеризуются различными местами положения палеополюсов, и данные по положению палеополюсов во время инверсии Харамильо—Матуяма не совпадают с палеополюсом, вычисленным по датированным лавовым потокам, фиксирующим ту же инверсию в Харамильо.

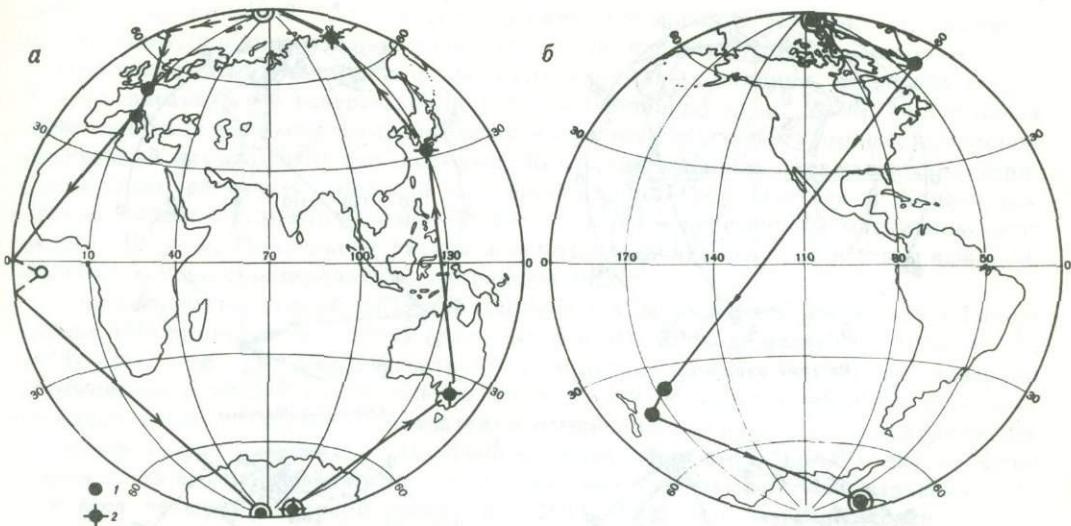


Рис. 33. Траектории ВГП во время инверсий Олдувей—Матуяма (1) и Матуяма—Харамильо (2) — а и Харамильо—Матуяма (б) (Opdyke et al., 1973)

Криик, Нью Мехико (Doell, Dalrimple, 1966). Все это, по мнению авторов, не подтверждает предположения об опрокидывающемся диполе.

Авторы предлагают следующую картину изменения поля во время инверсии, во всяком случае инверсии Матуяма—Харамильо:

резкое падение напряженности дипольного геомагнитного поля, так что она становится меньше напряженности недипольного поля, но не равна 0. В это время существуют западный и восточный дрейфы недипольного поля;

движение полюса из одного полушария в другое происходит при минимуме напряженности поля, изменяющегося с периодом 1400 лет. Дипольное поле изменяет при этом свою полярность очень быстро, в течение нескольких сот лет;

резкое возрастание напряженности дипольного поля до нормального уровня в конце инверсии.

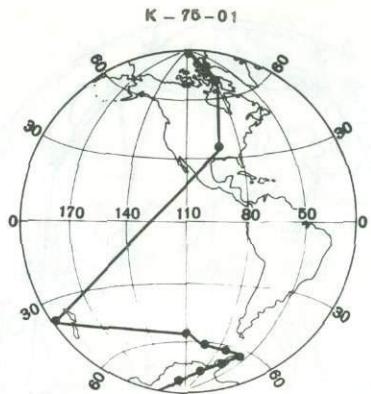
По поводу выводов авторов нам хотелось бы отметить следующее.

1. Идентификация прямо намагниченных участков колонки с зонами Олдувея и Харамильо проводится на том основании, что в пределах нижнего участка прямой намагниченности исчезает *Clathrocylas bicornus*. Однако исчезновение того или иного вида живых организмов в определенном месте не обязательно происходит синхронно с общим исчезновением этого вида (а именно последнее и служит основанием для возрастного расчленения толщ). В зависимости от изменений условий в том или ином месте вымирание того или иного вида может значительно опережать общее вымирание его в целом в пределах глобальных или даже региональных. В данном случае исчезновение *Clathrocylas bicornus* может свидетельствовать о принятой авторами возрастной характеристике колонки и позволяет удостоверить ее возраст в пределах существования указанного вида.

2. Ошибка в возрастной привязке может привести по крайней мере к трем следствиям: выявленные авторами особенности изменения поля характеризуют другие инверсии; несовпадение полученных данных с данными Доэлла никоим образом не может рассматриваться как свидетельство против существования дипольного поля во время инверсий; становится сомнительной временная оценка продолжительности инверсий. В принципе неоднозначность приведенной авторами продолжительности инверсий вытекает еще из следующих соображений: отсутствие части разреза, по крайней мере соответствующей зоне Брюнеса, и прини-



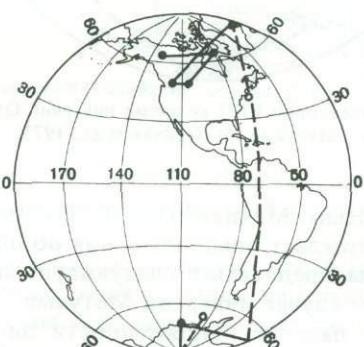
Матуяма—Харамильо



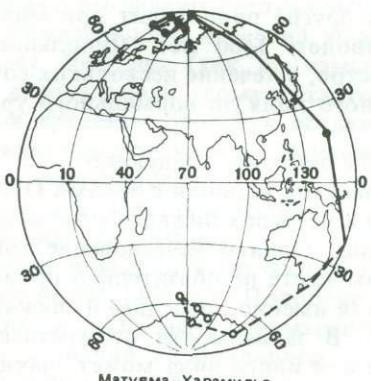
Харамильо—Матуяма



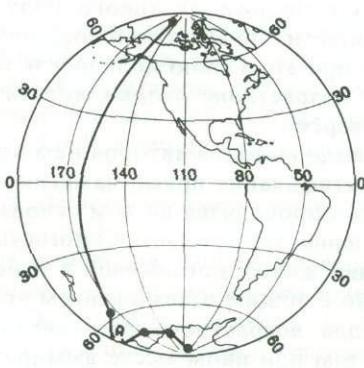
Матуяма—Олдувей
K—75-02



Олдувей—Матуяма



Матуяма—Харамильо



Харамильо—Матуяма

Рис. 34. Траектории ВГП для четырех инверсий на границах эпизодов Олдувей—Харамильо по данным работы (Hammond et al., 1979)

75—01, 75—0,2 — номера скважин

маемый авторами перерыв в осадконакоплении в интервале Олдувей—Харамильо свидетельствуют о возможности крупных перерывов в любом интервале разреза, в том числе и внутри зоны Харамильо. То есть скорость осадконакопления может быть гораздо выше, если имеется перерыв в зоне Харамильо, и ниже, если мы имеем дело с другим временным интервалом.

3. В любом случае сомнителен вывод авторов, основанный на сравнении результатов этой работы с данными Доелла, так как при том количестве про-

межуточных полюсов, которые авторы приводят в работе (см. рис. 33), говорить о путях миграции виртуальных полюсов вряд ли представляется возможным.

При палеомагнитном изучении двух глубоководных колонок, поднятых со дна Тихого океана в его северо-западной части (Hammond et al., 1979), в отдельных образцах были зафиксированы промежуточные направления векторов естественной остаточной намагниченности, которые, по мнению авторов, отражают характеристики поля во время инверсий на границах эпизодов Олдувея и Харамильо. Метод выделения древней компоненты — чистка в переменном магнитном поле $(8-12) \cdot 10^3$ А/м. Полученные результаты позволили авторам сделать ряд выводов, которые можно суммировать в следующем виде.

Совпадение траекторий ВГП для одних и тех же инверсий, изученных в Тихом океане (Hammond et al., 1979) (рис. 34) и в Индийском океане (Opdyke et al., 1973) (см. рис. 33), свидетельствует в пользу того, что во время инверсий в основном сохраняется дипольное поле. Различие траекторий ВГП во время соседних инверсий является показателем изменений в земном ядре, происходящих за время между инверсиями. Изменение направления поля происходит на фоне пониженной его напряженности. Продолжительность изменения направления поля для всех четырех инверсий составляет 2500—3000 лет, продолжительность периодов пониженного поля 3000—20 000 лет.

По поводу выводов авторов хотелось бы отметить следующее. Из-за очень малой скорости осадконакопления — 6 мм/1000 лет и 17 мм/1000 лет — переходные зоны представлены 1—2 образцами, фиксирующими промежуточные направления J_n^0 . При таком количестве данных говорить об их совпадении или различии с данными других исследователей (или между собой) можно очень большой осторожностью. По этой же причине следует осторожно подходить к данным о продолжительности периодов смены знака поля и его пониженной напряженности. Так, продолжительность инверсии Матуяма—Харамильо по двум соседним колонкам составляет 3000 и 9000 лет, а инверсии Харамильо—Матуяма — 9000 и 20 000 лет. Кроме того, совпадение (если оно даже реально) траекторий ВГП для инверсий, изученных в двух различных регионах, еще не является доказательством дипольности поля. Случайность такого совпадения в принципе вероятна.

Н. Каваи и др. (Kawai et al., 1973) изучили колонку осадков, поднятую со дна Тихого океана в центральной его части в северном полушарии. В намагниченности исследованных пород оказались зафиксированными границы Харамильо—Матуяма и Матуяма—Брюнес. Крайне малая мощность переходных зон ($<0,5$ см) вынудила авторов применить специальную методику для получения характеристик намагниченности образцов, толщина которых составляла 2 мм. Несмотря на это, каждая переходная зона оказалась представленной крайне незначительным количеством данных. Вычисленные по этим данным положения ВГП показаны на рис. 35. Практически единственный вывод, который, по нашему мнению, можно сделать на основании результатов этой работы, заключается в том, что основное количество переходных ВГП располагается в пределах западного полушария.

М. Фуллер и др. (Fuller et al., 1979) опубликовали результаты, полученные Фриидом при изучении инверсии Матуяма—Брюнес в приэкваториальной части Тихого океана, у побережья Центральной Америки. К сожалению, приведенные данные позволяют судить только о расположении ВГП, вычисленных в результате изучения трех глубоководных колонок океанических осадков. Эти данные представлены на рис. 36.

Выводы. Таким образом, в настоящее время имеются сведения о характеристиках геомагнитного поля во время инверсий в позднем кайнозое, полученные при изучении переходных зон в различных пунктах земного шара. Переходные зоны изучались в породах различного генезиса — разного типа осадочные породы, лавы и интрузии.

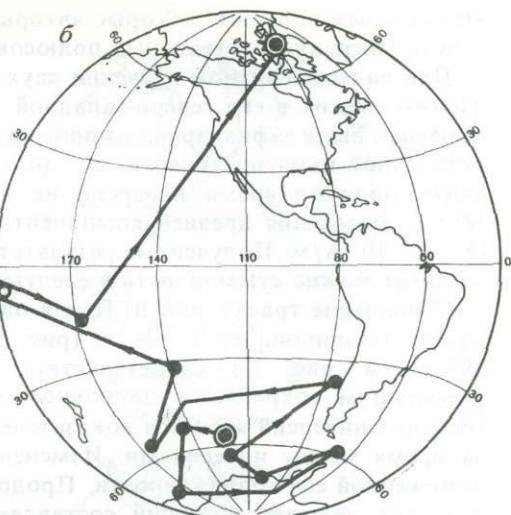
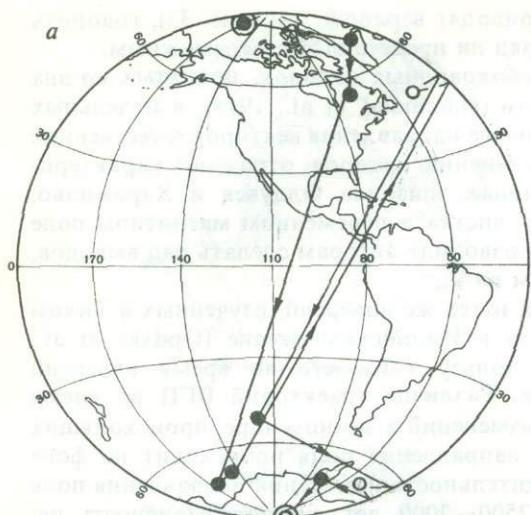


Рис. 35. Траектории ВГП во время инверсий (Kawai et al., 1973)

а — Харамильо—Матуяма и *б* — Матуяма—Брюнес

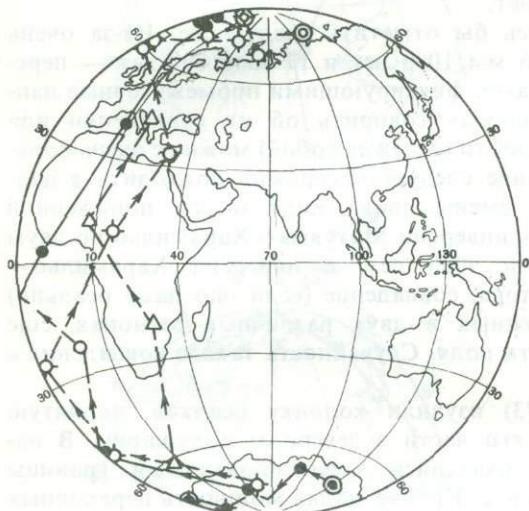


Рис. 36. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес по Фрииду (Fuller et al., 1979)

Всего изучено (без данных по СССР) 60 переходных зон, в которых отражаются характеристики поля во время 50 инверсий. При этом следует учесть, что инверсия Матуяма—Брюнес изучалась в пяти различных регионах, инверсия Харамильо—Матуяма — в четырех и т.д. Сопоставление, возрастная корреляция более древних инверсий, выявленных и изученных в различных регионах, в настоящее время невозможны. В связи с этим количество изученных разновозрастных инверсий в позднем кайнозое можно оценить примерно в 39. Основное количество данных получено при исследованиях в северном полушарии (33 инверсии) в пределах Северо-Американского континента, Европы и Японии. В действительности дело обстоит значительно хуже. Если из общего числа изученных инверсий 29 охарактеризовано пятью и более положениями переходных ВГП, то уже не менее чем 10 положениями ВГП охарактеризовано только 18 инверсий, а не менее чем 20 — 9, что, несомненно, очень мало даже для последних 20—25 млн лет. В связи с этим анализ сведений о параметрах, характеризующих геомагнитное поле во время инверсий, будет проведен далее, после обсуждения данных по СССР.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ (данные по СССР)

На территории СССР позднекайнозойские инверсии геомагнитного поля изучались в Прикаспийском регионе (Туркмении, Азербайджане и Восточной Грузии), в Таджикской депрессии и Западной Сибири. Для того чтобы не нарушать принятый в работе пространственно-возрастной принцип изложения результатов, данные по СССР также разделены по районам. При этом порядок описания материалов по районам зависит в основном от количества сведений, полученных при исследованиях в их пределах.

1. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Стратиграфия изученных отложений. Магнитостратиграфические исследования ГИН АН СССР, послужившие основой для обнаружения и привязки переходных зон, проводились на территории Туркмении в пределах Западно-Туркменской низменности и Западного, Центрального и Гяурского Копетдага и охватывали отложения неогенового возраста.

Нижний и средний миоцен изучался нами в западной части Гяурской антиклинали в выходах хребта Халац, прорезаемого долиной ручья Кельты-Чинар. В этом разрезе в основании неогеновых отложений залегают актепинские слои, представленные светло-серыми кварц-полевошпатовыми песками, песчаниками, известняками с линзами и прослойями глин. Общая мощность ~35—40 м. Комплекс фауны, найденной в актепинских слоях Предкопетдагского района (Актепинская гряда) М.М. Судо, свидетельствует об их нижнемиоценовом возрасте (Геология СССР, 1972).

Над актепинскими слоями без видимого несогласия залегают отложения кара-гауданской свиты, представленные красно-бурыми глинами и алевролитами со слоями песчаников, гравелитов и конгломератов; мощность 550—600 м. Кара-гауданская свита в настоящее время сопоставляется с тарханским и чокракским горизонтами тортонаского яруса среднего миоцена на основании находок в ее нижних частях раковин устриц *Ostrea gryphoides* Schlothe в Актепинской гряде (М.М. Судо, В.Н. Крымус) (Геология СССР, 1972).

Верхи среднего миоцена и верхний миоцен в пределах Гяурского Копетдага представлены отложениями калининской и халацкой свит: бурые конгломераты, песчаники и алевролиты общей мощностью 450 м. В разрезе хребта Халац калининская свита без видимого несогласия залегает на отложениях кара-гауданской свиты. Стратиграфическая привязка основана на наличии в низах калининской свиты в пределах Келятинской и Актепинской гряд остатков фауны караганского и konkского горизонтов и на видимом замещении средними горизонтами халацкой свиты морских нижне- и среднесарматских отложений (Бирман, 1972; Расцветаев, 1972).

Таким образом, в едином разрезе хребта Халац (Гяурский Копетдаг) нами были изучены отложения всего миоцена. Однако континентальный тип осадков, наличие в разрезе большого числа конгломератов заведомо свидетельствуют о большом числе перерывов в осадконакоплении во время отложения пород кара-гауданской, калининской и халацкой свит.

Помимо Гяурсдага, отложения миоцена нами изучались в разрезе Пырнуарской долины в районе г. Кизыл-Арвата. Здесь на размытой поверхности отложений палеогена с угловым несогласием залегают: 15—20-метровая толща бурых, зеленовато-серых глин, гипсоносных песчаников и известняков чокрака; 10—15-метровая пачка светлых мергелей карагана; известняки, песчаники, зелено-вато- и буро-серые глины и серые и светлые мергели конки, мощность ~40 м;

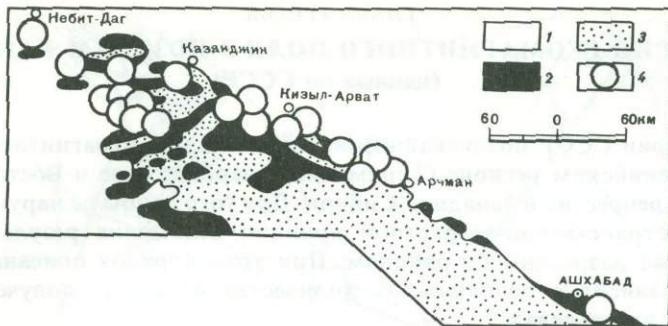


Рис. 37. Схема распространения верхнеплиоценовых отложений и местоположения разрезов

1 — постплиоценовые отложения; 2 — верхнеплиоценовые отложения; 3 — доверхнеплиоценовые отложения;
4 — местоположения разрезов

160-метровая толща серых песчаников, глин, известковистых глин, песчаников и известняков нижнего и среднего сармата.

Венчает разрез миоценовых отложений толща континентальных пород диоджинской свиты, сложенная бурыми и красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками с гравелитами и конгломератами. Возраст свиты — средний—верхний сармат. Мощность этих отложений ~ 300 м.

Перекрываются миоценовые отложения морским акчагылом, залегающим на их размытой поверхности с угловым несогласием.

Отложения позднего плиоцена (акчагыл и ашшерон) были изучены в 20 обнажениях (рис. 37), представляющих различные области осадконакопления Центрального и Западного Копетдага и Западно-Туркменской низменности. Обоснование выбора разрезов, детальное описание наиболее характерных из них и обоснование их возрастной привязки и корреляции приведены в монографии В.М. Трубихина "Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении" (Трубихин, 1977). Здесь же мы лишь ограничимся общей характеристикой отложений позднего плиоцена в пределах изученной территории.

В разрезе хребта Халац аналогом отложений позднего плиоцена являются континентальные отложения кельтычинарской и ашхабадской свит, залегающие с размывом (?) на халацкой свите и представленные светло-коричневыми глинистыми алевролитами, песками, супесями, суглинками и конгломератами. Мощность кельтычинарской свиты ~ 200 м. Позднеплиоценовый возраст свиты обосновывается наблюдаемым замещением ее отложений с продвижением на запад морским верхним плиоценом (Бирман, 1972; Расцветаев, 1972).

В пределах Западного Копетдага и Западно-Туркменской низменности верхний плиоцен представлен либо в морских фациях, либо континентальными отложениями аджеидеринской свиты, замещающими морские ашшеронские (а иногда и акчагыльские) породы, залегает согласно (?) на отложениях челеценской (торонглинской) свиты среднего плиоцена либо с несогласием на более древних породах неогена, палеогена и мела. В большинстве случаев верхний плиоцен уверенно разделяется на два яруса (акчагыльский и ашшеронский) и перекрывается морскими и континентальными четвертичными отложениями (Али-Заде, 1957, 1961; Попов, 1967).

Сложен верхний плиоцен различными типами пород: известняками, различного цвета глинами, алевролитами, песчаниками вплоть до континентальных отложений аджеидеринской свиты, представленных бурыми и красноватыми супесями, суглинками, песками, гравелитами и конгломератами. Мощность от десятков до многих сотен метров.

В результате палеомагнитного изучения неогеновых отложений был составлен предварительный палеомагнитный разрез миоцена и построена палеомагнитная

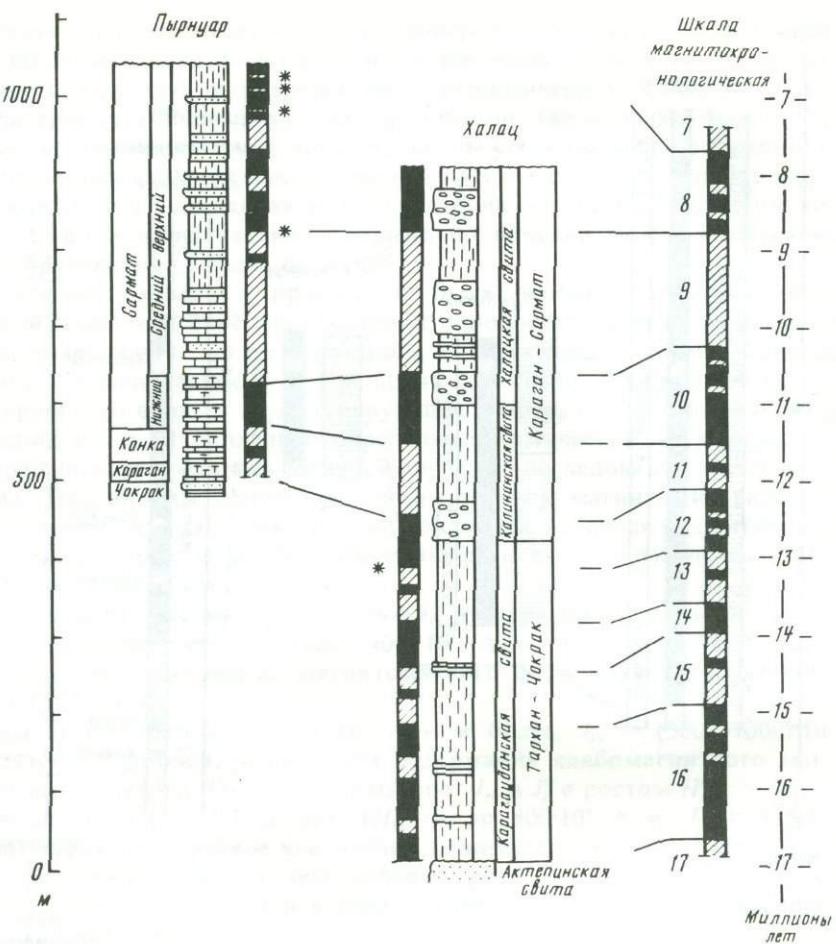


Рис. 38. Палеомагнитная характеристика миоценовых отложений

шкала для позднего плиоцена (рис. 38, 39) (Гурарий, Трубихин, 1973а, б, 1977, 1980; Гурарий и др., 1973, 1976; Gurary et al., 1975; Трубихин, 1977). На этих рисунках указаны переходные зоны, результаты исследований которых приведены ниже.

Однако прежде чем перейти к изложению результатов, следует вкратце остановиться на некоторых общих соображениях о происхождении естественной остаточной намагниченности изученных пород, в основном пород позднего плиоцена.

Происхождение естественной остаточной намагниченности. Вопросы, связанные с природой J_n^0 в изученных отложениях, разбирались в ряде работ (Gurary et al., 1975; Трубихин, 1977; Гурарий и др., 1977). Как будет показано ниже, в качестве основного метода чистки нами использовался нагрев образцов до 220°C и выше в пространстве со скомпенсированным магнитным полем. В результате такой температурной обработки часть намагниченности J_n (преимущественно вязкая) была разрушена, и уже оставшаяся часть — J_{nT} использовалась для палеомагнитных построений. Однако необходимо доказать, что выделенная J_{nT} не только является древней (J_n^0), но и может практически рассматриваться как первичная (J_n^0).

Комплексное изучение верхнеплиоценовых отложений (литологическое, палеон-

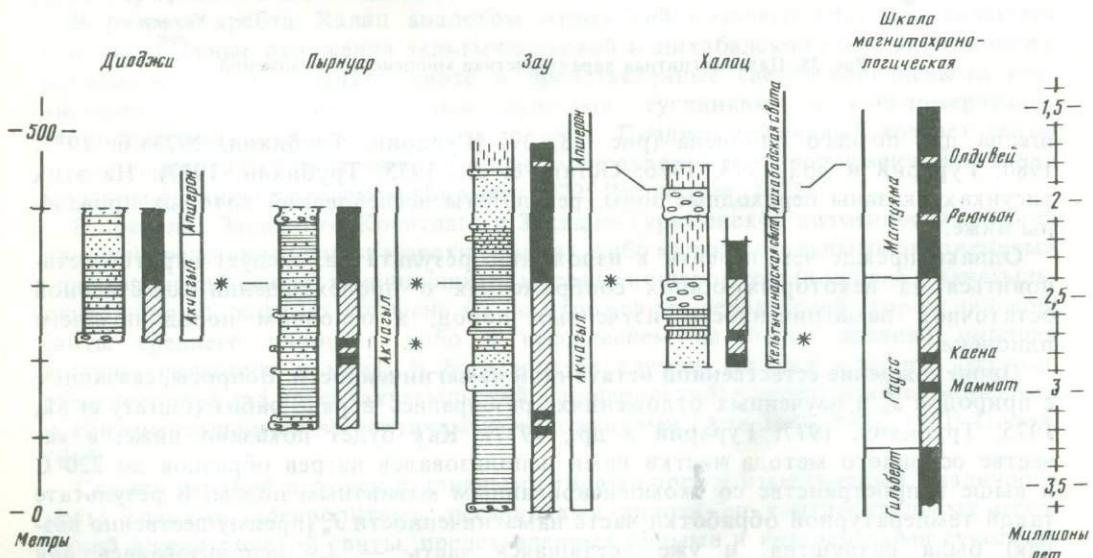
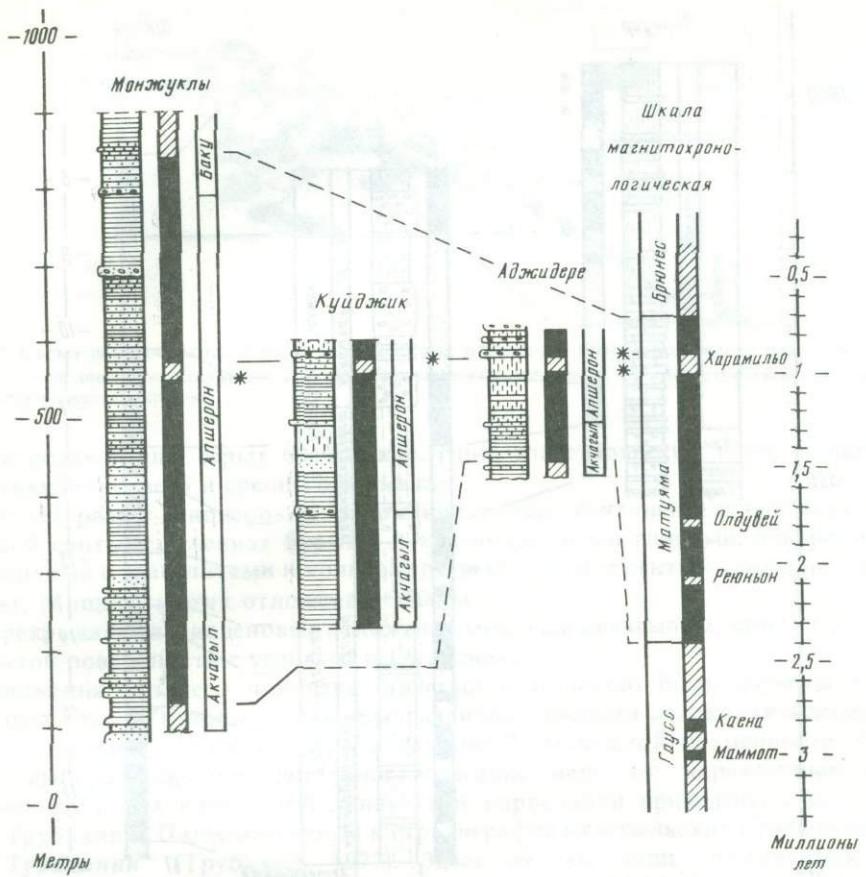


Рис. 39. Палеомагнитная характеристика основных разрезов верхнеплиоценовых отложений

тологическое, палеомагнитное, магнитоминералогическое) позволило выявить основные закономерности в истории их накопления. Это, в свою очередь, дало возможность выделить в разрезах ряд литологических, палеонтологических и других реперов, устойчивых как по горизонтали, так и по вертикали. При этом оказалось, что границы магнитозон приурочены к совершенно определенным частям разнофациальных и значительно удаленных друг от друга разрезов. Из этого можно сделать вывод, что выделенная в результате чистки намагниченность не только является J_n^a , но и незначительно смещена по времени своего возникновения от времени образования несущих ее пород.

Для решения вопроса о природе J_n^a была отобрана эталонная коллекция, на которой изучались способность пород приобретать вязкую намагниченность, характер разрушения J_n температурой и переменным полем, интенсивность остаточной намагниченности J_{rs} в полях до $(6400-8000) \cdot 10^2$ А/м, величина компенсирующего ее поля H_{cs} , блокирующие температуры, температуры фазовых превращений и т.д. Параллельно определялся химический и минералогический состав образцов, проводилось микроскопическое исследование пород в шлифах и аншлифах. При анализе полученных таким образом магнитоминералогических и литолого-геохимических характеристик коллекции выявился ряд интересных закономерностей, которые подробно описываются и интерпретируются В.М. Трубиным (1977) следующим образом.

1. Изученные отложения по значениям J_{rs} и H_{cs} разбиваются на 3 группы.

Породы I группы ($H_{cs} = (200-400) \cdot 10^2$ А/м, J_{rs} — до $500 \cdot 10^{-3}$ А/м) содержат небольшое количество магнитомягкого ферромагнетика. Отсюда малые величины J_{rs} , H_{cs} и J_n^a .

Породы II группы ($H_{cs} = 800 \cdot 10^2$ А/м и более, $J_{rs} = (500-1500) \cdot 10^{-3}$ А/м) характеризуются резким увеличением содержания слабомагнитного магнитожесткого ферромагнетика. Отсюда слабый рост J_{rs} и J_n^a с ростом H_{cs} .

Наконец, для пород III группы (H_{cs} — до $800 \cdot 10^2$ А/м, $J_{rs} = (1500-4000) \cdot 10^{-3}$ А/м) характерно резкое увеличение количества сильномагнитного магнитомягкого ферромагнетика, о чем говорит рост J_{rs} и J_n^a . Однако увеличение H_{cs} свидетельствует о том, что в этой группе пород имеется значительная примесь жесткой компоненты.

2. Равномерное распределение прямо и обратно намагниченных пород по всем трем группам говорит о том, что знак намагниченности не зависит от магнитных свойств пород.

3. Рост J_{rs} соответствует рост J_n^a в породах как II, так и III группы. Это можно рассматривать как свидетельство того, что изучаются магнитные свойства минералов — носителей J_n^a .

Из рассмотрения кривых нормального намагничивания, разрушения J_{rs} температурой (1-й и 2-й прогревы) и изменения J_{rs} и H_{cs} в зависимости от предварительного прогрева делается заключение, что в наиболее чистом виде магнитомягкий минерал (судя по кривым, магнетит) представлен в породах I группы, а магнитожесткий (гематит) — в породах II группы. Что же касается III группы, то в данном случае, как и предполагалось выше, присутствует смесь магнитомягкого и магнитожесткого ферромагнетиков, скорее всего магнетита и гематита.

Комплексное изучение верхнеплиоценовых отложений позволило выявить наиболее крупные этапы в истории их образования и выделить в рассматриваемых разрезах интервалы, соответствующие эпохам трансгрессий и регрессий позднеплиоценовых бассейнов, вплоть до эпох господства континентальных условий осадконакопления. В.М. Трубихин предлагает грубую генетическую классификацию осадочных пород. Он подразделил их на континентальные терригенные и морские терригенные, отвечающие этапам максимального развития трансгрессии — "фаза стояния", морские терригенные, отвечающие эпохам начала трансгрессий и регрессий, — "динамичная фаза" и морские карбонатные горные породы. Для

первых и вторых по преимуществу характерно длительное сохранение стабильных условий осадконакопления, тогда как третьи отличаются обычно большей пестротой фаций как по вертикали, так и по простирианию.

Оказалось, что расклассифицированные таким образом горные породы распределяются по выделенным ранее группам с очевидной закономерностью.

В I группу попадают преимущественно карбонатные породы, II группа представлена в основном породами, сформировавшимися в "динамическую fazу" развития бассейна и соответственно в периоды неустойчивого режима осадконакопления. Наконец, III группа — это континентальные отложения и морские, отвечающие "фазе стояния". Как уже упоминалось, объединяющим моментом здесь является длительное сохранение стабильного режима осадконакопления во время их образования.

Все изложенное выше позволило сделать ряд заключений о происхождении J_n^0 большинства изучаемых пород. Магнетит является, скорее всего, аллотигенным, образованным за счет размыва каких-либо магматических или метаморфических пород, т.е. не узкостным, так как в пределах непосредственно изучаемого района Копетдага такие породы не обнажаются. С другой стороны, гематит может быть как аллотигенным, так и аутигенным. Однако четкая связь его с породами II группы говорит, скорее всего, о его местном происхождении.

Наиболее вероятной моделью происхождения J_n^0 представляется следующая. Расположенный вне изучаемого района источник сноса поставлял магнетит. На окружающей суше шло образование кор выветривания и покровных отложений, богатых гематитом и гидроокислами железа. Этот местный источник сноса поставлял гематит. В условиях длительного сохранения стабильного режима осадконакопления эти два источника, накладываясь друг на друга, формировали породы III группы.

При образовании карбонатных пород количество терригенного материала, особенно грубого материала местного происхождения, естественно уменьшалось. Отсюда малые величины I_{rs} и J_n^0 в породах I группы, представленных в основном карбонатами.

Наконец, в условиях активизации движений, приводящих к регрессиям, и в начальные этапы трансгрессий резко усиливается размыт местных, в первую очередь покровных, отложений, и магнитожесткие минералы (гематит, гидрогематит) начинали преобладать. Так, вероятно, образовались породы II группы. В них можно ожидать присутствие небольшого количества магнетита при значительном содержании гематита и гидроокислов железа, как в виде обломков, так и частично в виде новообразований. Априорно нельзя отрицать, конечно, наличие в изучаемых породах намагниченности, связанной с аутигенными минералами, такими, как гидроокислы железа (гидрогематит, гетит, гидрогематит). Однако если для части пород и характерно наличие J_{rc} , то ее роль вряд ли может быть велика на фоне ориентационной намагниченности J_{ro} , связанной с обломочными магнетитом, гематитом и теми же гидроокислами железа, носителями J_{ro} .

Следовательно, для большинства пород изучаемой коллекции можно предположить преимущественно обломочное происхождение минералов — носителей J_n^0 и соответственно ориентационную ее природу. Отсюда можно сделать вывод, что естественная остаточная намагниченность, выделенная термоочисткой ($J_{nT} = J_n^0$), является первичной намагниченностью J_n^0 .

Микроскопическое изучение пород (легкая, тяжелая фракция, шлифы, аншлифы) показало, что обломочная часть наряду с карбонатами и такими минералами, как кварц и полевой шпат, слагается обломками метаморфических пород (кварциты, кварц-слюдистые сланцы) и темноцветными минералами (роговая обманка, биотит, гранат, циркон, дистен, ставролит, рудный минерал

и т.д.). Если первые могут иметь сугубо местное происхождение, то вторые, вероятно, связаны с размывом кристаллических пород вне изучаемого района, возможно в Памиро-Тяньшаньской зоне (Юревич, 1966).

Что же касается рудного минерала, то он представлен магнетитом, гематитом, гидрогематитом, гетитом и гидрогетитом. Изредка встречается примесь зерен пирита, судя по взаимоотношению с карбонатным цементом (кальцитом) — аутигенного. Породы I группы (песчанистые известняки, известняки, известковистые глины) содержат обычно мало рудного минерала (<1%) и слабо окрашены соединениями железа. Рудный минерал представлен здесь в основном мелким (до 0,05 мм) магнетитом (низкая отражательная способность, отсутствие двутрассования, структуры распада, слабая лейкоксенизация).

Породы II группы (обычно пески и песчанистые алевролиты) содержат 1—2% рудного минерала и наиболее обильно пигментированы гидроокислами железа. Рудный минерал — гематит, гидрогематит, гетит, гидрогетит, последний как аллотигенный (обломки — частично регенерированные), так и аутигенный (дендритоподобные зерна, звездочки и т.д.). Имеется примесь магнетита (титаномагнетита), причем, хотя крупные зерна титаномагнетита сильно разложены и лейкоксенизированы, не видно почти никакого выноса в окружающую породу ни титана, ни железа. Это же относится и к крупным сильно разложенными зернам других темноцветных минералов (биотит, роговая обманка и т.д.). Подобная закономерность, проявляющаяся довольно часто, свидетельствует о том, что эти минералы были переотложены в породы II группы из каких-то других толщ, вероятно, из покровных отложений того времени. Размер зерен и агрегатов рудного минерала до 0,25 мм.

Породы III группы (морские глины и глинистые алевролиты и континентальные супеси и суглинки) содержат обычно 1—3% рудного минерала. Размер его до 0,1 мм в морских осадках и до 0,01—0,25 мм в континентальных отложениях. Рудный минерал представлен преимущественно магнетитом. Однако имеется довольно значительное количество гематита и гидроокислов железа.

Таким образом, результаты минерало-петрографического изучения коллекций не противоречат ни результатам других видов анализа, ни предложенной модели образований J_n^0 , которая может быть сопоставлена с J_n^0 . Следует лишь отметить, что выделяемый при микроскопическом изучении титаномагнетит при магнитоминералогических исследованиях диагносцируется как практически чистый магнетит. По нашему мнению, это подтверждает обломочное происхождение, во всяком случае, основной части магнетита в изучаемых породах.

Сделанный здесь вывод о преимущественно ориентационном происхождении естественной остаточной намагниченности изученных нами отложений полностью согласуется с выводом А.Н. Храмова (1958) о природе J_n в породах красноцветной свиты п-ова Челекен и четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении. Однако столь оптимистическое заключение, несомненно, не может безоговорочно приниматься в качестве единственно верного, особенно при проведении работ по изучению тонкой структуры геомагнитного поля. Принимая его за отправное, при проведении описания результатов по каждому конкретному объекту мы рассматривали дополнительные данные (несомненно, если таковые появились в процессе исследований), подтверждающие этот общий вывод.

N-R инверсия в среднем миоцене. Данные о поведении геомагнитного поля во время N-R инверсии среднемиоценового возраста (Гурарий, 1981б) были получены при изучении переходной зоны в отложениях карагауданской свиты, слагающей центральную часть хребта Халац в Гяурском Копетдаге. Примерный возраст той части свиты, в которой выявлена переходная зона, — верхи

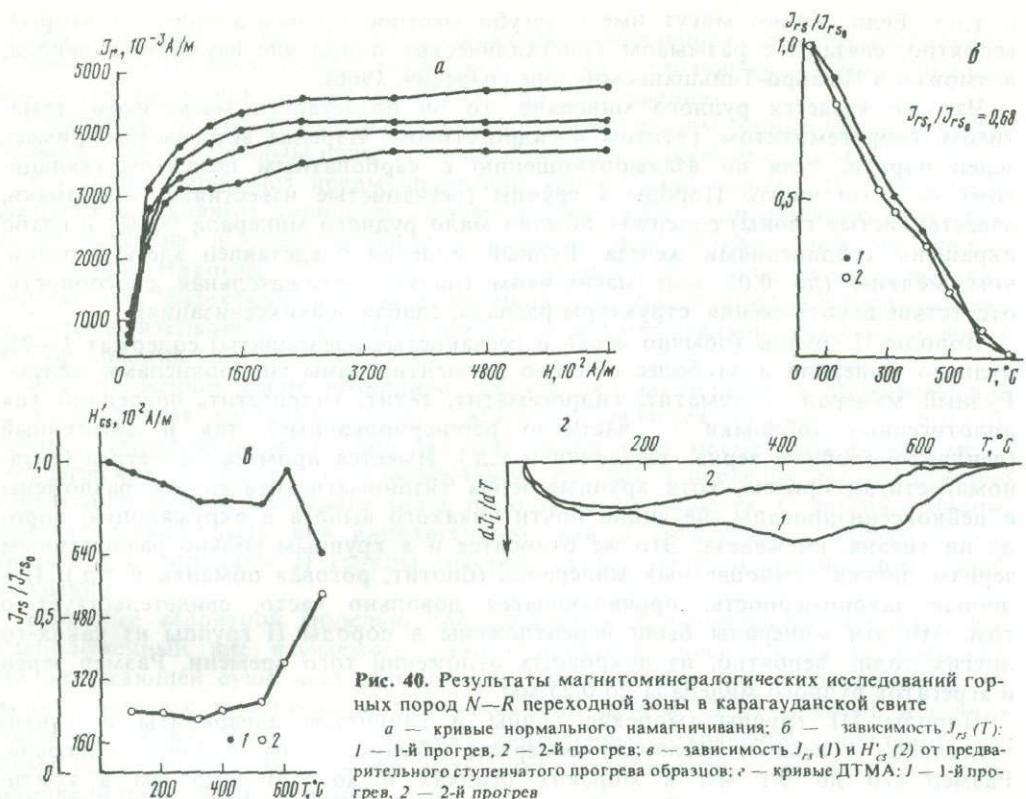


Рис. 40. Результаты магнитоминералогических исследований горных пород $N-R$ переходной зоны в карагауданской свите
 а — кривые нормального намагничивания; б — зависимость $J_r(T)$:
 1 — 1-й прогрев, 2 — 2-й прогрев; в — зависимость J_r (1) и H'_cs (2) от предварительного ступенчатого прогрева образцов; г — кривые ДТМА: 1 — 1-й прогрев, 2 — 2-й прогрев

чокракского горизонта среднего миоцена (см. рис. 38). К сожалению, более точная возрастная привязка изученных отложений в настоящее время невозможна; с большой степенью условности изученная инверсия может быть сопоставлена с инверсией на границе 13-й и 12-й палеомагнитных эпох. Переход был обнаружен во время магнитостратиграфических исследований в 1968—1969 гг. и изучался в 1970 г., повторно в 1977 и 1978 гг., что было вызвано появлением новой аппаратуры и некоторыми изменениями в методике работ. Результаты работ 1970 г. и 1977—1978 гг. оказались практически полностью совпадающими, так что в дальнейшем речь будет идти только о данных, полученных при повторном исследовании.

Всего изучено более 9 м разреза, палеомагнитные образцы отобраны из 321 стратиграфического уровня.

Разрез переходной зоны представлен переслаиванием глин, алевролитов и песчаников бурого и красно-бурового цвета, плотных, в средней части разреза — проласток гравелита $M = 25$ см. Породы падают на север ($Az = 5^\circ$) под углом 70° .

Результаты магнитоминералогических исследований свидетельствуют о том, что основными ферромагнитными минералами пород, слагающих переходную зону, являются магнитомягкие ферромагнетики ($H'_cs = (230—250) \cdot 10^2$ А/м) магнетит и маггемит. Нагрев образцов до 600°C приводит к переходу маггемита в гематит (падение величины J_r , рост жесткости материала — рис. 40). На рис. 40 видна также фаза с блокирующей температурой 600°C — гематит.

Распределение ферромагнитного материала по разрезу довольно однородное. Эти данные совпадают с результатами, полученными при изучении прозрачно-полированных шлифов под микроскопом. Состав ферромагнитной фрак-

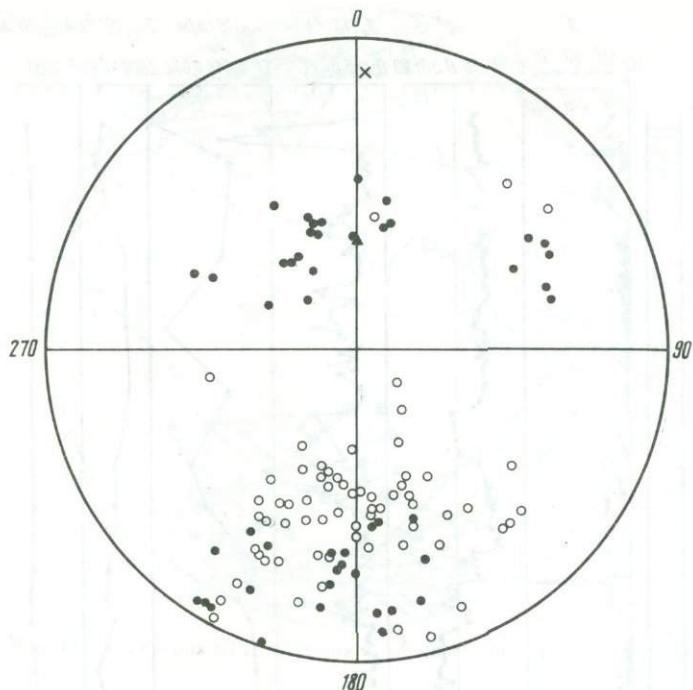


Рис. 41. Распределение проекций векторов J_{nT} карагауданской свиты на сфере

ции и форма зерен свидетельствуют о том, что основным видом первичной естественной остаточной намагниченности, скорее всего, являлась ориентационная намагниченность.

Породы слабомагнитные ($J_n < 30 \cdot 10^{-3}$ А/м), вязкие, вязкая компонента лучше всего уничтожается при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 3 ч. Переменное магнитное поле менее эффективно; возможно, это связано с тем, что в полях $h > 160 \cdot 10^2$ А/м наблюдается сильное подмагничивание.

На рис. 41, 42 представлены проекции векторов J_n на сфере после чистки намагниченности температурным воздействием и распределение D , I и J_n^0 по разрезу. Из рис. 41 видно, что выделенные в лаборатории направления J_n^0 расположены вдали от направления перемагничивания и наряду с направлениями, соответствующими прямому и обратному геомагнитным полям, имеется целый ряд промежуточных направлений намагниченности, распределение которых свободно от влияния современного геомагнитного поля. Подобное распределение векторов J_n^0 и приуроченность промежуточных направлений J_n^0 к части разреза, расположенной между прямо и обратно намагниченными зонами, можно рассматривать как свидетельство в пользу того, что в этой части разреза зафиксировано изменение геомагнитного поля во время $N-R$ инверсии.

Перемещение ВГП во время этой инверсии показано на рис. 43. Для оценки напряженности поля использовались данные по величине J_n^0 , полю H_e , в котором $J_{ri} = J_n^0$, и нормирование J_n^0 по J_{rs} . Согласие хорошее. Результаты свидетельствуют о том, что инверсия происходила на фоне пониженного геомагнитного поля (относительные параметры, характеризующие напряженность геомагнитного поля, изменяются в 4—5 раз, см. рис. 42). Сами по себе низкие значения параметра H_e ($H_{e\max} = 0,058 \cdot 10^2$ А/м) являются дополнительным доводом в пользу ориентационной природы J_n^0 . Несомненно, низкими значениями H_e может характеризоваться и химическая намагниченность, связанная с крупными зернами. Однако полученные результаты свидетельствуют о высо-

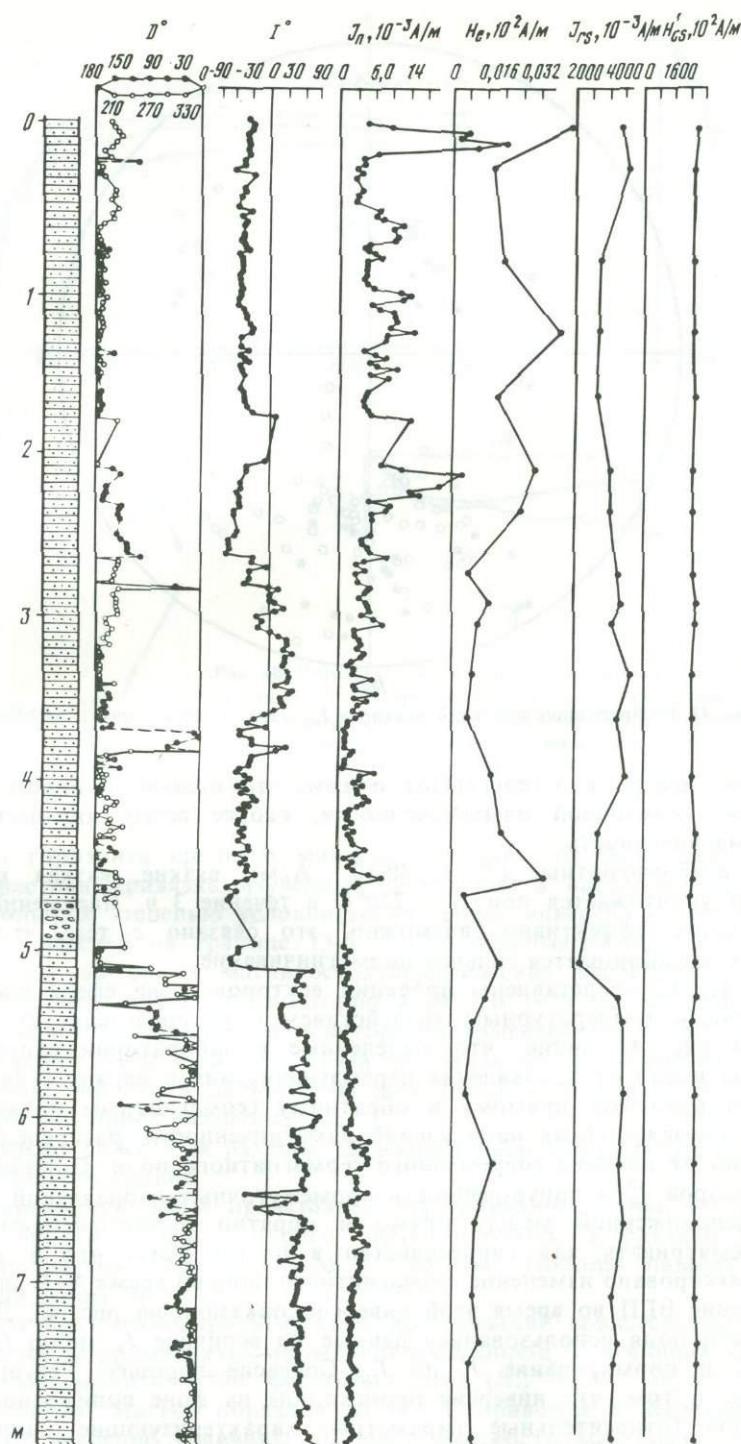


Рис. 42. Литологическая и магнитные характеристики пород N—R переходной зоны в карагауданской свите

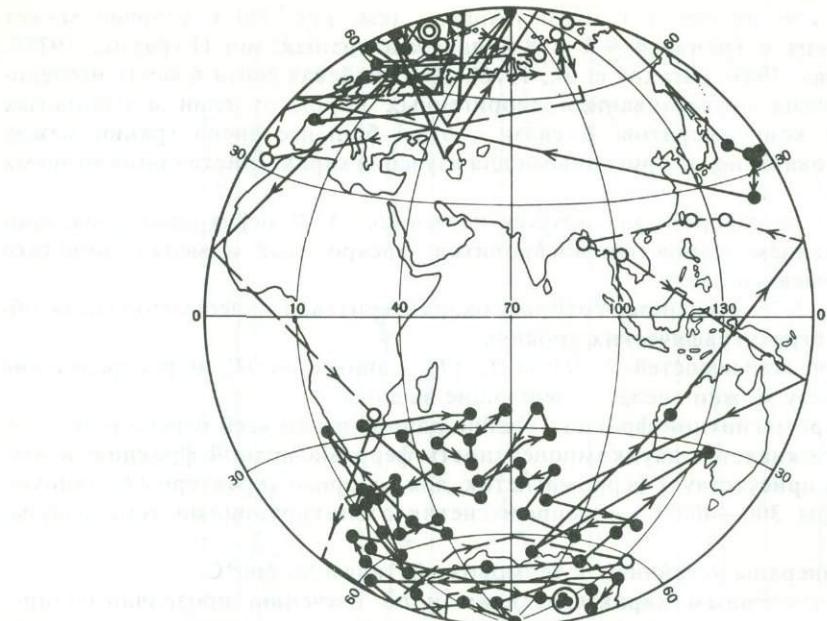


Рис. 43. Траектория ВГП во время $N-R$ инверсии в среднем миоцене

кой стабильности во времени намагниченности изученных пород, что не характерно для J_{rc} крупных зерен; вторичные изменения, с которыми могла быть связана вторичная химическая намагниченность, привели бы к концентрации направлений J_a^u к проекции круга перемагничивания, чего мы не наблюдаем. Кроме того, как было уже отмечено, вид зерен и состав ферромагнетика свидетельствуют о его первичности и обломочном происхождении.

Все это позволяет с известным доверием относиться к полученным данным и рассматривать их как отражение поведения геомагнитного поля во время инверсии.

Несомненно, сам характер разреза, в особенности наличие перерывов в осадконакоплении (прямым показателем одного из них является пропласток гравелита), заставляет считать полученную картину фрагментарной.

В общем изученная инверсия протекала в следующей последовательности.

1. Понижение напряженности геомагнитного поля.
2. Увеличение уровня девиации.
3. Быстрое перемещение ВГП в высокие широты южного полушария (1-е промежуточное положение в районе Атлантического океана).
4. Нахождение ВГП в высоких широтах южного полушария; высокий уровень девиации.
5. Перемещение ВГП в приэкваториальные широты северного полушария (Тихий океан) и возврат в высокие широты южного полушария (записано 5 положениями ВГП).
6. Перемещение ВГП в район центральной части Индийского океана и Южной Африки и возврат в высокие широты южного полушария (записано 30 положениями ВГП).
7. Стабилизация северного магнитного полюса в районе Южного географического полюса.
8. Увеличение напряженности геомагнитного поля.

$N-R$ инверсия в среднем—позднем сармате. $N-R$ переходная зона среднепозднесарматского возраста изучена в 1971—1972 гг. в разрезе диоджийской сви-

ты в Пырнуарской долине у г. Кизыл-Арвата (см. рис. 38) и условно может быть сопоставлена с границей 9-й и 8-й палеомагнитных зон (Гурарий, 1977б; Гурарий, Петрова, 1981; Бигаков et al., 1976). Диоджийская свита в месте исследований представлена переслаиванием терригенных пород от глин и глинистых алевролитов до конгломератов. В связи с этим большее число границ между магнитозонами оказались непригодными для изучения характеристик поля во время инверсий.

Часть разреза, в которой фиксируется изученная N - R переходная зона, сложена переслаиванием глинистых алевролитов, алевролитов и мелкозернистого песчаника коричневого цвета.

Всего изучено 5,75 м разреза, который охарактеризован палеомагнитными образцами на 183 стратиграфических уровнях.

На основании зависимостей J_n (H) и J_{rs} (T), данных по H'_{cs} и распределения J_{rs} и H'_{cs} по разрезу можно сделать следующие выводы.

1. Состав ферромагнитной фракции крайне однороден во всей переходной зоне.

2. Явно прослеживается двухкомпонентность ферромагнитной фракции; в изученных породах присутствует ферромагнетик, для которого характерны блокирующие температуры 300—400°C, и ферромагнетик с блокирующими температурами 600°C.

3. Данные минералы устойчивы к термовоздействиям до 600°C.

4. Судя по отмеченным характеристикам и по изучению прозрачно-полированных шлифов, указанные ферромагнетики являются минералами титаномагнетитового ряда и гематитом, скорее всего, обломочного происхождения.

5. Вклад отмеченных минералов в нормальную остаточную намагниченность при $H = 4800 \cdot 10^2$ А/м примерно одинаков.

Для выделения стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности на части коллекции были проведены исследования поведения вектора J_n при воздействии температуры (до 350°C) и переменного магнитного поля (до $320 \cdot 10^2$ А/м).

Стабилизация направления намагниченности для основной части образцов происходит при $T = 200^\circ\text{C}$. При дальнейшем повышении температуры либо направление намагниченности не изменяется, либо возникает лабораторная парциальная намагниченность, не позволяющая выделить направление естественной остаточной намагниченности.

Сравнение результатов воздействия на J_n температуры и переменного магнитного поля свидетельствует о большей эффективности первого. После нагревов образцов до $T = 200^\circ\text{C}$ направления векторов J_{nT} расположены дальше от направления перемагничивания, чем после действия $h = 160 \cdot 10^2$ А/м. Возникновение лабораторной намагниченности не позволяет размагничивать J_n в полях $h > 160 \cdot 10^2$ А/м. Полученные результаты полностью согласуются с результатами изучения ферромагнитной фракции. Как при нагревах, так и при магнитном воздействии происходит разрушение вторичной намагниченности вязкой природы, термовоздействия более полно уничтожают вязкую намагниченность и меньше влияют на древнюю компоненту; h -чистка, не разрушая полностью J_{nv} , в значительной мере уничтожает древнюю компоненту, носителем которой является мягкий ферромагнетик. В связи с этим в качестве основного метода чистки был выбран нагрев образцов в нулевом магнитном поле при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 2 ч. Возможно, что для части образцов этого воздействия для выделения древней компоненты J_n оказалось недостаточным. Окончательные результаты представлены на рис. 44, где, помимо значений D и I , приведены данные по интенсивности J_n^0 , J_{rs} и величинам H'_{cs} и H_e . Существенная однородность пород, слагающих переходную зону, по J_{rs} и H'_{cs} , т.е. по составу и количеству ферромагнитной фракции, позволяет рассматривать изменения модуля J_n^0 и величины H_e в качестве показателей изменения напряженности древнего магнитного поля в месте исследования. Отсутствие корреляции

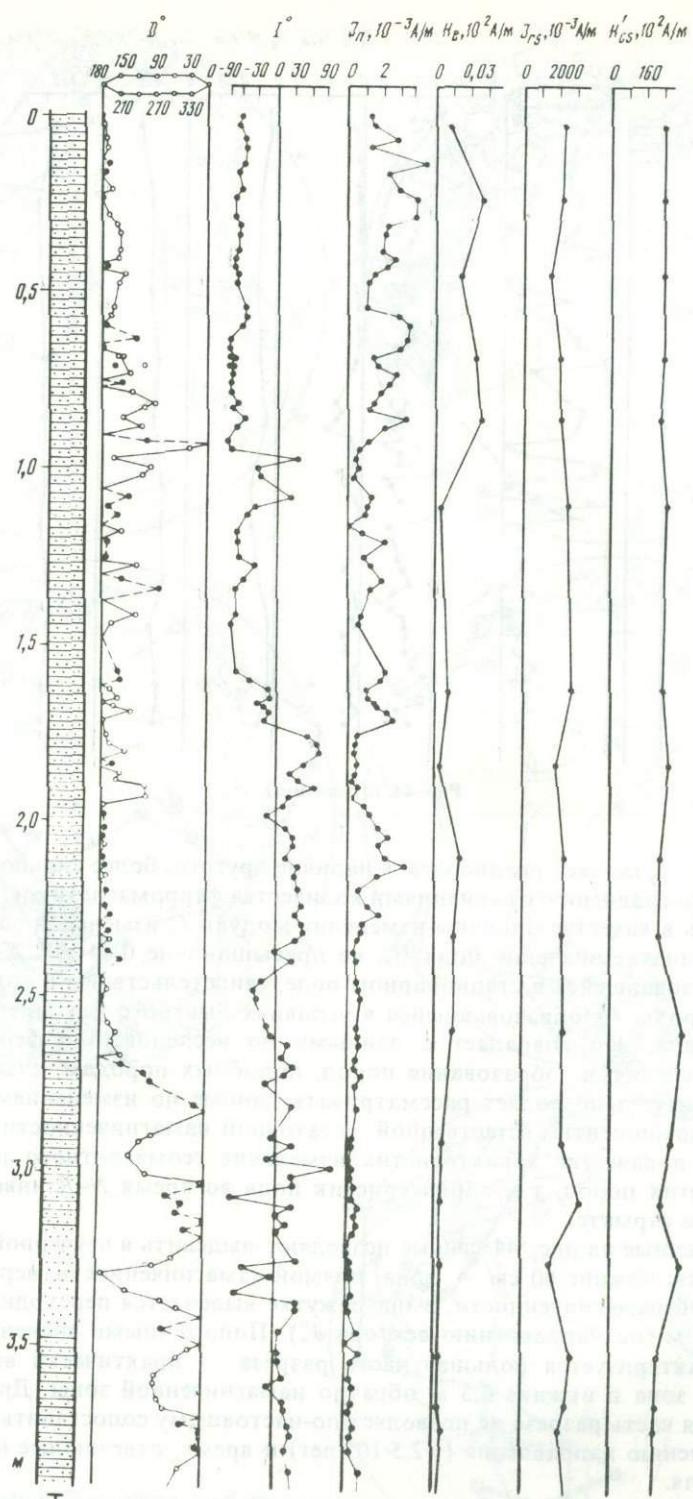


Рис. 44. Литологическая и магнитные характеристики пород $N-R$ переходной зоны в диоджийской свите

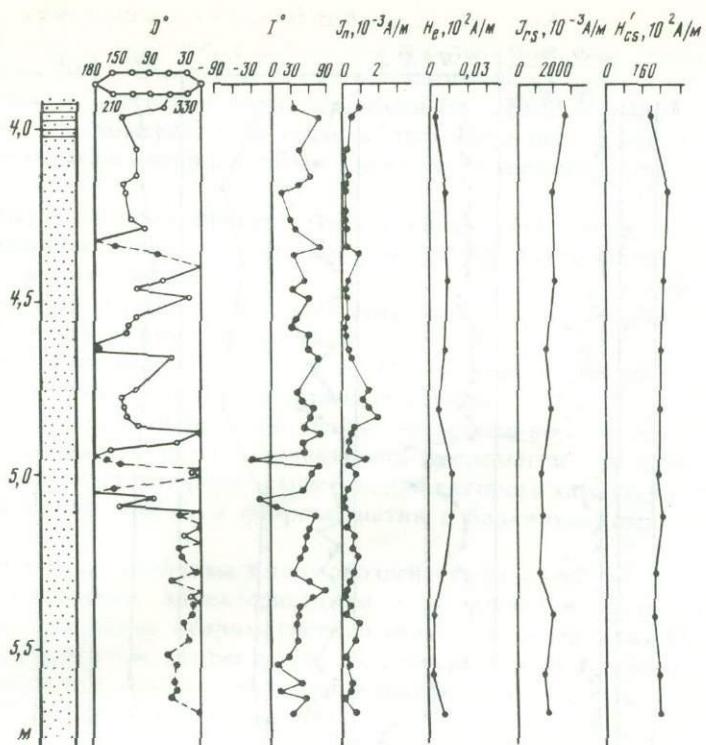


Рис. 44. (окончание)

между J_n^0 и J_{rs} заставляет предполагать наличие другого, более сильного источника вариаций J_n^0 по сравнению с вариациями количества ферромагнетиков. Правомочно предположить в качестве причины изменения модуля J_n^0 изменения напряженности поля. Очень низкие значения поля H_e , не превышающие $0,04 \cdot 10^{-2}$ А/м для части разреза, образовавшейся в стационарном поле, свидетельствуют в пользу ориентационной природы J_n^0 , образовавшейся в условиях быстрого накопления терригенного материала, что совпадает с данными по исследованию ферромагнитной фракции и с условиями образования пород, подобных породам, слагающим диоджийскую свиту, и позволяет рассматривать данные по изменениям параметров стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности в значительной степени в качестве характеристик изменения геомагнитного поля времени накопления этих пород, т.е. характеристик поля во время N-R инверсии в среднем—позднем сармате.

Представленные на рис. 44 данные позволяют выделить в изученной части разреза три участка: нижние 60 см — зона прямой намагниченности, верхние 1,5 м — зона обратной намагниченности, в промежутке выделяется переходная зона мощностью $\sim 3,5$ м (по направлению вектора J_n^0). Пониженными значениями модуля J_n^0 и H_e характеризуется большая часть разреза — практически вся прямо намагниченная зона и нижние 0,5 м обратно намагниченной зоны. Другими словами, изученная часть разреза не позволяет по-настоящему сопоставить время инверсии по изменению направления ($\sim 2,5 \cdot 10^4$ лет) и время, отвечающее низкой напряженности поля.

Перед вычислением координат виртуальных геомагнитных полюсов было проведено осреднение направлений векторов J_n^0 (по полному вектору) по 3, 7 и 11 соседним по вертикали точкам. Перемещение ВГП во время инверсии показано на рис. 45.

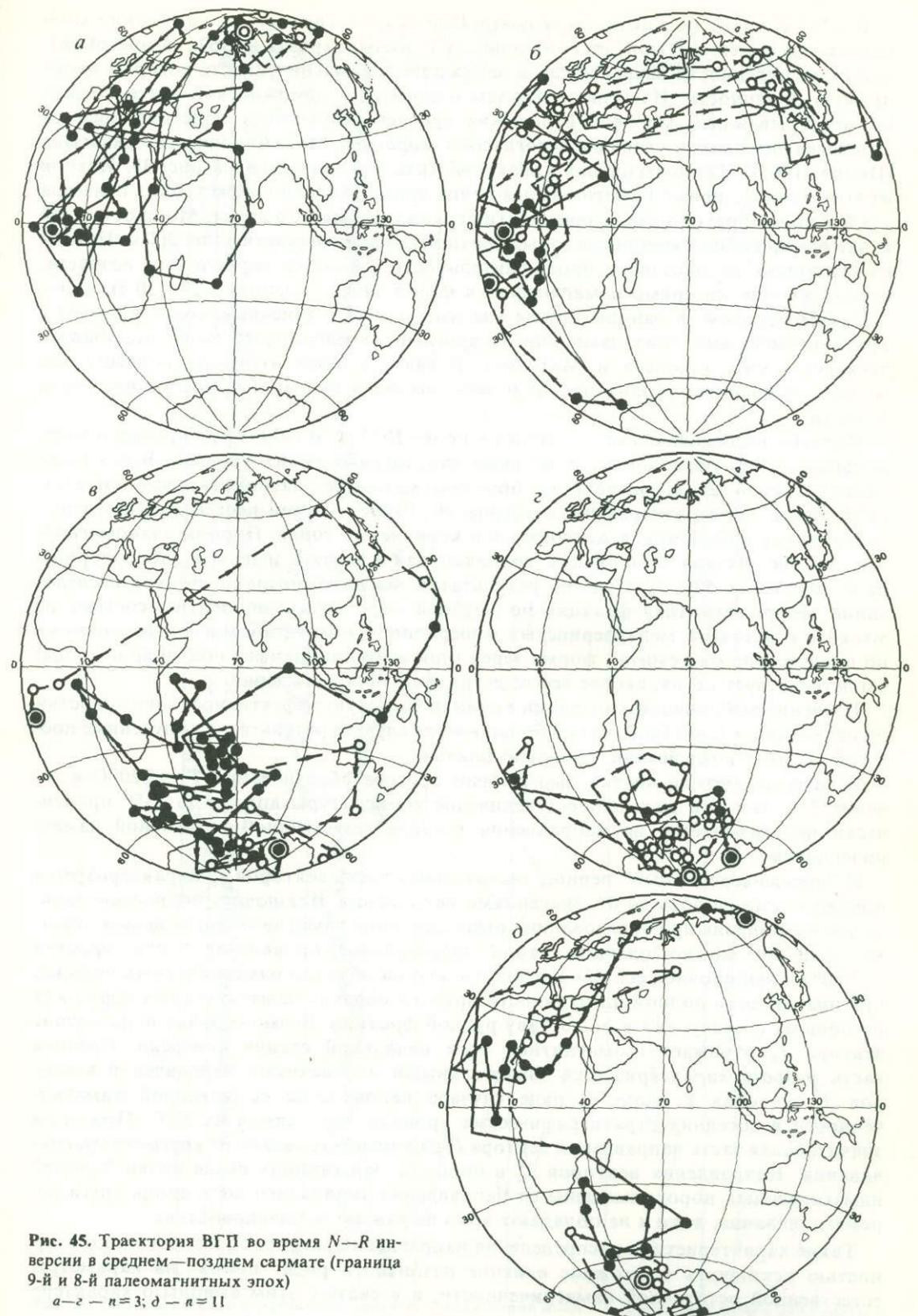


Рис. 45. Траектория ВГП во время $N-R$ инверсии в среднем—позднем сармате (граница 9-й и 8-й палеомагнитных эпох)

$a-e - n=3; d - n=11$

R—N—R инверсия в позднем сармате. При палеомагнитном исследовании миоценовых отложений Пырнуарской долины у г. Кизыл-Арвата в 1969 г. в зоне обратной намагниченности была выделена пачка пород, намагниченность которых имеет прямую полярность. Изученные породы относятся к диоджийской свите, согласно перекрывающей морские отложения среднего сармата и подстилающей со стратиграфическим и угловым несогласием морские отложения нижнего ачагыла (Попов, 1963). Палеомагнитная характеристика их приведена на рис. 38. Исходя из этих данных, прямо намагниченная пачка пород условно может быть отнесена к 8-й R зоне обратной намагниченности верхов сарматского яруса. Мощность этой пачки 6 м при общей мощности зоны обратной намагниченности более 200 м. Исходя из указанных мощностей и продолжительности 8-й эпохи сарматского возраста, время накопления прямо намагниченных пород можно оценить в 25—30 тыс. лет.

Таким образом, в данном случае мы имеем дело с явлением, сопоставимым с кратковременными эпизодами или экскурсами геомагнитного поля, подобными экскурсам эпох Брюнеса и Матуямы. В связи с этим изучению подвергались не только границы N-эпизода, но и весь эпизод в целом и прилегающие части R-эпохи.

Полевые исследования проводились в 1970—1973 гг. В 1979 г. был проведен контрольный отбор образцов из отдельных стратиграфических уровней. Всего было изучено около 21 м разреза по обычной методике, палеомагнитные образцы отобраны с 760 стратиграфических уровняй. Разрез сложен переслаиванием глин, алевролитов и песчаников желтоватых и коричневых тонов. Породы слабомагнитные, вязкие. Вязкая компонента, возникающая в течение недели в лабораторном поле, достигает 50% J_n . Судя по результатам магнитоминералогических исследований, ферромагнитная фракция по крайней мере двухкомпонентна, состоит из мягкого и жесткого мелкозернистых минералов — гематита и магнетита (возможно присутствие маггемита), форма зерен (при изучении шлифов под микроскопом) свидетельствует об их, скорее всего, дегритном происхождении.

Изучение выборочной коллекции выявило большую эффективность термоочистки по сравнению с h-чисткой, хотя в большинстве случаев результаты, полученные после обоих этих воздействий, довольно близки.

В качестве метода чистки был выбран прогрев образцов при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 2 ч, так как дальнейшее увеличение температуры вплоть до 335° практически не оказывается на направлении вектора естественной остаточной намагниченности.

В "предынверсионный" период значительная часть векторов J_n^0 характеризуется пониженными, вплоть до 0° , значениями наклонения. Исключить полностью занижение наклонения при образовании ориентационной намагниченности нельзя, однако вряд ли можно ожидать столь значительное проявление этого эффекта ($\Delta > 60^\circ$) и выборочное его проявление только на обратно намагниченных породах при практически полной идентичности прямо и обратно намагниченных пород как по общему составу, так и по составу рудной фракции. Возможно, такое поведение вектора J_n^0 отражает геомагнитное поле начальной стадии инверсии. Средняя часть разреза характеризуется значительными изменениями направлений векторов J_n^0 от слоя к слою. В ряде случаев направления естественной намагниченности в соседних стратиграфических уровнях отличаются на 180° . При этом значительная часть направлений вектора J_n^0 располагается вдали от круга перемагничивания. Направления векторов J_n^0 в породах, залегающих выше пачки "прямо" намагниченных пород, смешены от направления дипольного поля вдоль круга перемагничивания, хотя и не обладают ярко выраженной планарностью.

Такие характеристики распределения направлений ветров J_n^0 не позволяют полностью исключить возможное влияние различного рода "помех" на параметры естественной остаточной намагниченности, и в связи с этим выводы о характере

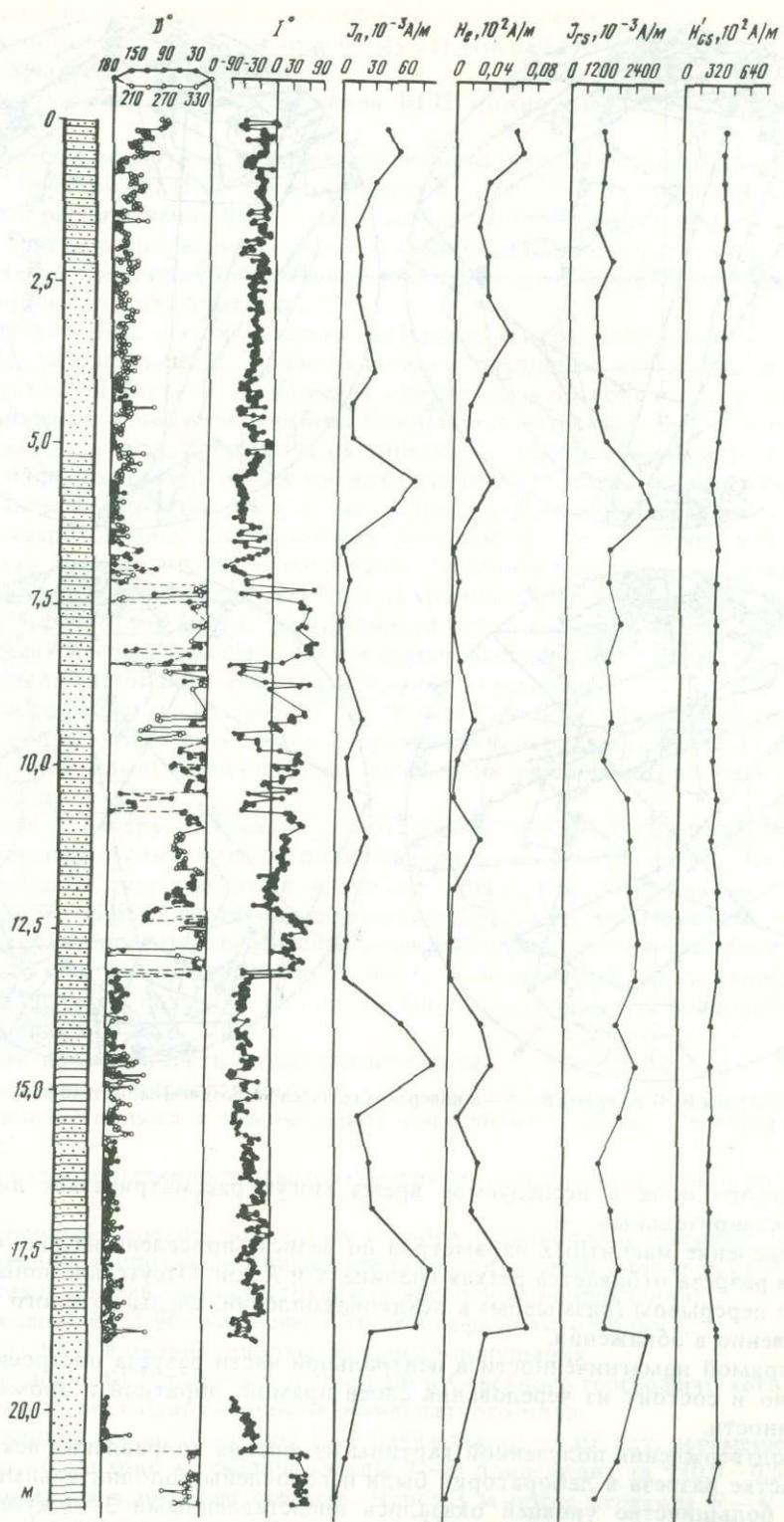


Рис. 46. Литологическая и магнитные характеристики пород $R-N-R$ переходной зоны в диоджийской свите

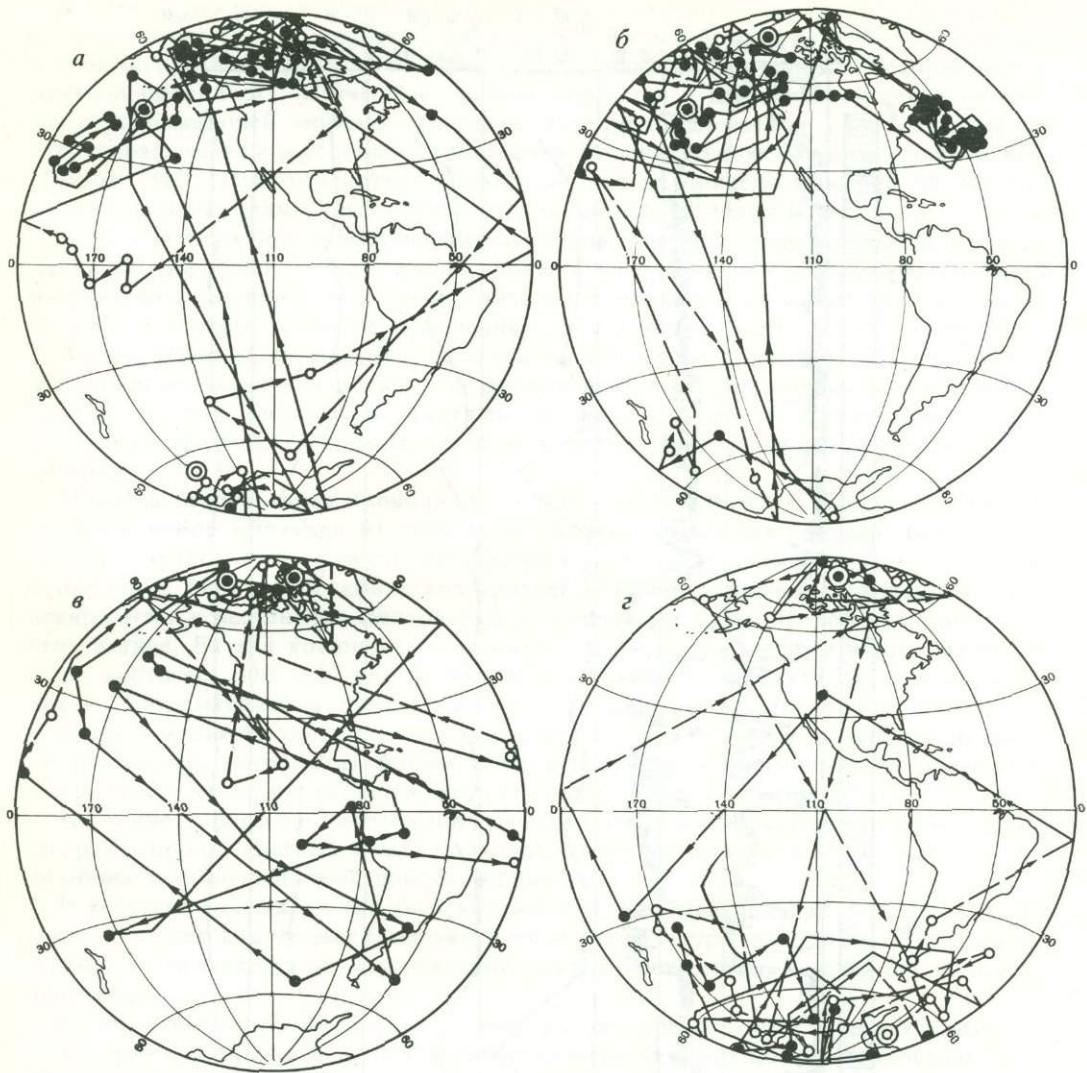


Рис. 47. Траектория ВГП во время $R-N-R$ инверсии (экскурса?) в позднем сармате (8-я палеомагнитная эпоха?), $n = 1$

геомагнитного поля в исследуемое время могут рассматриваться лишь в качестве предварительных.

Распределение магнитных параметров по разрезу приведено на рис. 46. В нижней части разреза отбивается резкая граница N и R зон. Отсутствие зоны перехода связано с перерывом (размывом) в осадконакоплении, следы которого видны непосредственно в обнажении.

Зона прямой намагниченности в центральной части разреза построена довольно сложно и состоит из чередования слоев прямой, обратной и аномальной намагниченности.

Для подтверждения полученной картины изменения направлений вектора J_n^0 на этом участке разреза в лаборатории были изготовлены дополнительные образцы, так что большинство уровней оказались представленными 3—4 кубиками. На рис. 46 вынесены только те данные, для которых значение $K \geq 3$. Для ряда стратиграфических уровней направления J_n определить не удалось.

Положения ВГП, координаты которых были вычислены для каждого временного интервала, соответствующего единичному стратиграфическому уровню, показаны для данной части разреза на рис. 47.

На основании анализа расположения ВГП можно сделать следующие заключения.

Выделяются 4 области на поверхности земного шара, к которым приурочено основное количество ВГП в указанное время. Две из этих областей совпадают с областями расположения ВГП прямой и обратной полярности при стационарном поле, две другие располагаются соответственно в западной части Атлантического океана, вблизи побережья центральной части Северо-Американского континента, и в северной части Тихого океана.

Совокупности ВГП в этих областях составлены как из последовательных по времени ВГП, так и из ВГП, представляющих различные временные интервалы.

Незначительная часть ВГП рассеяна практически по всей поверхности Земли.

R—N инверсия в позднем сармате. Следующая изученная *R—N* инверсия позднесарматского возраста произошла на конечной стадии палеомагнитной 8R эпохи. Привязка палеомагнитной зоны к магнитостратиграфической шкале приведена ранее. Как видно, магнитное поле в указанном интервале позднесарматского времени характеризовалось частой сменой полярности, так что точно указать, границей какого эпизода внутри эпохи 8 является данная инверсия, пока невозможно.

Эта *R—N* инверсия изучалась в 1971 г. (Гурадий, 1977б; Гурадий, Петрова, 1981; Бураков et al., 1976) и в 1979 г. (контрольный отбор образцов из отдельных интервалов разреза). Всего опробовано 4,0 м разреза по обычной методике, палеомагнитные образцы представляют 130 стратиграфических уровней.

Облик пород, слагающих разрез *R—N* переходной зоны, подобен описанным выше, прежними остаются и состав ферромагнитной фракции, свойства естественной остаточной намагниченности, ее реакция на различные лабораторные воздействия и т.д.

Изменение *D*, *I* и других параметров по разрезу приведено на рис. 48. Видно, что смена направления геомагнитного поля зафиксирована в 0,7 м разреза, промежуточные направления располагаются вдали от круга перемагничивания. Однородность пород по общему составу и количеству ферромагнитной фракции позволяет в качестве характеристики относительных изменений напряженности геомагнитного поля использовать нормирование J_n^0 по J_{rs} и величину H_c . Положения ВГП во время этой инверсии показаны на рис. 49. Они определяют следующую морфологию инверсии:

1) падение напряженности геомагнитного поля;
2) резкая смена полярности поля;
3) нахождение полюса в течение некоторого времени вблизи Северного географического;

4) резкая смена полярности (возврат), фиксируемой одним стратиграфическим уровнем;

5) постепенный переход полюса из южного полушария в северное. При этом полюс в средних широтах совершает практически полный оборот вокруг земного шара, двигаясь против часовой стрелки (в восточном направлении);

6) нахождение ВГП вблизи Северного географического полюса;
7) возврат ВГП в низкие широты северного полушария;
8) перемещение ВГП окончательно в район Северного географического полюса;
9) некоторый рост напряженности геомагнитного поля.

Во временном масштабе этапы 1—9 охватывают $\sim 1 \cdot 10^4$ лет, перемещение ВГП из южного полушария в северное (этапы 2—8) происходит за $\sim (0,3—0,5) \cdot 10^4$ лет.

N—R инверсия в позднем сармате. Через 3 м после перехода *R—N* зафиксирована *N—R* инверсия геомагнитного поля. Мощность разреза, в котором запечатлена данная инверсия, даже по изменению направления вектора естественной

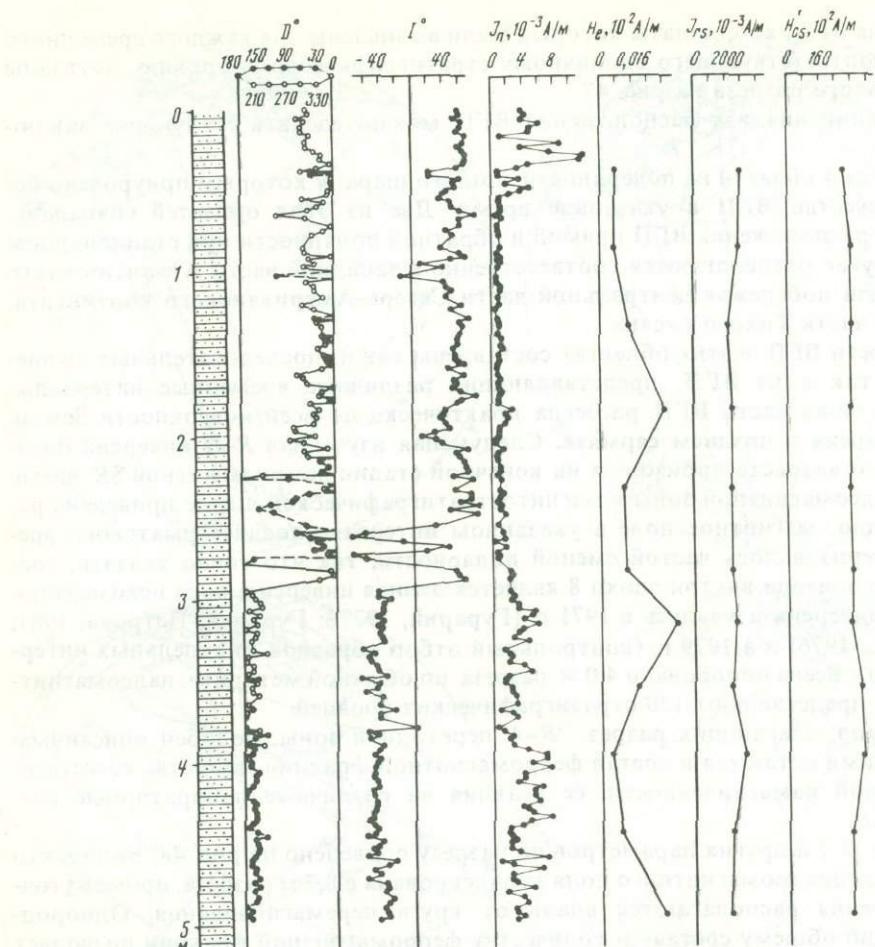


Рис. 48. Литологическая и магнитная характеристики пород $R-N$ переходной зоны в индокитайской свите

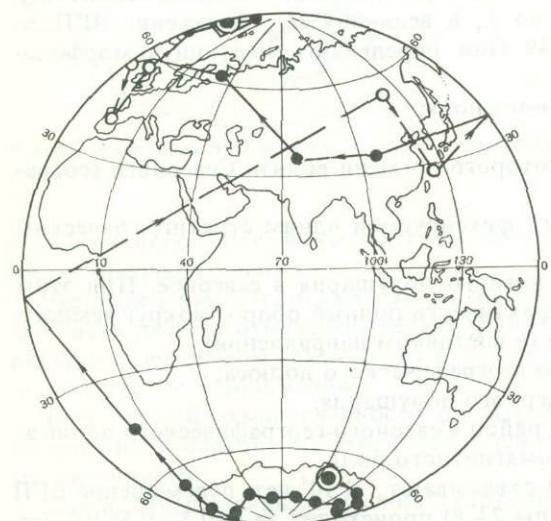


Рис. 49. Траектории ВГП во время $R-N$ инверсии в позднем сармате, $n = 11$

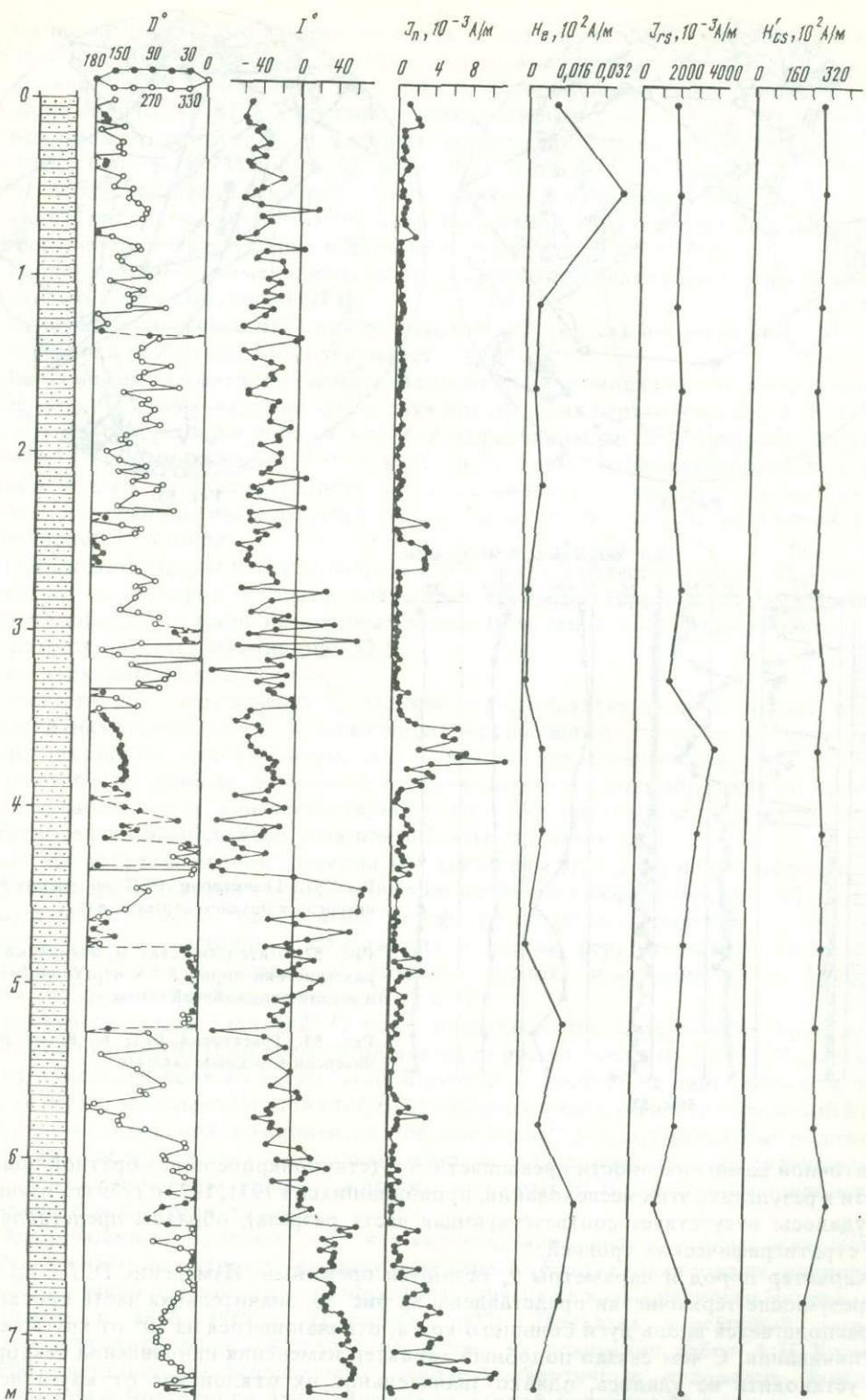


Рис. 50. Литологическая и магнитные характеристики пород *N-R* переходной зоны в верхах диоджийской свиты

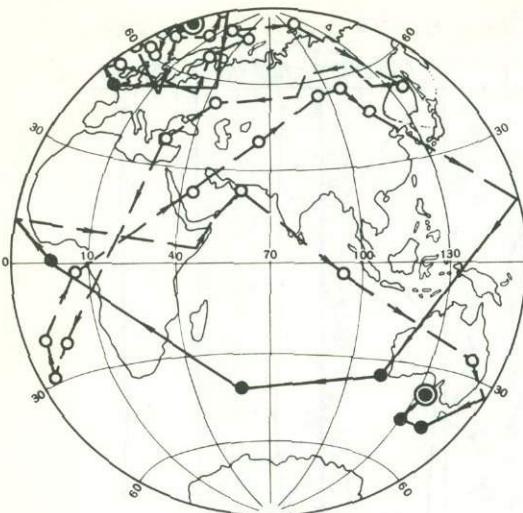


Рис. 51.

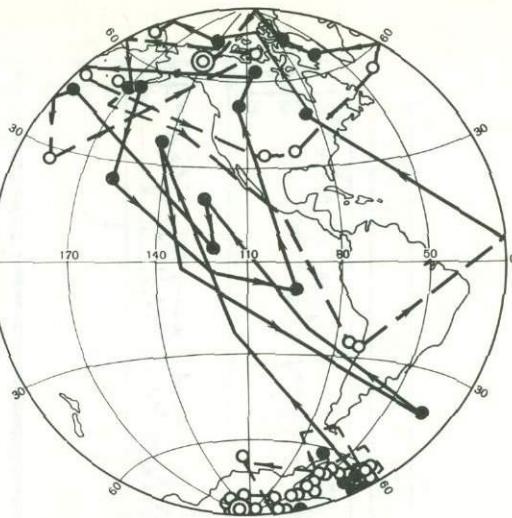


Рис. 53.

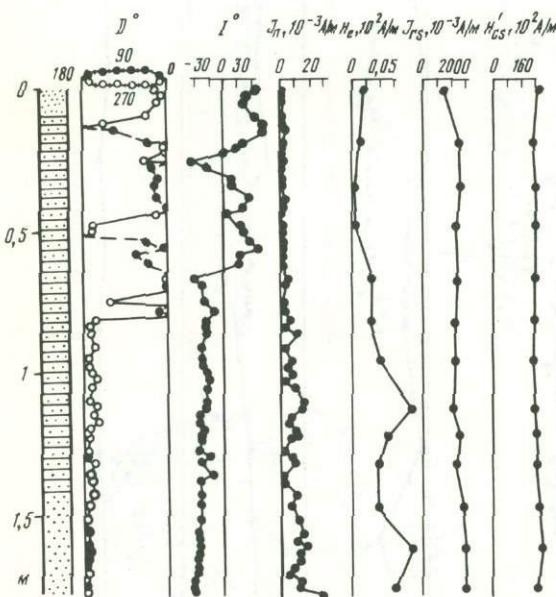


Рис. 52.

Рис. 51. Траектория ВГП во время $N-R$ инверсии в позднем сармате, $n=11$

Рис. 52. Литологическая и магнитные характеристики пород $R-N$ переходной зоны в верхах диоджийской свиты

Рис. 53. Траектория ВГП во время $R-N$ инверсии в позднем сармате

остаточной намагниченности превышает 6,5 м (стационарное поле обратной полярности в результате этих исследований, проводившихся в 1971, 1973 и 1979 гг., изучить не удалось: отсутствует соответствующая часть разреза), образцы представляют 240 стратиграфических уровней.

Характер пород и параметры J_n остаются прежними. Изменения D , I и др. по разрезу после термоочистки представлены на рис. 50. Значительная часть проекций J_n^0 располагается вдоль дуги большого круга, отличающейся на 60° от круга перемагничивания. С чем связан подобный характер изменения направлений векторов J_n^0 , установить не удалось, однако значительное их отклонение от круга перемагничивания позволяет предположить связь его с изменением древнего геомагнитного поля в месте исследований.

Расположение ВГП во время перехода видно из рис. 51. Изменение положений ВГП имеет очень сложный характер, его можно охарактеризовать следующим: выделяется полоса долгот 300—360°, к которой приурочено довольно значительное количество ВГП в средних и низких широтах;

отмечено 4 территории, в которых происходит "сгущение" ВГП ($\Lambda_1 = 220^\circ$, $\Phi_1 = 50^\circ$ с.ш.; $\Lambda_2 = 135^\circ$, $\Phi_2 = 45^\circ$ ю.ш.; $\Lambda_3 = 315^\circ$, $\Phi_3 = 15^\circ$ ю.ш.; $\Lambda_4 = 320^\circ$, $\Phi_4 = 50^\circ$ ю.ш.); отмечен целый ряд резких скачков, достигающих 150°;

наряду с "постепенным" изменением положений ВГП отмечен ряд "возвратов" полюса из одного полушария в другое;

наблюдается как субмеридиональная, так и значительная субширотная компонента в изменениях положений ВГП;

отмечается движение ВГП как по часовой стрелке, так и против нее; изученная часть инверсии охватывает $\sim 2 \cdot 10^4$ лет.

R—N инверсия в позднем сармате. В том же разрезе диоджийской свиты Пырнуарской долины в 300 м юго-восточнее двух предыдущих переходных зон в 1974 г. была изучена переходная зона, в которой зафиксирована R—N инверсия (Гурарий, 1977б). Точное соотношение этой инверсии с двумя предыдущими по условиям обнаженности, строению разреза и т.д. установить не удалось, однако, скорее всего, эта граница располагается несколько выше по разрезу описанной ранее переходной N—R зоны.

Образцы отобраны из 1,8 м разреза (с 60 стратиграфических уровнями). Строение разреза, состав пород, ферромагнитные минералы практически остались теми же, что и в описанных выше переходных зонах. Изменения магнитных характеристик по разрезу представлены на рис. 52.

Из этих данных видно, что:

отсутствуют направления J_n^0 , надежно свидетельствующие о выходе в зону прямой намагниченности. К сожалению, продолжение отбора переходной зоны вверхказалось невозможным: далее разрез представлен довольно мощным пластом песка. Данные, полученные по изучению отдельных образцов, отобранных с интервалом ~ 1 м, свидетельствуют о том, что выше изученной части разреза действительно расположена зона прямой намагниченности:

состав ферромагнитной фракции (по значениям H'_{cs}) довольно однороден и по крайней мере двухкомпонентен и включает в себя мягкий ферромагнитный минерал, скорее всего титаномагнетит, и жесткий ферромагнетик — гематит;

несмотря на постоянное содержание и состав ферромагнетика по разрезу, величины J_n^0 и H_e вверх по разрезу падают, изменение D и I происходит на фоне пониженных значений J_n^0 и H_e ;

заметного роста значений J_n^0 и H_e в верхней части разреза не происходит.

Расположение ВГП во время этой инверсии представлено на рис. 53. Характеристика изменения поля во время данной инверсии: понижение напряженности поля; серия резких изменений положений ВГП; направленное изменение положений ВГП в основном с широтной компонентой "перемещения". Последовательные положения ВГП как бы составляют два полных оборота вокруг земного шара (в основном в пределах северного полушария), в процессе которых ВГП переходит в приполярные широты северного полушария.

Завершающая стадия инверсии, как уже отмечалось выше, осталась неизученной.

N—R инверсия в раннем—среднем плиоцене. N—R переходная зона на границе VI и V пачек красноцветной свиты (Форш, 1958) изучена на возвышенности Чохрак (п-ов Челекен) в 1968—1969 гг. (Гурарий, 1972). Привязка переходной зоны к магнитостратиграфической шкале проведена на основании работ А.Н. Храмова (1958), детально исследовавшего плиоцен-четвертичные отложения Западной Туркмении и Восточного Азербайджана во второй половине 50-х годов.

Данные А.Н. Храмова с учетом результатов исследований позднего кайнозоя Туркмении другими палеомагнитологами (Маммедов, 1966, 1967; Трубихин, 1977;

Палеомагнитный разрез
(по А.Н. Храмову).
п-ов Челекен Зап. Туркмения

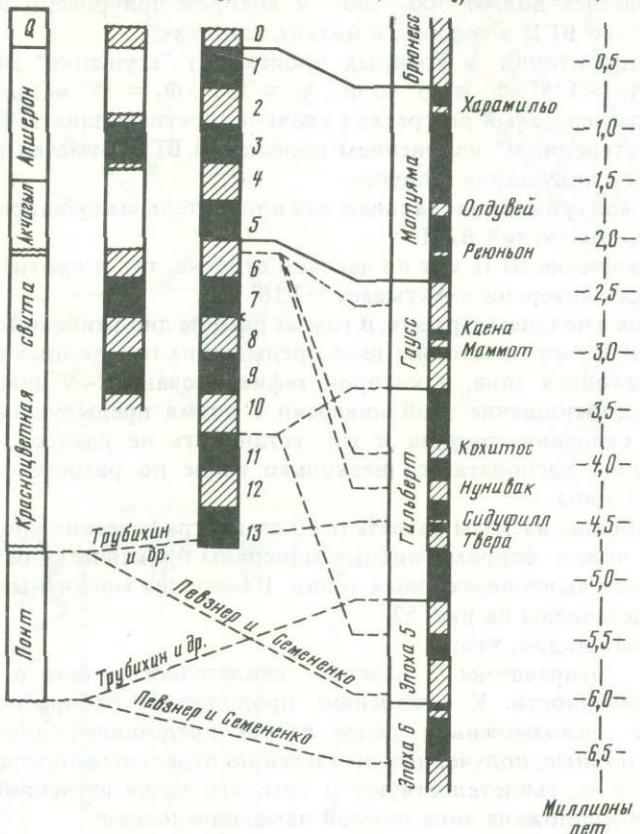


Рис. 54. Привязка палеомагнитного разреза красноцветной свиты Западной Туркмении к магнитохронологической шкале

Гуарий и др., 1977) представлены на рис. 54. К сожалению, сами по себе эти данные не позволяют провести их сопоставление с магнитохронологической шкалой, особенно в нижней части разреза. Практически однозначно проводится корреляция 6 верхних зон с зонами Брюнеса (зона О по А. Н. Храмову) и Матуямы (зоны 1—5 по А. Н. Храмову). О возрасте 8 нижних зон с известной мерой условности можно судить, исходя из следующих соображений.

1. По геологическим данным (Геология СССР, 1972), отложения красноцветной свиты подстилаются породами pontического яруса.

2. Судя по данным М.А. Певзнера и др. (1982), М.А. Певзнера и Э.А. Вангенгейм (1982), отложения pontического яруса формировались во время 6-й палеомагнитной эпохи (Lowrie, Alvarez, 1981). По В.М. Трубихину и А.Л. Чепалыге (Чепалыга, 1980; Alexeeva et al., 1981), pontический век следует сопоставлять с ранней частью эпохи Гильberta.

Таким образом, эпохи, выделенные А.Н. Хромовым в Западной Туркмении, могут рассматриваться не как эпохи геомагнитного поля, а в основном как эпизоды и интервалы эпох между эпизодами. Некоторые из возможных вариантов корреляции приведены на рис. 54. Из них следует, что изученная граница (инверсия N₈—R₇ по шкале А.Н. Храмова для Западной Туркмении) практически может быть нижней границей эпизодов Каены, Маммата, верхней границей эпизода Кохитоса и т.д., однако ее

возраст вряд ли может быть древнее эпохи Гильберта. Судя по результатам, полученным при изучении акчагыльских отложений и подстилающей их балаханской свиты в соседних районах (Западный Копетдаг, Малый Балхан), трудно предположить реальность и первого варианта сопоставления (граница N_8-R_7 — граница Гаусс-Каена). Гораздо более правдоподобным является ее корреляция с более древними событиями.

Изученная часть разреза представлена переслаиванием глин, алевритистых глин, алевролитов и кварц-половинчатых песков и песчаников. Породы сильно карбонатизированы.

Всего изучено 8,2 м разреза. Палеомагнитными образцами охарактеризовано 175 стратиграфических уровней. Основные пропуски в отборе связаны с песками, которыми сложено 2,85 м разреза.

Изучение рудной фракции ($J_r (H)$, H'_{cs} , точки Кюри, просмотр шлифов и аншлифов) позволяет разделить все исследованные породы на 3 группы.

1. Глины с пропорциональным соотношением содержания рудных минералов и степенью окрашивания породы железистым пигментом. Видимые под микроскопом рудные минералы в основном представлены гидроокислами (гематитом и гидрогематитом).

2. Глины с примесями алевритового материала. По мере увеличения содержания алевритового материала появляется заметная примесь гематита и магнетита.

3. Алевролиты, которые отличаются повышенным содержанием гематита и магнетита.

Общее содержание рудных до 3—4%.

Исходя из формы зерен рудного минерала, их взаимоотношения с зернами матрицы, можно сделать вывод, что гидроокислы имеют химическую природу и, скорее всего, сингенетичны породе, гематит и магнетит обломочного происхождения. Таким образом, в исследуемых породах могут присутствовать древняя химическая и ориентационная намагниченности. Результаты T -чистки свидетельствуют, что основное изменение направлений J_n заканчивается к 200°C , при этом в основном разрушается намагниченность, связанная с современным геомагнитным полем, — скорее всего, вязкая намагниченность. Дальнейший прогрев до 400 — 500°C практически не сказывается на направлении вектора J_n . Так как точка Нееля указанных гидроокислов ниже 200° , а температура их разрушения (обезвоживания) во всяком случае ниже 400°C , то при этих нагревах мы явно выходим на составляющую J_n , связанную с минералами ориентационного происхождения.

В связи с этим в качестве метода чистки был выбран прогрев образцов в немагнитном пространстве при $T = 200^\circ\text{C}$ в течение 2 ч. Результаты в виде рядов различных параметров представлены на рис. 55. При этом D и I определялись как среднее по двум образцам на уровне, остальные параметры — единичные данные.

Анализ полученных данных позволяет сделать следующие заключения.

1. Напряженность геомагнитного поля во время изучаемой инверсии значительно падала (уменьшение J_n^0 и H_e при $J_{rs} = \text{const}$).

2. Непосредственно инверсия поля (изменение направления) произошла очень резко, практически без фиксируемых промежуточных направлений (рис. 56).

3. Исходя из общей мощности разреза, отвечающего зонам N_3 и R_2 , и принимая их условную корреляцию с зоной Гильберта над Кохитос и слоями, соответствующими эпизоду Кохитоса (соответственно 320 м и 0,6 млн лет), можно считать, что пониженней напряженностью поля характеризуется период $(7,5$ — $8,5)\cdot 10^3$ лет. При этом резкое изменение направления поля произошло за $\sim 10^3$ лет.

4. Судя по характеру изменения, можно предположить наличие длиннопериодных вариаций склонения, наклонения и напряженности геомагнитного поля в прилегающий к инверсии отрезок времени в месте исследований с периодом $\sim 9,5\cdot 10^3$ лет.

На рис. 57 приведена зависимость $J_n^0 (H_e)$; разными значками выделены данные

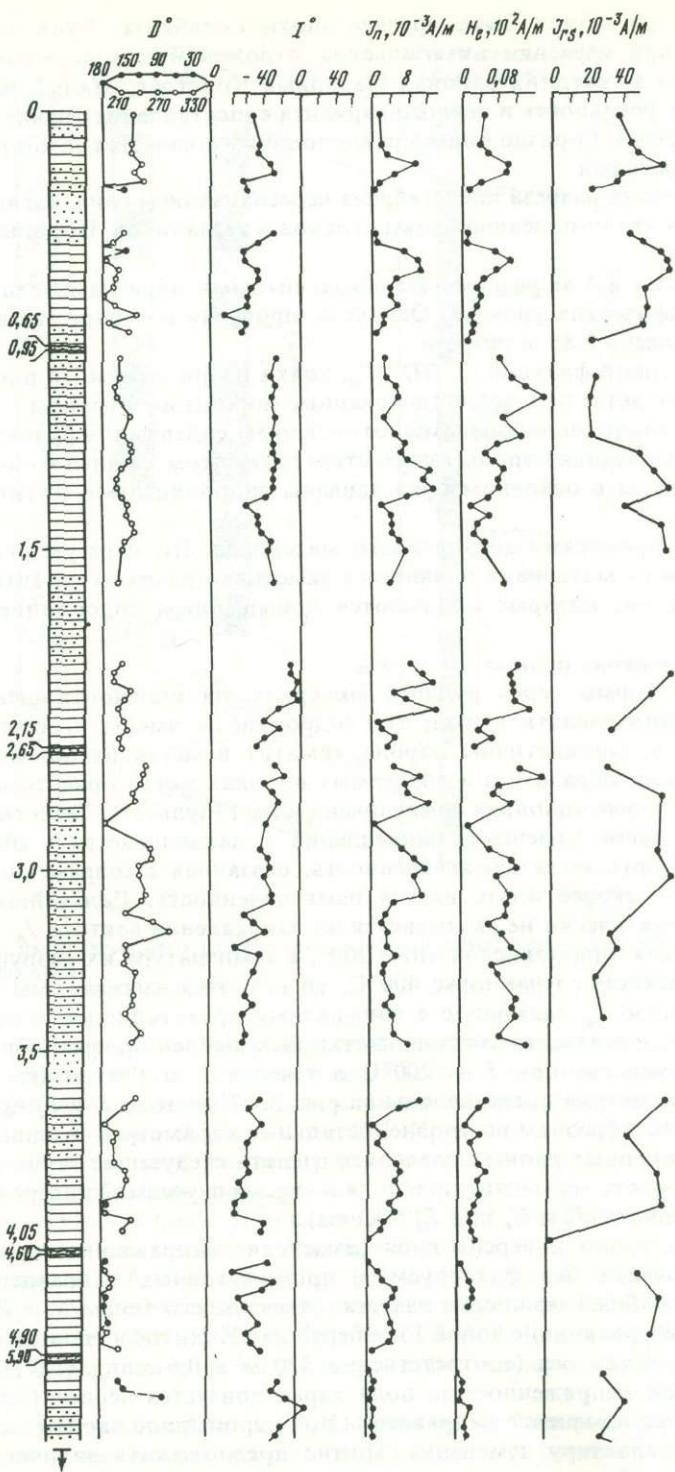


Рис. 55. Литологическая и магнитные характеристики пород N—R переходной зоны в красноцветной свите

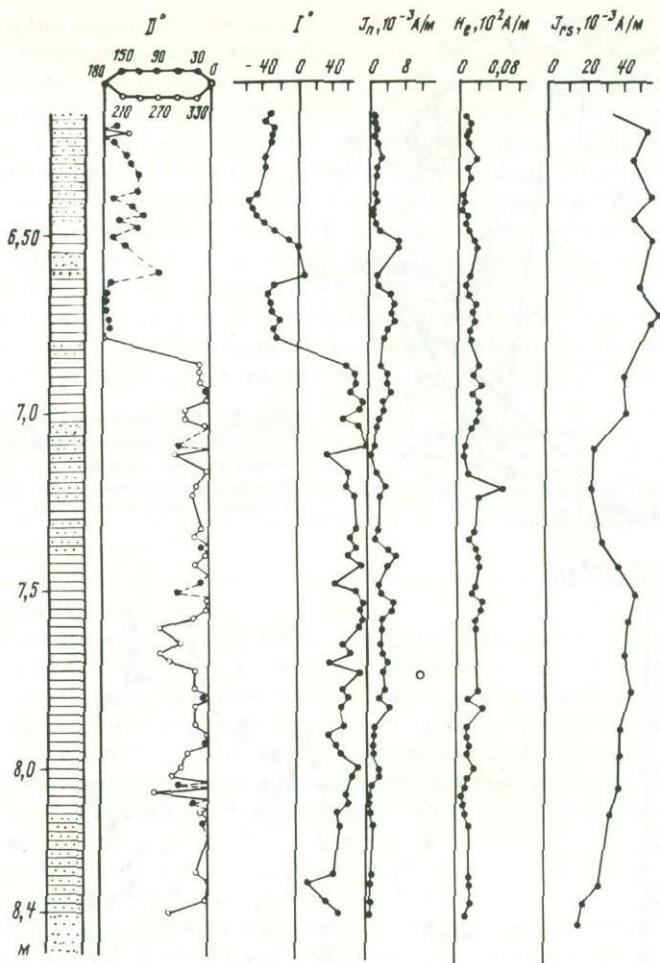


Рис. 55 (окончание)

по прямо и обратно намагниченным образцам и образцам с промежуточными направлениями J_n^0 . Несомненно, нет ничего удивительного в том, что меньшим значениям J_n^0 соответствуют пониженные значения H_c (при одинаковом в среднем составе и содержании ферромагнитной фракции). Однако тот факт, что при этом разно намагниченные по направлению образцы составляют единую совокупность, скорее всего, может рассматриваться как свидетельство в пользу того, что уменьшение и возрастание интенсивности намагниченности вызываются какой-то единой причиной. Наиболее вероятной причиной такого закономерного уменьшения J_n^0 является изменение напряженности геомагнитного поля в месте отбора образцов при единой природе J_n^0 . Характерно, что данные по образцам, обладающим вторичной J_n , выпадают из общей совокупности.

Как уже отмечалось выше, в прилегающих к инверсии частях разреза фиксируются вариации D , I и H_c с периодом $9,5 \cdot 10^3$ лет. Вариация (изменение) магнитного момента Земли с периодом $\sim 10^4$ лет уверенно фиксируется по археомагнитным данным (Бурлацкая, 1970, 1972). В настоящее время эта вариация рассматривается в качестве основного колебания динамомеханизма, генерирующего магнитное поле Земли. Очевидно, что столь хорошее совпадение данных может быть и случайным, однако общая согласованность несомненна.

Рис. 56. Траектория ВГП во время $N-R$ инверсии в раннем—среднем плиоцене, $n=11$

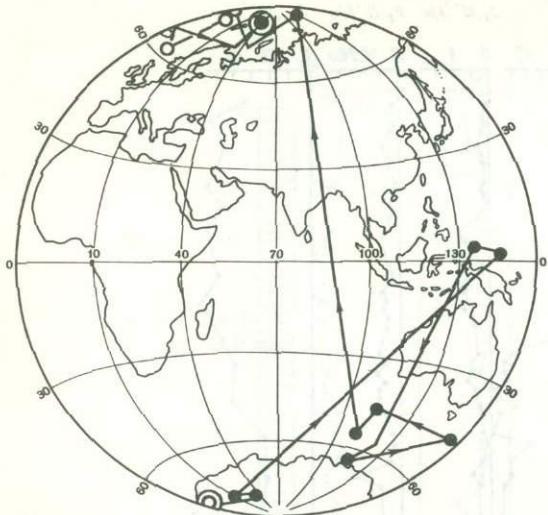
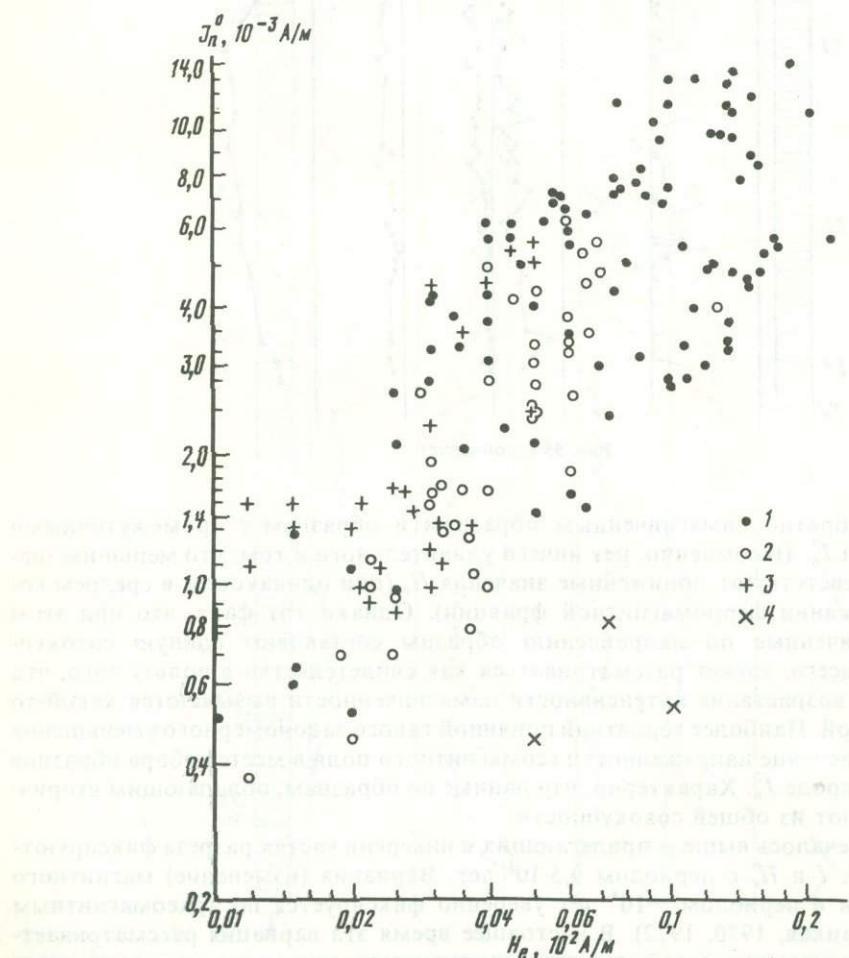


Рис. 57. Зависимость $J_n^0 (H_e)$

1 — прямо намагниченные образцы; 2 — обратно намагниченные образцы; 3 — образцы с промежуточным направлением J_n^0 ; 4 — образцы с химической вторичной намагниченностью



Та же инверсия на границе палеомагнитных эпох N_8 и R_7 (привязка по А.Н. Храмову) была также изучена Г.Н. Петровой и др. (Петрова, Рыбак, 1963; Петрова и др., 1965) на п-ове Челекен и около пос. Локбатан в Азербайджане. Так как авторы описывают результаты, полученные при исследованиях в Туркмении и Азербайджане, совместно, нам придется в данном случае отступить от принятой системы изложения результатов конкретных исследований по регионам.

Используя довольно разнообразный комплекс лабораторных методов изучения состава ферромагнитной фракции (магнитные и термомагнитные исследования, рентгеноструктурный анализ и др.) и свойств естественной остаточной намагниченности (определение H_c , сравнение $J_n(h)$, $J_r(h)$ и $J_{ri}(h)$, переосаждение и т.д.), авторы довольно уверенно доказывают первичность выделяемой ими в результате чистки части естественной остаточной намагниченности и, анализируя полученные данные, приходят к выводу о наличии в данной инверсии 4 этапов изменения поля:

- 1) резкое изменение поля по азимуту с одновременным уменьшением напряженности поля;
- 2) возрастание амплитуды вариаций неупорядоченного характера;
- 3) образование узких петель — раскачка поля, в процессе которой наклонение становится отрицательным;
- 4) вновь беспорядочный характер постепенно затухающих вариаций при все еще низкой напряженности поля.

Продолжительность изученной части инверсии ими оценивается в $1,6 \cdot 10^4$ лет.

При этом следует отметить, что если на Челекене переходная зона в основном составлена из частей разреза с прямой и обратной намагниченностью, то в Азербайджане авторам практически не удалось (судя по значениям D) выйти в нормальное поле, во всяком случае, прямой полярности. Однако, несмотря на это, в изученной части инверсии также представляется возможным наметить вариации трех компонент поля (D , I и H) с периодом $(7-8) \cdot 10^3$ лет, во всяком случае для изменения напряженности.

Перемещения ВГП во время этой инверсии по данным Г.Н. Петровой с соавторами представлены на рис. 58.

Таким образом, на основании анализа всех данных о поведении поля во время N_8-R_7 инверсии (инверсии Кохитос—Гильберт?), полученных нами и Г.Н. Петровой с соавторами при исследованиях в Прикаспии, можно сделать следующие основные выводы.

1. Инверсия происходит на фоне пониженного геомагнитного поля. Общая продолжительность периода пониженного поля составляет $\sim(2-2,5) \cdot 10^4$ лет.

2. Время изменения направления поля равно $\sim 1,5 \cdot 10^4$ лет.

3. Перемещение ВГП во время инверсии происходит в основном в восточной части западного полушария.

4. Во время инверсии и в прилегающие отрезки времени отмечаются колебания элементов земного магнитного поля с периодом 10^4 лет.

$N-R$ инверсия в позднем плиоцене (инверсия Гаусс—Каена?). $N-R$ инверсия изучалась в Западном Копетдаге (западный склон хребта Кюрендаг, у колодца Юлмакуи) дважды — в 1971 и 1975 гг. (Гурарий, 1977б). Переходная зона расположена в низах акчагыльских отложений и сложена зелеными и серо-зелеными глинами и алевролитами. Привязка палеомагнитных данных к магнитохронологической шкале проведена в процессе магнитостратиграфических исследований. Не вызывает никакого сомнения, что нижняя часть акчагыльских отложений, обладающая естественной остаточной намагниченностью прямой полярности, образовалась во время эпохи Гаусса. В районе колодца Юлмакуи общая мощность прямо намагниченной части акчагыльских отложений равна 34 м. В нижней их части (в 3 м от контакта акчагыльских и подстилающих их без видимого несогласия торонглинских отложений) отмечен горизонт обратной намагниченности мощностью 1 м.

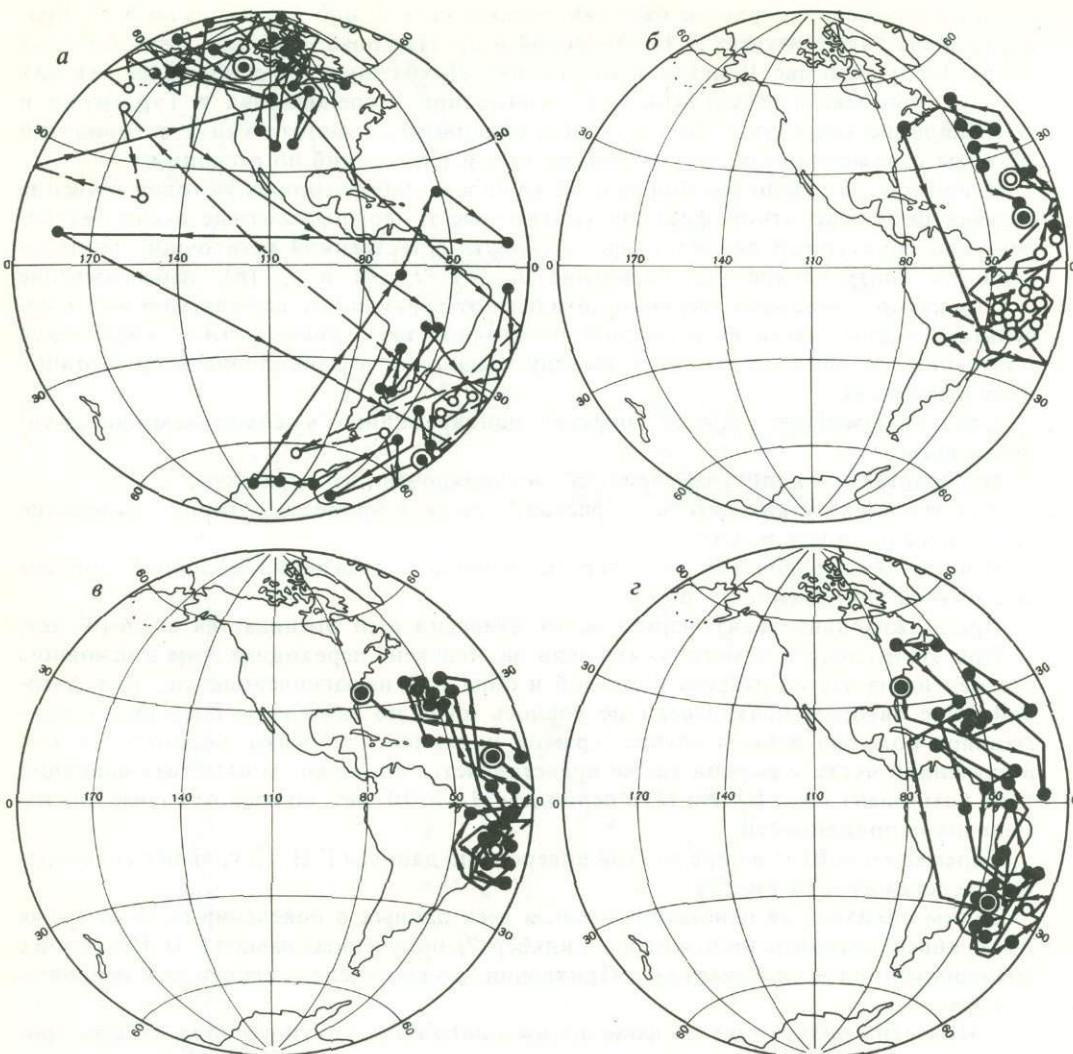


Рис. 58. Траектории ВГП во время инверсии N_8-R_7 (по данным Г.Н. Петровой и др., 1963, 1965)
 а — п-ов Челекен; б—е — Апшеронский полуостров, $n=1$

Верхняя граница этого горизонта проходит внутри слоя листоватых мергелей, практически непригодных для палеомагнитных исследований, в связи с чем была изучена только нижняя граница. Сопоставление R горизонта с событием Каены проводится условно, по чисто формальным соображениям. Как видно из нашей работы (Гурарий и др., 1977), в разрезе Юлмакуй в зоне Гаусса выделяется только один горизонт обратной намагниченности, который может соответствовать эпизоду Каены или Мэммоса шкалы Кокса или какому-либо другому, не выделенному Коксом событию в истории геомагнитного поля во время эпохи Гаусса.

Всего было опробовано 1 м 20 см (1971 г.) и 3 м 00 см (1975 г.) разреза, образцы отобраны с 48 и 78 стратиграфических уровней. Места отбора 1971 и 1975 гг. находятся на расстоянии 0,5 км на разных крыльях структуры (падение пород на север, $\angle 13^\circ$, и на юго-запад, $\angle 9^\circ$). Породы слабомагнитные, $J_n = (0,1-1,0) \cdot 10^{-3}$ А/м. Основной ферромагнетик довольно мягкий ($H'_{cs} = (300-425) \cdot 10^{-2}$ А/м), насыщается при $H = 1600 \cdot 10^2$ А/м, однако в ряде случаев явно наблюдается присутствие

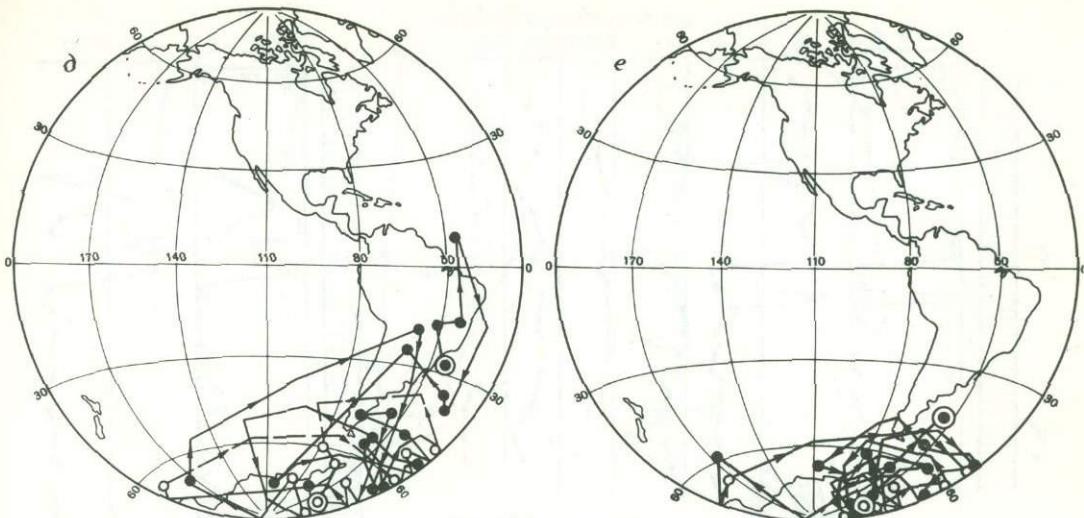


Рис. 58 (окончание)

жесткой фазы, не достигающей насыщения до $H = 4800 \cdot 10^2$ А/м. Термомагнитные исследования и анализ рудной фракции под микроскопом позволяют отнести породы, слагающие изученную часть толщи акчагыльских образований, к породам I группы, содержащим в качестве основного ферромагнетика магнетит обломочного происхождения с небольшим количеством гематита и гидроокислов. Значительные изменения значений H'_{cs} и J_{rs} в процессе нагревов, по всей видимости, связаны с окислением пирита и распадом титаномагнетитов? и гидроокислов. Обломочное происхождение основного ферромагнетика — магнетита позволяет с доверием относиться к данным по изменениям J_n как к параметру, характеризующему изменения древнего геомагнитного поля.

В поле $h = (120—160) \cdot 10^2$ А/м выделяется стабильная компонента J_n . Такие же результаты получаются после термоочистки при $T = 200^\circ\text{C}$ в течение 1 ч. Сходимость данных по термо- и магнитной чисткам довольно хорошая, практически в пределах точности эксперимента. В результате этих воздействий в основном разрушается компонента намагниченности, направленная по современному полю, — по всей вероятности, вязкая намагниченность. Окончательные результаты представлены на рис. 59. Хорошо выделяются части разреза, образовавшиеся во время эпохи Гаусса и эпизода Каены. Изменение направления поля зафиксировано всего в 10 см разреза (разрез 1971 г.) и имеет вид тройной переполюсовки практически при одном промежуточном значении, полученном к тому же при распиловке образцов с шагом в 0,5 высоты образца, т.е. 1,2 см. Другими словами, переполюсовка происходила очень быстро, за время, меньшее времени накопления слоя породы $M = 2,4$ см.

Несколько иные результаты получены при изучении разреза 1975 г. В этом случае переходная зона, в которой фиксируется смена знака, более мощная ($M = 30$ см), имеется ряд промежуточных направлений J_n^0 . Промежуточное направление, полученное при изучении разреза 1971 г., хорошо с ними согласуется, однако общий характер перехода выглядит иначе, вместо трех отдельных, практически полных переполюсовок — ряд промежуточных направлений (рис. 60). Возможно, что это различие связано с прерывистостью процесса осадконакопления, с выпадением отдельных (и при этом разных) частей разреза в местах исследования 1971 и 1975 гг., с вариацией скорости осадконакопления, с осреднением в одном образце разных по направлению J_n^0 при большой скорости изменчивости поля по сравнению со скоростью осадкообразования и т.д. В связи с этим приводимые результаты

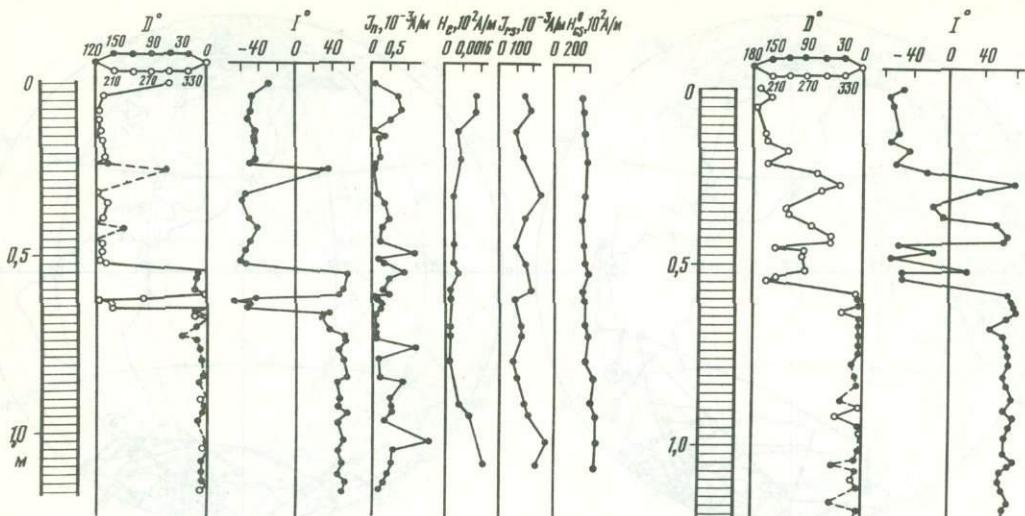


Рис. 59. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусса—Каены (разрез 1971 г.)

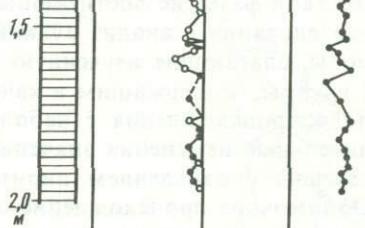


Рис. 60. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусса—Каены (разрез 1975 г.)

могут приниматься в качестве предварительной характеристики поведения геомагнитного поля во время инверсии Гаусс—Каена (?). Если исходить из средней скорости осадконакопления, рассчитанной по мощности горизонта обратной намагниченности (~ 1 м) и продолжительности эпизода Каены (~ 100 тыс. лет), продолжительность инверсии можно оценить в $(1-3) \cdot 10^4$ лет. Пониженная напряженность поля (исходя из данных по H_e , см. рис. 59) характерна в этом случае для интервала времени $7 \cdot 10^4$ лет. Скорее всего, эти цифры являются завышенными, однако, опираясь только на результаты, полученные при изучении разрезов у колодца Юлмакуи, с уверенностью этого сказать нельзя.

По значениям D и I для промежуточных направлений J_n^0 были вычислены координаты ВГП, положение которых приведено на рис. 61.

N—R инверсия в позднем плиоцене. Переходная зона, в которой зафиксирована N—R инверсия геомагнитного поля, изучена в отложениях кельтычинарской свиты в пределах Гяурского Копетдага (хребет Халач), в долине ручья Кельты-Чинар. Рядом исследователей (Бирман, 1972; Расцветаев, 1972) нижняя часть этой свиты, к которой относится изученная переходная зона, считается континентальным аналогом морских акчагыльских отложений. Привязка палеомагнитного разреза этих отложений к магнитостратиграфической шкале была показана ранее. Согласно этому сопоставлению, изученная инверсия, вероятнее всего, является инверсией на границе Гаусс—Маммот или Гаусс—Каена. Однако условность такой привязки несомненна. Переходная зона изучалась в 1970—1972 гг. и повторно в 1977—1978 гг. Результаты оказались подобными, в настоящей работе приводятся данные, полученные после обработки образцов, отобранных в 1977—1978 гг.

Переходная зона сложена светло-коричневыми глинистыми алевролитами, гли-

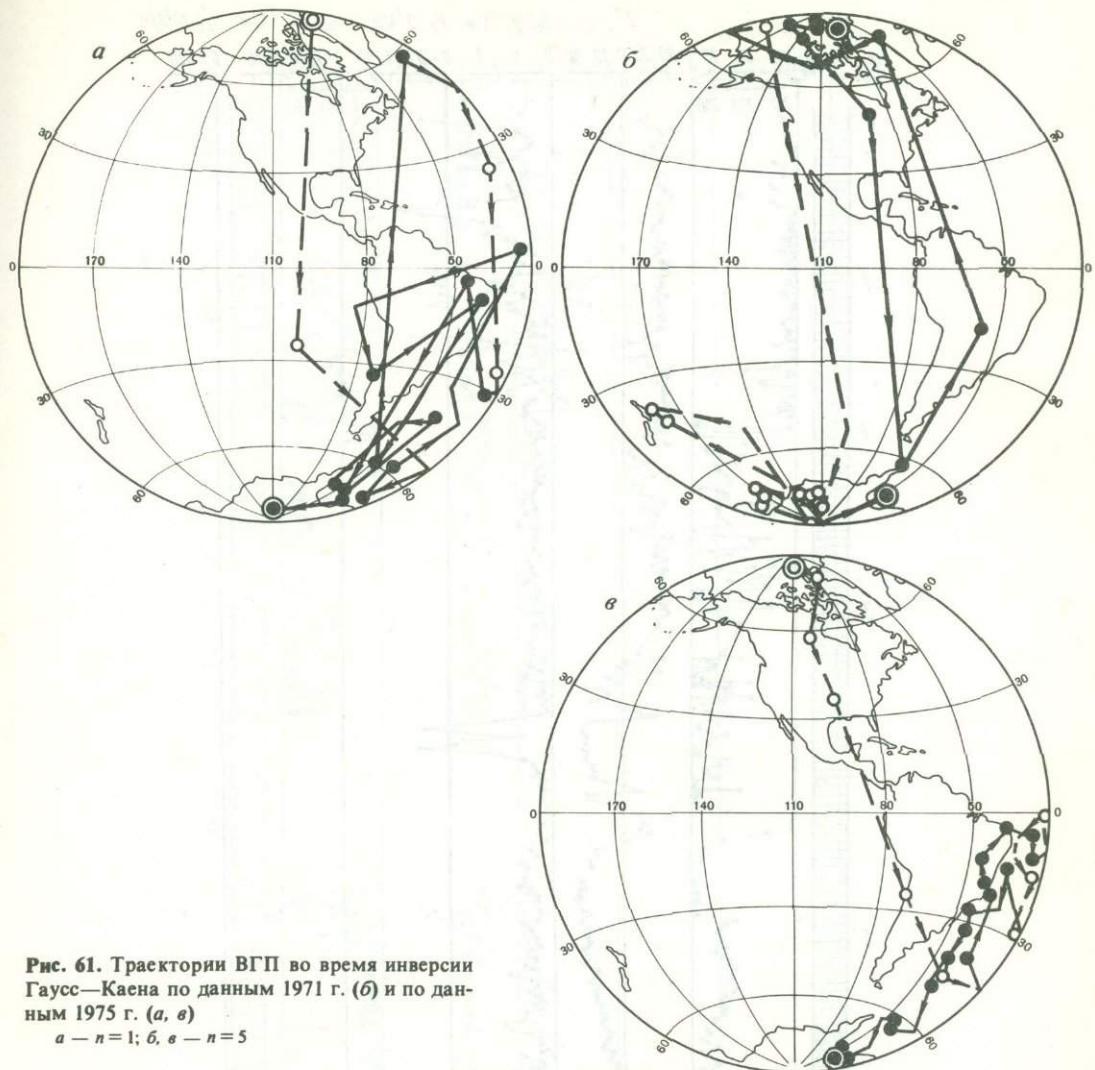


Рис. 61. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Каена по данным 1971 г. (б) и по данным 1975 г. (а, в)

а — $n = 1$; б, в — $n = 5$

нами и песками с прослойми гравелитов, падающими на север под углом 35° . Всего изучено 16 м разреза, палеомагнитные образцы отобраны с 565 стратиграфических уровней.

Ферромагнитная фракция в пределах разреза переходной зоны меняется по количеству довольно существенно, однако состав ее при этом остается достаточно постоянным. Она состоит из мягкой и жесткой компонент. Жесткий ферромагнетик представлен гематитом, в состав мягкой части, судя по результатам термо-магнитных исследований, входит магнетит, являющийся в данных условиях носителем ориентационной естественной остаточной намагниченности, и маггемит.

В качестве метода выделения стабильной части J_n , сопоставляемой с J_n^0 , был выбран после лабораторных экспериментов прогрев образцов в пространстве с нулевым магнитным полем при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение $t = 2\text{--}3$ ч. Магнитные характеристики разреза приведены на рис. 62. Разброс направлений J_n^0 очень большой, однако при этом практически полностью отсутствует компонента, связанная с современным магнитным полем (послескладчатая намагниченность). Является ли такой характер распределения D и I отражением только поведения геомагнит-

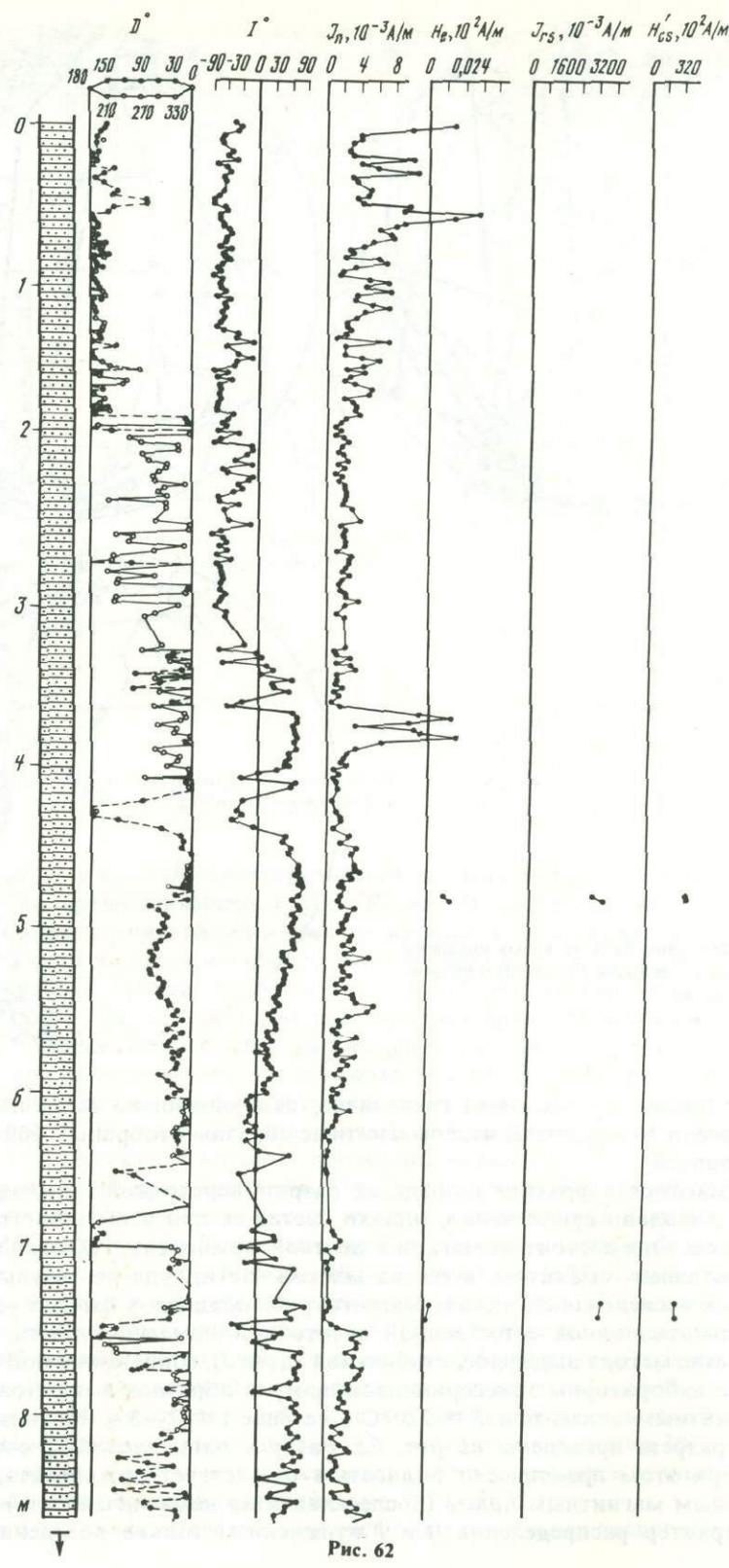


Рис. 62

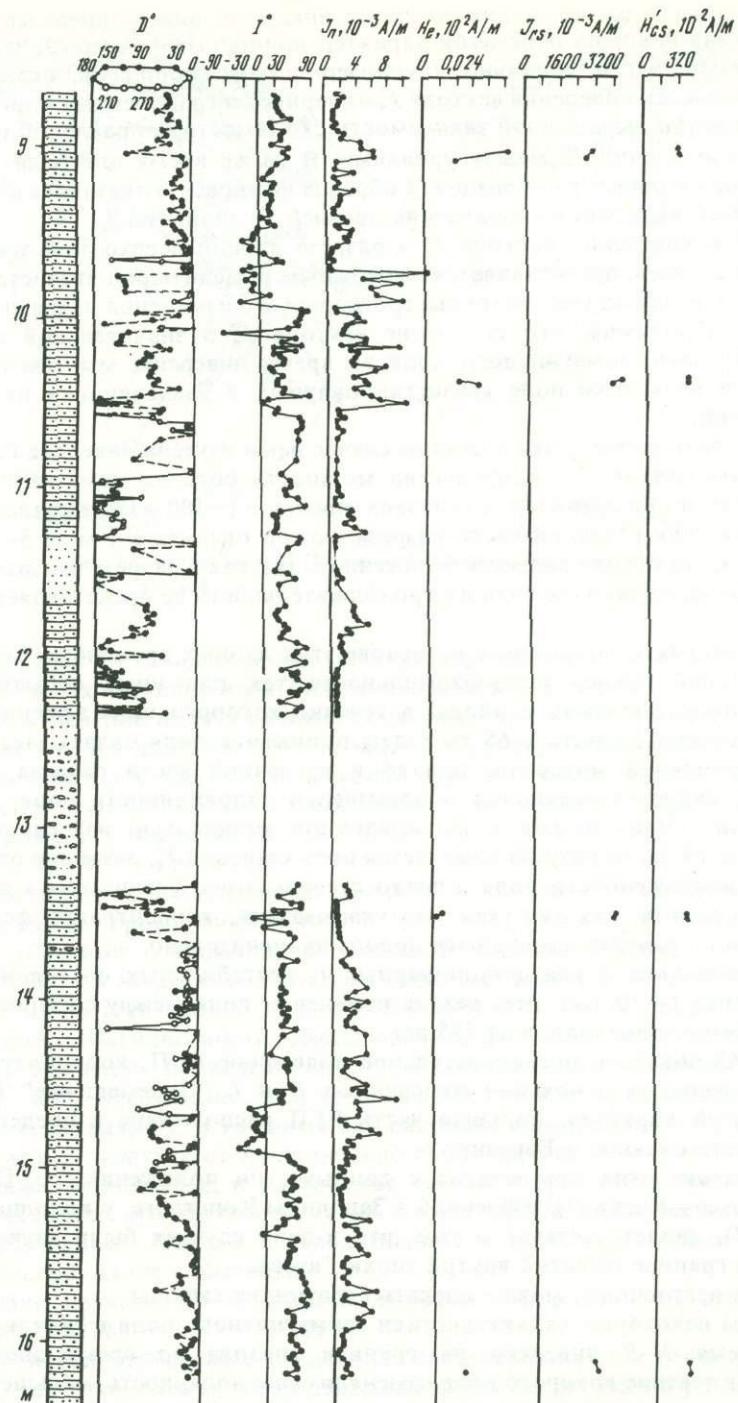


Рис. 62. Литологическая и магнитные характеристики пород $N-R$ переходной зоны в кельтычинарской свите

нога поля в месте исследования во время инверсии, или в определенной степени на эту картину наложил отпечаток характер приобретения намагниченности континентальными, часто довольно крупнозернистыми породами, сказать трудно. Явной зависимости поведения вектора J_n^0 от зернистости изученных пород не наблюдается. Нет четко выраженной зависимости сходимости направлений на уровне от различия направлений J_n^0 между уровнями. В то же время для ряда уровней использованного количества образцов (2 образца на уровень) оказалось недостаточно для уверенного выделения направления древней компоненты J_n .

В общем в поведении вектора J_n^0 в разрезе данной переходной зоны, как и в ряде других случаев, представляется возможным выделить ряд квазистационарных участков, разделенных участками быстрого, резкого изменения направлений намагниченности. Принимая, что поведение вектора J_n^0 в значительной степени отражает поведение геомагнитного поля во время инверсий, мы тем самым принимаем наличие в этом поле квазистационарных и разделяющих их нестабильных состояний.

Если исходить из того, что в данном случае нами изучена инверсия Гаусс—Маммот или Гаусс—Каэна, то, опираясь на мощность обратно намагниченной пачки пород (~ 20 м) и продолжительность этих эпизодов (~ 100 — 120 тыс. лет), скорость осадконакопления в данной части разреза можно оценить в 1 м за 5—6 тыс. лет. Скорее всего, эта оценка является заниженной, так как в разрезе имеются признаки ряда перерывов, однако оценить их продолжительность не представляется возможным.

Будем принимать полученные на основе этих данных временные характеристики как верхний предел продолжительности тех или иных событий. В этом случае продолжительность периода, в течение которого поле изменяло свое направление, можно оценить в 65 тыс. лет; понижение поля охватывает, очевидно, больший временной интервал, однако в изученной части разреза повышение параметров, свидетельствующих о повышении напряженности поля, зафиксировано не было. Это связано с недостаточной мощностью изученного разреза. В самой верхней части разреза намечается рост значений J_n^0 , очевидно отражающих увеличение напряженности поля, однако степень этого увеличения в данном случае оценить нельзя, так как, как уже указывалось, концентрации ферромагнитной фракции по разрезу изменяются довольно значительно.

Продолжительность квазистационарных и нестабильных состояний поля составляла менее 1—10 тыс. лет, резкие изменения поля между соседними временными уровнями происходили за 125 лет.

На рис. 63 показано последовательное положение ВГП, координаты которых были вычислены на основании измеренных D и I . "Перемещение" ВГП имеет очень сложный характер, большая часть ВГП расположена в пределах Индийского и Тихого океанов и Евразии.

Сопоставление этих результатов с данными по положениям ВГП во время инверсии Гаусс—Каэна (?), изученной в Западном Копетдаге, у колодца Юлмакуи (см. рис. 61), свидетельствует о том, что в этих случаях были изучены разные инверсии на границе событий внутри эпохи Гаусса.

Учитывая изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Изучены некоторые характеристики геомагнитного поля в Западной Туркмении во время $N-R$ инверсии на границе эпизода во время эпохи Гаусса.
2. Время, в течение которого поле изменяло свою полярность, меньше $6,6 \cdot 10^4$ лет.
3. Пониженная напряженность поля охватывала больший интервал времени.
4. Во время инверсии выделяется ряд квазистационарных и нестабильных состояний поля продолжительностью менее $(1-10) \cdot 10^3$ лет.

5. Резкие изменения направлений поля во время нестабильных состояний происходят за время, менее 125 лет, что делает маловероятным их связь с изменением дипольного поля.

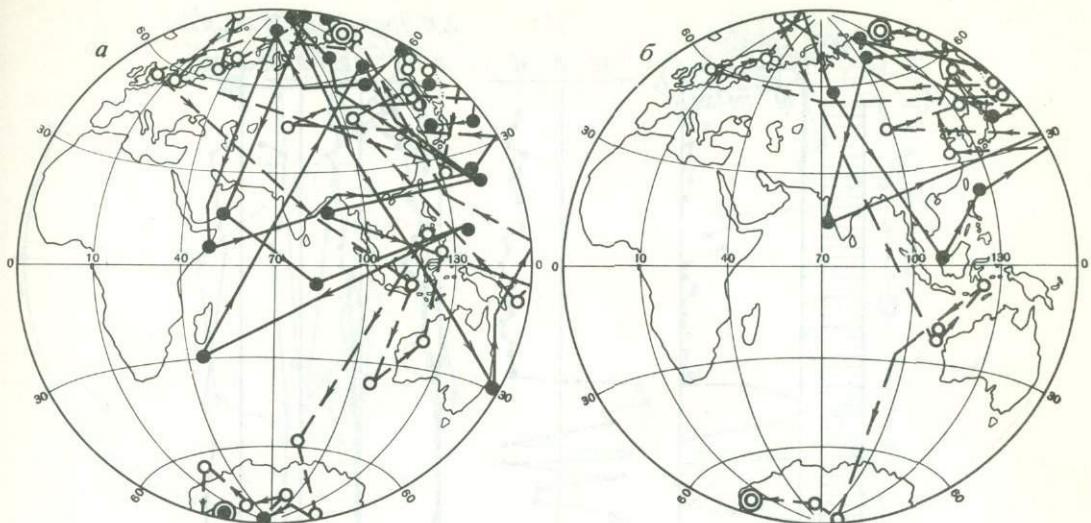


Рис. 63. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Маммот?
а — $n = 11$; б — $n = 22$

6. Перемещение ВГП носит сложный характер, основное их количество расположено в пределах Индийского и Тихого океанов и Евразии.

N—R—N изменение поля в нижнем акчагыле. При магнитостратиграфическом исследовании миоцен-плиоценовых отложений Пырнуарской долины в 1969 г. среди прямо намагниченных нижеакчагыльских пород, относящихся к зоне Гаусса, был выделен горизонт обратной намагниченности, сопоставленный по формальным критериям с событием Каены магнитохронологической шкалы (Гуарий, Дьяконова и др., 1977; Трубихин, 1977).

Детальное изучение поведения естественной остаточной намагниченности этого интервала разреза проводилось в 1972 и 1977 гг. (Гуарий, 1972). При этом оказалось, что обратной — аномальной — намагниченностью характеризуются породы мощностью $\sim 0,5$ м. Даже сопоставляя прямо намагниченную часть разреза акчагыла (~ 280 м) со всей эпохой Гаусса ($\sim 0,9$ млн лет), время образования интервала обратной намагниченности можно оценить в 1,6—2,0 тыс. лет, что сразу же ставит под сомнение проведенную корреляцию (продолжительность события Каены $\sim 10^5$ лет). Несомненно, при этом мы исходили из средней скорости осадконакопления по разрезу, в то время как скорость образования конкретной части разреза может отличаться от нее довольно существенно. Нельзя однозначно принимать в качестве истинных и имеющиеся данные о продолжительности события Каены, однако все это заставляет в настоящее время воздержаться от точной привязки изученного явления в геомагнитном поле к выделенным в магнитохронологической шкале событиям.

Всего было изучено 1,8 м разреза, образцы отобраны с 63 стратиграфических уровняй в 1972 г. и с 53 — в 1977 г.

Магнитоминералогические исследования свидетельствуют о неоднородном как по составу, так и по количеству содержании ферромагнетика по разрезу в целом, однако центральная часть разреза, в которой фиксируются прямое, обратное и аномальное направления векторов J_n , характеризуется близкими значениями H'_{cs} и J_{rs} . Ферромагнитная фракция в этой части разреза в основном состоит из жесткого минерала — гематита.

Воздействие на J_n переменным магнитным полем и температурой в общем приводит к одинаковым результатам. В качестве основного метода чистки ис-

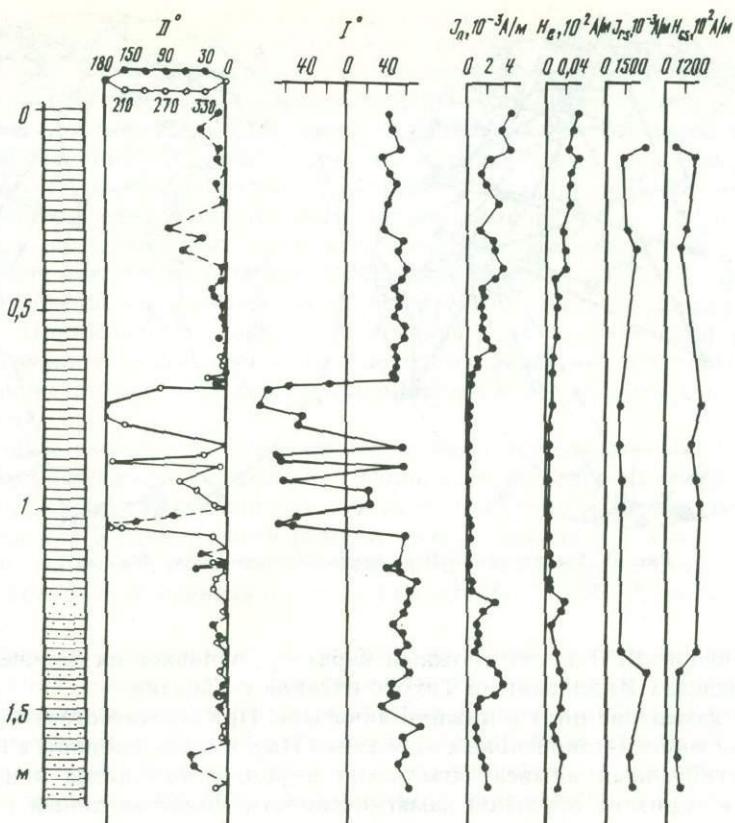


Рис. 64. Минералогическая и магнитные характеристики пород $N-R-N$ переходной зоны в нижнеакчагыльских отложениях, разрез 1972 г.

пользовался прогрев образцов в немагнитном пространстве при $T = 200^{\circ}\text{C}$ в течение 1 ч.

Распределение различных характеристик по разрезу представлено на рис. 64. Изменение ферромагнитной фракции по разрезу заставляет с известной осторожностью относиться к данным по H_e , однако анализ величины J_n^0 , величины J_n^0 , нормированной по J_{rs} , и величины H_e свидетельствует о том, что указанное событие происходило на фоне значительно пониженного по напряженности геомагнитного поля. Изменение направлений J_n^0 происходит очень быстро ($t \leq 100$ лет), различия в направлениях для соседних образцов достигают $90-150^{\circ}$. Расположение ВГП приведено на рис. 65.

Инверсия Гаусс—Матуяма. Инверсия Гаусс—Матуяма на территории Западной Туркмении нами изучалась в нескольких разрезах, представленных различными типами горных пород с различными ферромагнитными минералами и расположенных в различных структурных зонах (Гурарий, 1973, 1976а, б).

Пырнуарская долина. Граница палеомагнитных зон Гаусса и Матуямы в разрезе акчагыльских отложений Пырнуарской долины, у г. Кизыл-Арвата, была выявлена в результате магнитостратиграфических исследований в 1969 г. (Гурарий, Трубихин, 1973а, б) и изучена в 1970—1973 гг.

Всего было исследовано 27 м разреза, образцы отобраны с 790 стратиграфических уровней. В районе границы Гаусс—Матуяма разрез представлен переслаиванием глинистых, алевритистых и песчанистых разностей пород зеленой, серой и различного оттенка коричневой окраски. Породы сильно карбонатизированы.

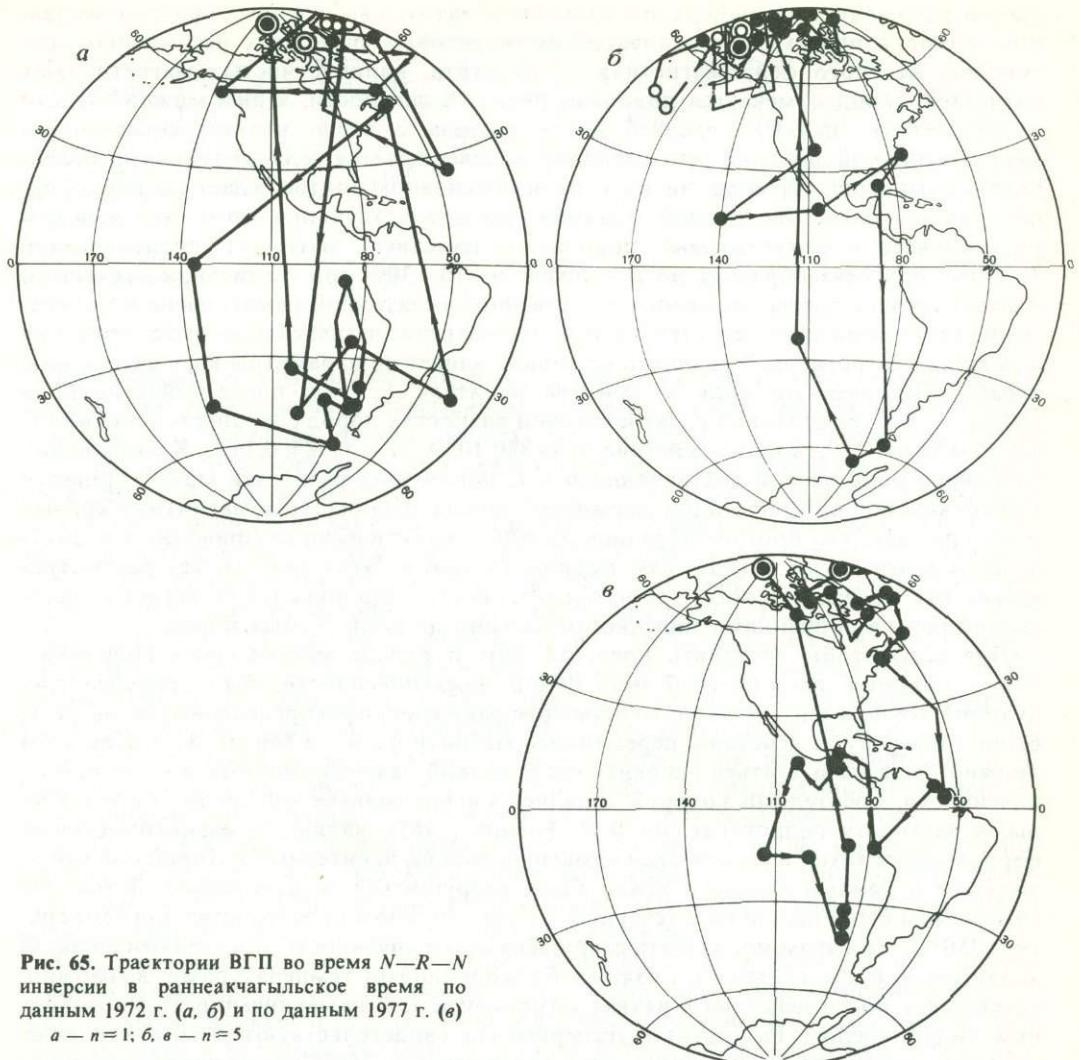


Рис. 65. Траектории ВГП во время $N-R-N$ инверсии в раннеакчагыльское время по данным 1972 г. (а, б) и по данным 1977 г. (в)
а — $n=1$; б, в — $n=5$

Микроскопическое исследование состава рудной фракции позволило выделить две разности пород: в первой основным ферромагнитным минералом является гематит, во второй значительную роль играет магнетит. В дальнейшем мы условно эти разности пород будем называть гематитовой и магнетитовой. Как в тех, так и в других породах отмечается присутствие гетита и многоводных гидроокислов — гидрогетита. Облик гематита, магнетита и гетита в большинстве случаев явно обломочный, гидрогетит химического происхождения. Размер рудных минералов до 0,1 мм, содержание колеблется в пределах 2—3%. Лишь для пачки пород зеленого цвета в средней части разреза содержание рудных минералов падает до 1%.

Качественно состав рудной фракции не зависит от типа породы. Корреляция же цвета с ферромагнетиками проявляется лишь для пород серого и зеленого цвета, в которых основным ферромагнитным минералом является магнетит.

Отмеченная в результате исследований закономерность распределения ферромагнетика по разрезу довольно хорошо согласуется с магнитоминералогическими исследованиями.

Вид кривых $J_r (H)$ и значение H'_{cs} подтверждают наличие пород, в которых основ-

ным ферромагнитным минералом является гематит, в выделенных ранее на основании микроскопических исследований магнетитовых разностях несомненно присутствие жесткого ферромагнетика — гематита, наличие чистых магнетитовых разностей пород отмечается довольно редко. В частности, к ним можно отнести зеленоцветную пачку в средней части разреза с очень низким содержанием ферромагнитной фракции, что наглядно подтверждается величинами намагниченности насыщения. Терромагнитный анализ в основном подтверждает сделанные ранее выводы о составе рудной фракции, свидетельствуя при этом, что в целом ряде случаев в магнетитовых породах присутствует маггемит: спад значений J_{rs} после прогрева образцов до $T = 600^\circ\text{C}$ на 10—30% при увеличении жесткости. Анализ кривых размагничивания естественной остаточной намагниченности переменными полями свидетельствует о том, что магнетит независимо от его содержания в породах магнетитовой разности не только влияет на параметры насыщения, но и играет существенную роль в качестве носителя J_n . Так, после действия поля $560 \cdot 10^2 \text{ A/m}$ в гематитовой и магнетитовой разностях пород сохраняется соответственно 0,53 и 0,23 J_n , а после действия поля $880 \cdot 10^2 \text{ A/m}$ — 0,38 и 0,14 J_n . К сожалению, различная роль вязкой составляющей в J_n пород этих разностей может привести к неправильной интерпретации указанных данных. Анализ терромагнитных кривых подтверждает, что прогрев образцов до 600°C практически не приводит к существенным химическим изменениям ферромагнетиков. Этот факт может рассматриваться как показатель того, что намагниченность гидроокислов не играет существенной роли в общей намагниченности насыщения исследуемых пород.

Для того чтобы составить представление о вкладе многоводных гидроокислов в создание естественной остаточной намагниченности, был проведен следующий эксперимент. Несколько образцов, равномерно распределенных по разрезу, были подвергнуты действию переменного магнитного поля $560 \cdot 10^2 \text{ A/m}$. При этом должна была разрушиться основная часть вязкой намагниченности и часть намагниченности, носителями которой являлись магнитомягкие минералы. Гидроокислы, в частности гидрогематит, по В.И. Багину (1965), являются магнитожесткими ферромагнетиками, и химическая намагниченность, носителями которой они могут являться в данном случае, должна была разрушиться незначительно. Затем эти же образцы были прогреты в течение 2 ч в немагнитном пространстве при температуре 250°C . При этом могла быть разрушена намагниченность, носителями которой являются ферромагнетики с низкими блокирующими температурами, возможно, оставшаяся после действия h вязкая компонента J_n и намагниченность многоводных гидроокислов. Результаты эксперимента свидетельствуют о том, что даже если вся намагниченность, исчезающая при нагреве до 250°C после предварительного воздействия переменного магнитного поля, связана с многоводными гидроокислами, ее вклад в естественную остаточную намагниченность исследуемых пород не превышает 10%:

$$J_n(h = 560 \cdot 10^2 \text{ A/m})/J_n = 0,43,$$

$$J_n(T = 250^\circ\text{C})/J_n(h = 560 \cdot 10^2 \text{ A/m}) = 0,83,$$

$$\Delta^0 = J_n(h = 560 \cdot 10^2 \text{ A/m}) - J_n(T = 250^\circ\text{C}) = 12,$$

$$(J_{nh} - J_{nT})/J_{nT} = 0,075.$$

Явно терригенный облик зерен гематита, магнетита и гетита является веским доводом в пользу того, что основная часть естественной остаточной намагниченности исследуемых пород имеет ориентационное происхождение и может служить объектом исследования для изучения параметров геомагнитного поля времени породообразования. В то же время в естественной остаточной намагниченности существенную роль играет вторичная составляющая, имеющая вязкую природу, что подтверждается лабораторными исследованиями. Для выделения первичной части J_n вся коллекция была подвергнута чистке.

Таблица I
Выбор метода чистки

| Параметр | $J_m(T = .00^\circ) — J_n(T = 20^\circ)$ | $J_n(T = 200^\circ) — J_n(T = 100^\circ)$ | $J_m(T = 300^\circ) — J_n(T = 200^\circ)$ | $J_n(T = 200^\circ) — J_n(h = 560 \times 10^3 \text{ A/m})$ | J_n 1-й куб — J_n 2-й куб (одна точка) | J_n 1-й куб — J_n 2-й куб (разные точки) |
|---|--|---|---|---|--|--|
| Средняя величина расхождений в градусах дуги большого круга | 10,3 | 12,0 | 5 | 7 | 7,2 | 8,5 |
| Количество данных | 10 | 8 | 16 | 13 | 44 | 8 |

Для выбора метода чистки с отдельных образцов были сняты термокривые и кривые размагничивания в переменном магнитном поле. При этом было установлено, что основная чистка происходит до 200°C , дальнейшее повышение температуры либо несущественно сказывается на направлении вектора J_n , либо приводит к большим ошибкам в связи со значительным подмагничиванием и малой интенсивностью вектора J_n . Чистка переменным магнитным полем приводит к похожим результатам. В связи с этим применялась чистка прогреванием образцов в немагнитном пространстве до 200° в течение 1—2 ч. Результаты исследований по выбору методики чистки приведены в табл. 1.

Точность определения направления вектора J_n^0 проверялась по контрольным кубикам. Необходимо отметить, что контролировались практически все результаты, отличающиеся от показаний, характерных для тех или иных частей разреза, т.е. в основном результаты, полученные непосредственно для перехода.

Отдельные части разреза были отобраны дважды на расстояниях до 50 м. Сходимость данных довольно хорошая (см. табл. 1), средняя ошибка в определении направления вектора J_n^0 составляет $\pm 8,5^\circ$ по дуге большого круга.

Магнитные характеристики разреза представлены на рис. 66. Изученные породы относятся к разряду слабомагнитных, интенсивность намагниченности редко превышает $4 \cdot 10^{-3} \text{ A/m}$ при средних значениях $(0,5—1) \cdot 10^{-3} \text{ A/m}$. Еще менее магнитны алевролиты и зеленые глины в средней части разреза.

Как указывалось выше, по составу ферромагнитной фракции весь разрез условно можно разделить на две разности пород, переслаивающихся между собой, — магнетитовую и гематитовую. Как видно по кривой J_{rs} , содержание ферромагнетиков в пределах указанных разностей пород остается довольно постоянным. Исключение составляют зеленоцветные породы, слабая намагниченность которых (менее $1 \cdot 10^{-4} \text{ A/m}$) полностью объясняется ничтожным содержанием магнитных минералов. Совместный анализ данных по интенсивности J_n^0 , содержанию ферромагнетиков (данные по J_{rs}) и напряженности постоянного поля H_e показывает прямую корреляцию указанных параметров для большей части разреза. Подобная корреляция не позволяет рассматривать колебания значений J_n^0 и H_e как показатель изменения напряженности поля эпохи образования пород. Наоборот, указанная картина, скорее всего, служит показателем того, что напряженность геомагнитного поля во время накопления этих пород менялась незначительно. Исключение составляют лишь нижние 5,5 м разреза. Сопоставляя отдельные участки этой части разреза с аналогичными им разностями пород верхней части разреза, можно отметить, что при одних и тех же содержаниях магнитных минералов породы самых низов разреза (нижние 2,5—3 м) характеризуются заметно повышенными (в 3 и более раза) значениями J_n^0 и H_e , а породы, залегающие в 5—6 м от начала отбора, практически несут естественной остаточной намагниченности, хотя ни по типу пород, ни по виду ферромагнетика и его содержанию не отличаются от нижележащих слоев. По нашему мнению, все описанные выше данные по распределению по разрезу величин J_n^0 , H_e и J_{rs} можно объяснить следующим образом.

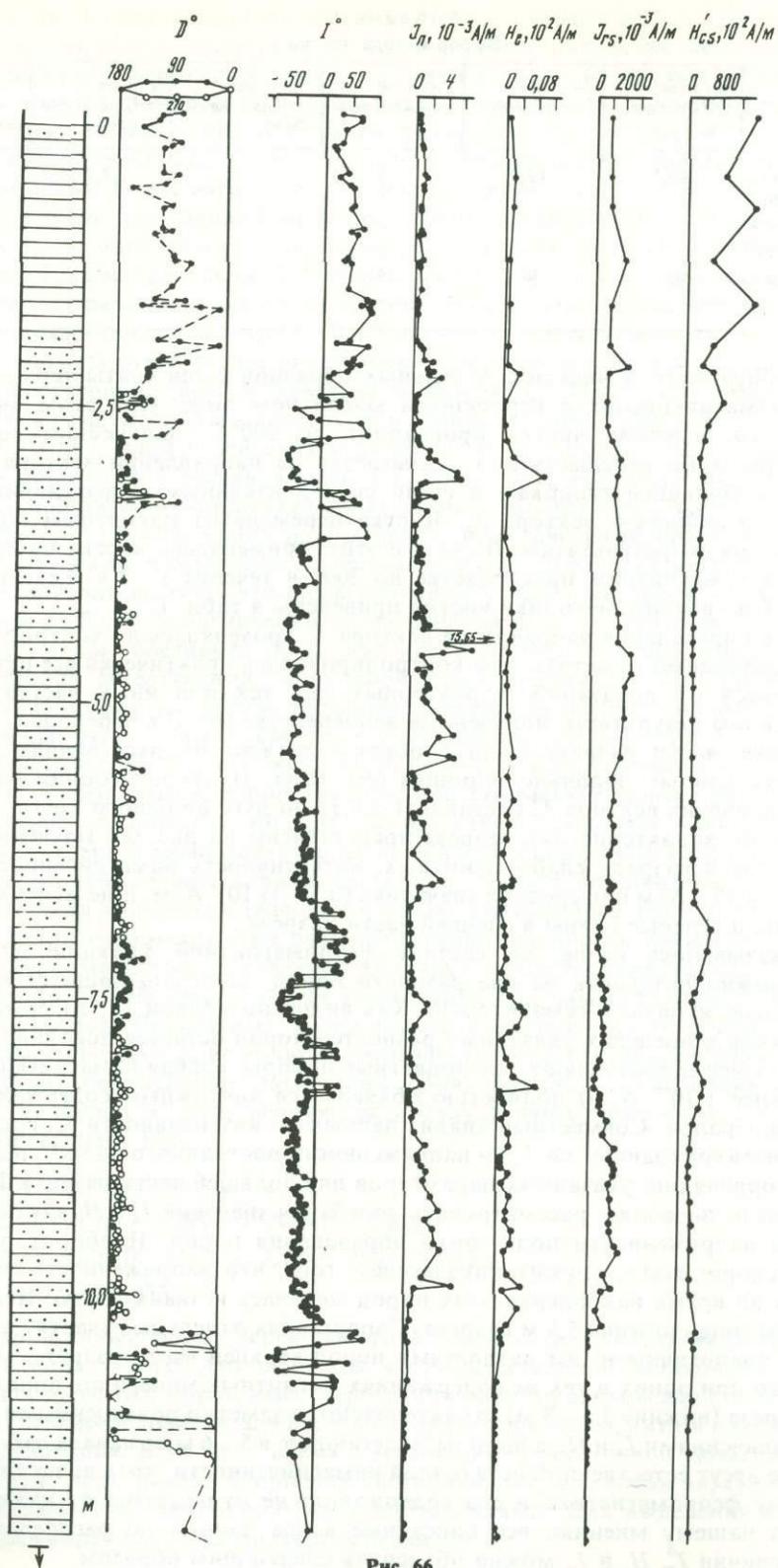


Рис. 66

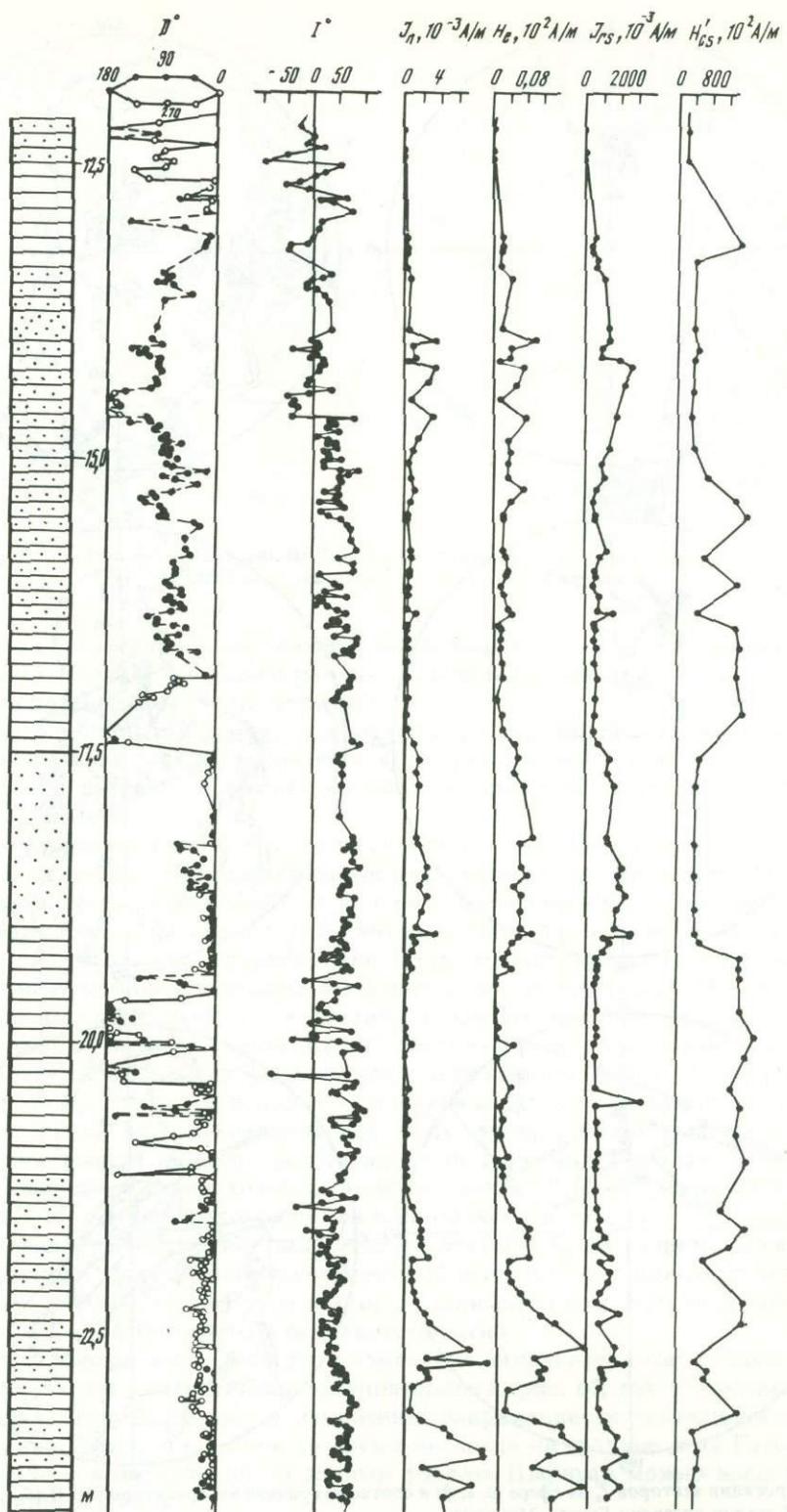


Рис. 66. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусс—Матуяма в разрезе Пырнуар-І

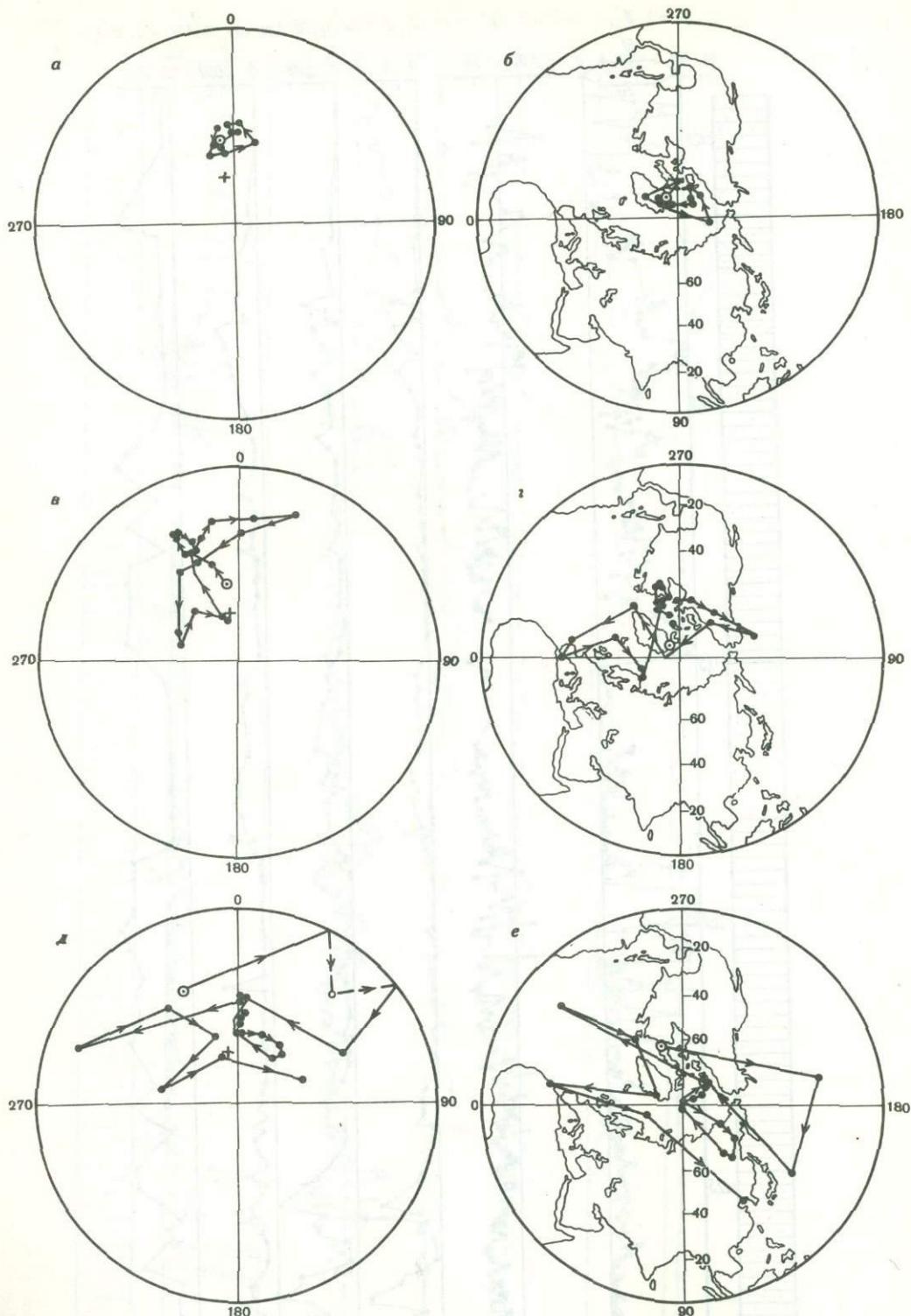


Рис. 67. Проекции векторов J_n^0 на сфере (*a, б, д*) и соответствующие им траектории ВГП (*б, г, е*) во время начальной стадии инверсии Гаусс—Матуяма

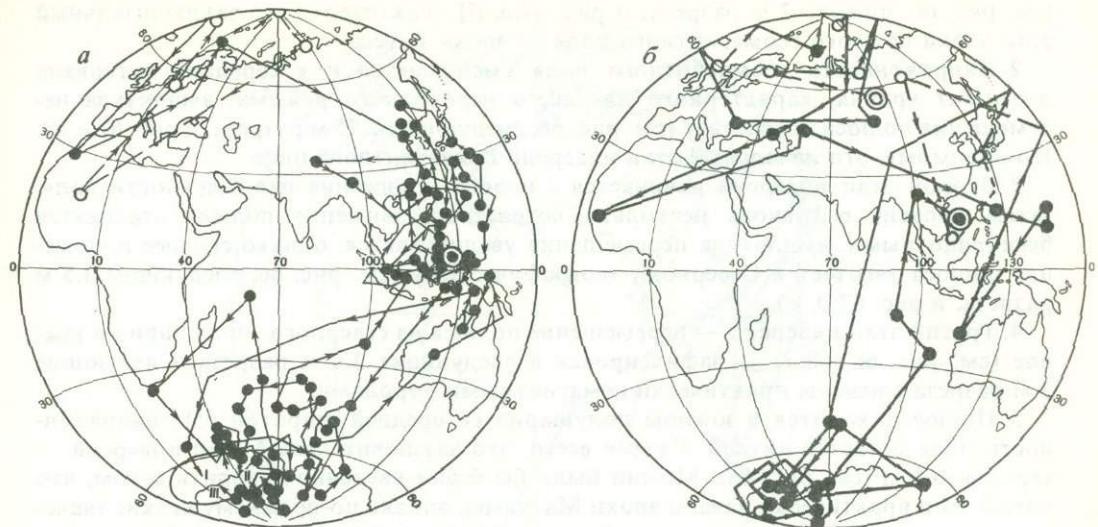


Рис. 68. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма
а — Пырнуар-І, б — Пырнуар-ІІ, $n = 11$

Во время образования пород нижней части разреза (0—2,5—3 м) напряженность геомагнитного поля в несколько раз превышала напряженность поля времени образования пород остальной части разреза.

На фоне в общем пониженного поля времени формирования основной части разреза выделяется интервал (соответствует времени образования пород пятого-шестого метра разреза), в течение которого напряженность геомагнитного поля была крайне низкой.

Прямая корреляция данных по интенсивности J_n^0 и полю H_e с J_{rs} и H'_{cs} , которые в основном связаны с видом ферромагнетика, косвенным образом подтверждает, что основная часть естественной остаточной намагниченности в породах имеет ориентационное происхождение. Действительно, при образовании ориентационной намагниченности степень ориентировки более магнитных магнетитовых частиц по магнитному меридиану должна быть выше, чем гематитовых. Это приведет к увеличению относительной роли частиц, вносящих вклад в интенсивность J_n^0 , по сравнению с "неориентированными" частицами. В связи с этим возрастает интенсивность J_n^0 и должна увеличиться напряженность поля H_e , при которой $J_{ri} = J_n^0$, хотя J_h создается в полях h , близких к полям насыщения магнетита и далеких от полей насыщения гематита. В то же время при химическом образовании этих минералов непосредственно в исследуемых породах (и соответственно при химическом происхождении намагниченности) подобную закономерность без довольно искусственных предположений объяснить трудно.

Рассмотрим распределение направлений вектора J_n^0 по разрезу. Нижние 4 м характеризуются прямой намагниченностью, затем следует довольно значительный участок (~10 м), на котором вектор J_n^0 занимает промежуточные положения, и, наконец, 6,5 м намагниченены в основном обратно.

Более детально можно проследить изменения направления магнитного поля во время инверсии по изменению положения полюса (рис. 67, 68). Сопоставляя данные по перемещению полюса и изменению напряженности геомагнитного поля, общий характер изменения поля во время инверсии на границе эпох Гаусса—Матуямы в районе исследований по данным разреза Пырнуар можно представить в виде следующих этапов.

1. Магнитный полюс находится вблизи Северного географического полюса

(см. рис. 66, нижние 2 м разреза, и рис. 67, а, б). Фактически это заключительный этап эпохи прямого геомагнитного поля — эпохи Гаусса.

2. Напряженность геомагнитного поля уменьшается и к середине интервала достигает уровня, характерного для всего переходного режима; амплитуда перемещения полюса возрастает (см. рис. 66, следующие 2,75 м разреза, и рис. 67, в, г). По-видимому, это начальный этап инверсии геомагнитного поля.

3. Второй этап инверсии начинается с нового понижения напряженности поля, затем уровень его вновь несколько возрастает; движения полюса становятся беспорядочными, амплитуда перемещения увеличивается, однако среднее положение полюса тяготеет к Северному географическому (см. рис. 66, следующие 3,5 м разреза, и рис. 67, д, е).

4. Третий этап инверсии — перемещение полюса из северного полушария в южное (см. рис. 66, 68, а) — зафиксирован в следующих 3,6 м разреза. Следующие 3 м разреза сложены практически немагнитными породами.

5. Полюс находится в южном полушарии со средней широтой 65° , напряженность поля остается низкой. Скорее всего, это заключительный этап инверсии — верхние 6,5 м (см. рис. 66). Можно было бы более уверенно говорить о том, что пятый этап практически начало эпохи Матуямы, однако по-прежнему низкие значения параметров, принимаемых нами в качестве показателей напряженности поля, заставляли наращивать разрез вверх. Оказалось, что двумя метрами выше располагаются породы ($M = 3,5$ м), вновь характеризующиеся промежуточными направлениями вектора J_n^0 (см. рис. 66). Возможно, такое поведение вектора естественной намагниченности отражает начало новой инверсии, связанной с эпизодом на начальном этапе эпохи Матуямы, который произошел на фоне все еще слабого магнитного поля. К сожалению, в разрезе Пырнуарской долины нарастить разрез вверх оказалось невозможным.

Практически на всех этапах можно отметить "петлеобразный" характер движения полюса, наличие "возвратов" (этапы 3 и 4) и т.д. Перемещение полюса происходит в пределах восточного полушария, основное количество ВГП расположено в долготной полосе $90-180^{\circ}$.

В заключение несколько слов о возможной продолжительности инверсии. Общая мощность отложений акчагыла в изученном разрезе составляет ~ 290 м. Принимая во внимание (Гурарий, Трубихин, 1973, а, б), что продолжительность акчагыльского века можно оценить в 1,6 млн лет, а также отсутствие нижних горизонтов Ак и горизонтов с обратной намагниченностью в верхах разреза (соответствующих эпизоду Олдувея), время накопления указанных 290 м пород можно оценить приблизительно в 1 млн лет. В этом случае 27 м разреза отвечают $9,5 \cdot 10^4$ лет. Переход полюса из северного полушария в южное произошел примерно за $\leqslant 1,3 \cdot 10^4$ лет (четвертый этап). Несомненно, наличие немого интервала, неравномерная скорость осадконакопления и т.д. заставляют относиться к указанным цифрам с известной осторожностью.

Уменьшение параметров, связываемых нами с напряженностью поля, зафиксировано в 23,5 м разреза, что соответствует $\leqslant 9,2 \cdot 10^4$ лет, в южном полушарии ВГП находится не более $3 \cdot 10^4$ лет, продолжительность изученной части перехода ВГП из южного полушария в северное (верхняя часть разреза) составляет не более $1,2 \cdot 10^4$ лет.

Эти цифры заставляют сомневаться в правильности проведенной временной оценки. Очевидно, их можно принимать только как верхний предел, истинная продолжительность указанных событий, скорее всего, была значительно меньше.

Хребет Диоджи. В 5—7 км северо-восточнее разреза акчагыльских отложений Пырнуарской долины выходы пород акчагыльского возраста встречаются по северному склону хребта Диоджи. В этих отложениях также уверенно была выделена граница Гаусс—Матуяма, которая и была изучена в 1974 г. (Гурарий, 19766). Для нас изучение переходной зоны в отложениях хребта Диоджи представ-

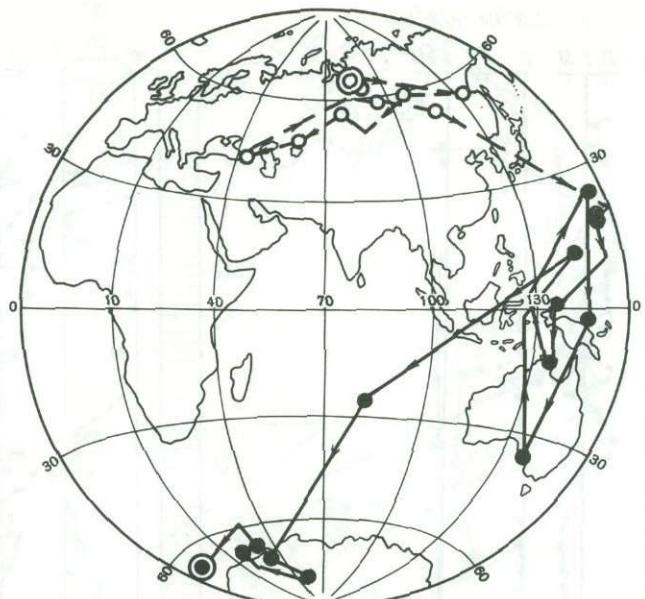


Рис. 69. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма (разрез Диоджи), $n = 11$

ляло интерес в основном по той причине, что эти отложения образовывались в несколько большем удалении от береговой линии по сравнению с отложениями Пырнуарской долины, что обусловило иной тип пород и, по-видимому, иную степень их изменчивости. В разрезе у хребта Диоджи часто встречаются пласти известняков, зеленых и желтых глин и алевролитов и т.д. Залегают породы моноклинально, слои падают на ССЗ (335°) под углом 20° . Учитывая незначительное расстояние между двумя разрезами, переходные слои хребта Диоджи изучались в основном для подтверждения общей картины изменения вектора J_n^0 , полученной при исследованиях в Пырнуарской долине. Это обусловило и методику опробования — изучались отдельные интервалы со значительными промежутками между ними. Образцы отбирались в виде штуфов мощностью 5—15 см с промежутками между ними 15—25 см. Всего опробовано 11,5 м разреза, образцы представляют 70 стратиграфических уровней.

Результаты представлены на рис. 69. Как видно из их сравнения с рис. 68, представляющим аналогичные результаты по разрезу Пырнуар, можно говорить если не об идентичности, то, во всяком случае, о большом подобии полученных данных, что служит определенным подтверждением надежности выводов о характере геомагнитного поля во время инверсии Гаусс—Матуяма, сделанных на основании изучения переходной зоны в разрезе Пырнуарской долины.

Разрез у пос. Зау. При изучении акчагыльских отложений в 40 км к востоку от Пырнуарской долины, у пос. Зау, была установлена переходная зона на границе Гаусс—Матуяма большой мощности — около 40 м (Гуарий, 1976б). Значительная мощность перехода, наличие хорошо обнаженной верхней его части, практически недоступной для изучения в Пырнуаре, другие элементы залегания пород — ССВ (15°) под углом 40° — основные причины изучения этого перехода. Исходя из основной задачи, стоявшей при исследованиях у пос. Зау, — подтверждение данных по Пырнуару, палеомагнитные образцы отбирались в виде отдельных штуфов $M = 2,5—10$ см с интервалом в 5—10 см из глинисто-алевритистых частей разреза. При отборе пропускались слои песка, которые в данном разрезе встречаются довольно часто и достигают мощности 1,5—2 м. Всего изучено 44 м разреза, палеомагнитными образцами охарактеризовано 260 стратиграфических уровней. Основные ферромагнети-

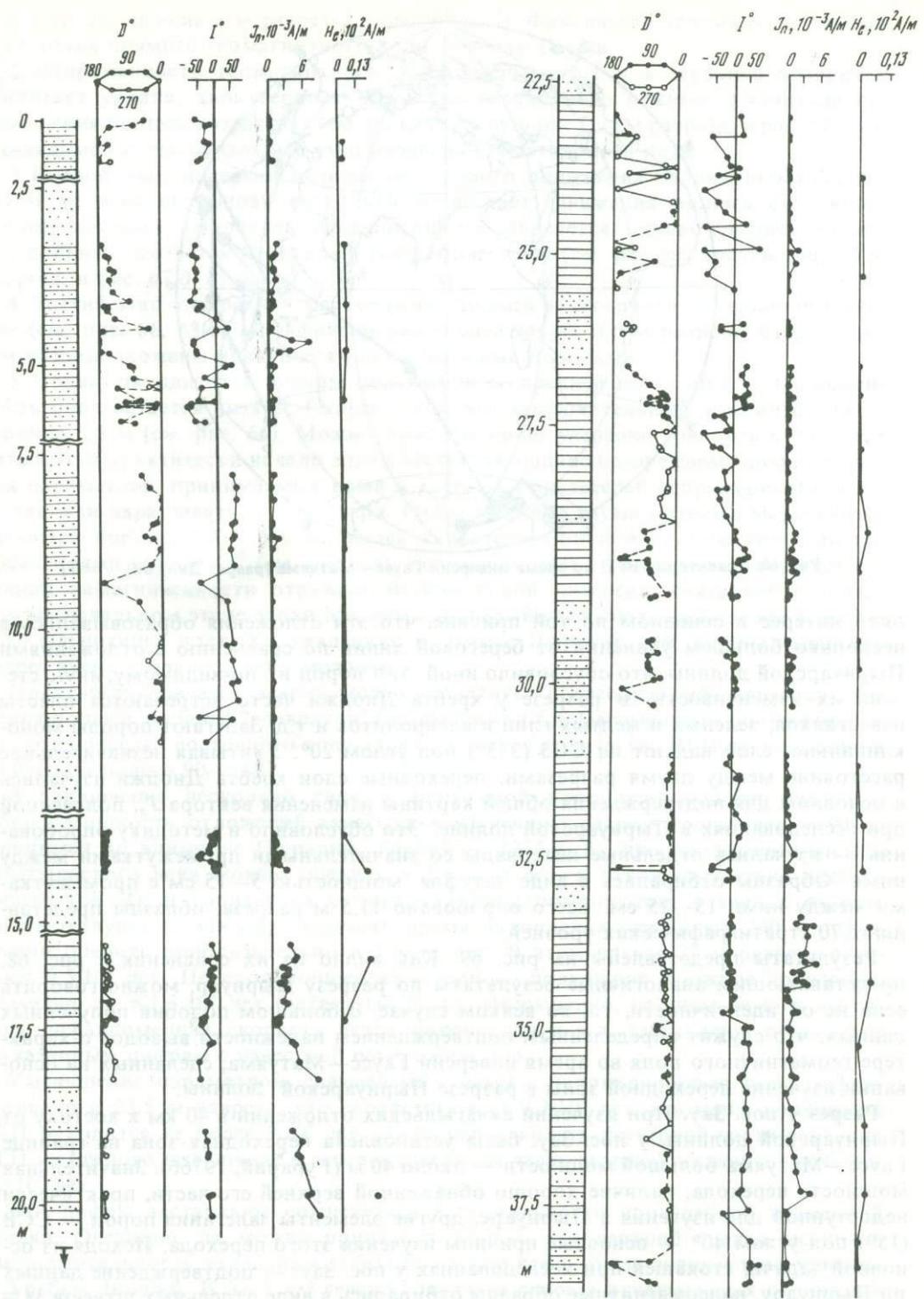


Рис. 70. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусс—Матуяма (разрез Зау) (показаны значения магнитных моментов в залоговых и магнитных полях определенного поляризации, а также АМ-спектры и спектры МС с использованием тонких листов, и отнесенные к стабильному О). Каждому ходу соответствует набор линий, соединяющих изображенные на рисунке точки.

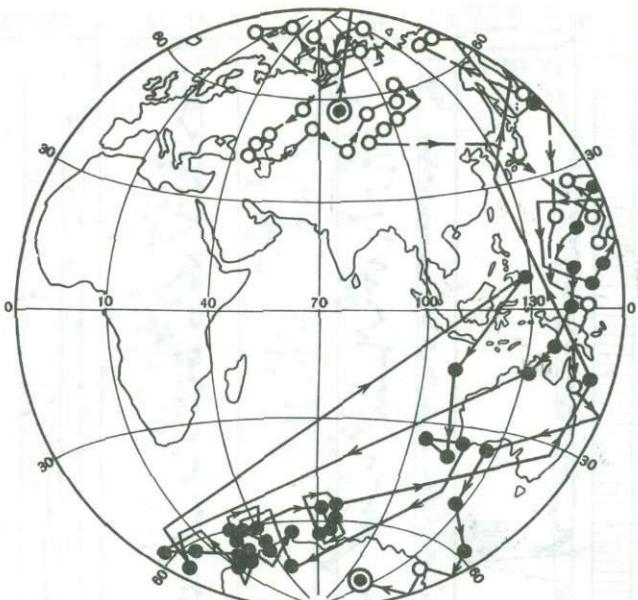


Рис. 71. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма (разрез Зау), $n = 15$

ки в породах, слагающих разрез у пос. Зау, — гематит и магнетит, а вид зерен под микроскопом и наличие магнетита говорят в пользу ориентационной природы, во всяком случае, основной части J_n . Вторичная вязкая намагниченность уничтожалась при помощи термоочистки. Температура чистки была установлена в процессе контрольных экспериментов и составляла 200°C.

На рис. 70 представлены разрез переходной зоны и ряды D и I , а на рис. 71 — расположение виртуальных геомагнитных полюсов во время инверсии Гаусс—Матуяма по данным разреза у пос. Зау.

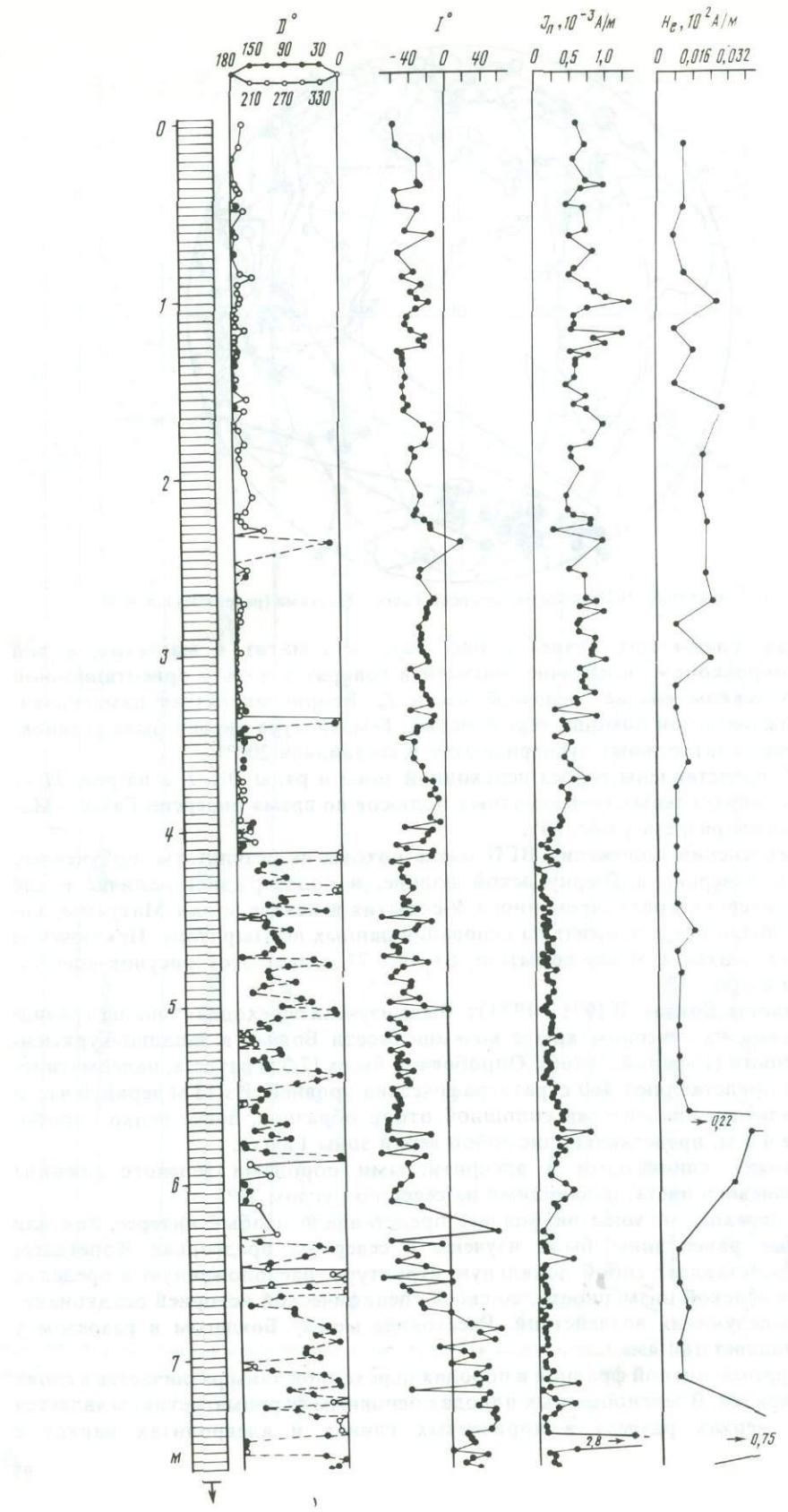
Картина изменений положений ВГП очень похожа на результаты, полученные при изучении инверсии в Пырнуарской долине, и подтверждает наличие после завершения инверсии кратковременного N -события в начале эпохи Матуямы, которое можно было предположить на основании данных по Пырнуару. Исключение данных, относящихся к этому событию, из рис. 71 делает этот рисунок еще более похожим на рис. 68.

Возвышенность Боядаг. В 1971—1973 гг. была изучена переходная зона на границе Гаусс—Матуяма на северном крыле возвышенности Боядаг в Западно-Туркменской низменности (Гуарий, 1976б). Опробовано было 17,5 м разреза, палеомагнитные образцы представляют 460 стратиграфических уровней. Из 13 м верхней части разреза произведен практически сплошной отбор образцов, более редко опробованы нижние 4,5 м, представляющие собой верхи зоны Гаусса.

Разрез сложен глинистыми и алевритистыми породами зеленого (нижние 10 м) и коричневого цвета, падающими на север под углом 27°.

Изучение переходной зоны на Боядаге представляло особый интерес, так как все описанные ранее зоны были изучены в северных предгорьях Копетдага, Боядаг же представляет собой локальную структуру, расположенную в пределах Западно-Туркменской низменности, со своей специфической историей осадконакопления и последующих воздействий. Расстояние между Боядагом и разрезом у пос. Зау составляет 180 км.

Состав ферромагнитной фракции в породах переходной зоны различается в слоях различной окраски. В зеленоцветных породах основным ферромагнетиком является магнетит, в верхах разреза в коричневых глинах и алевролитах наряду с



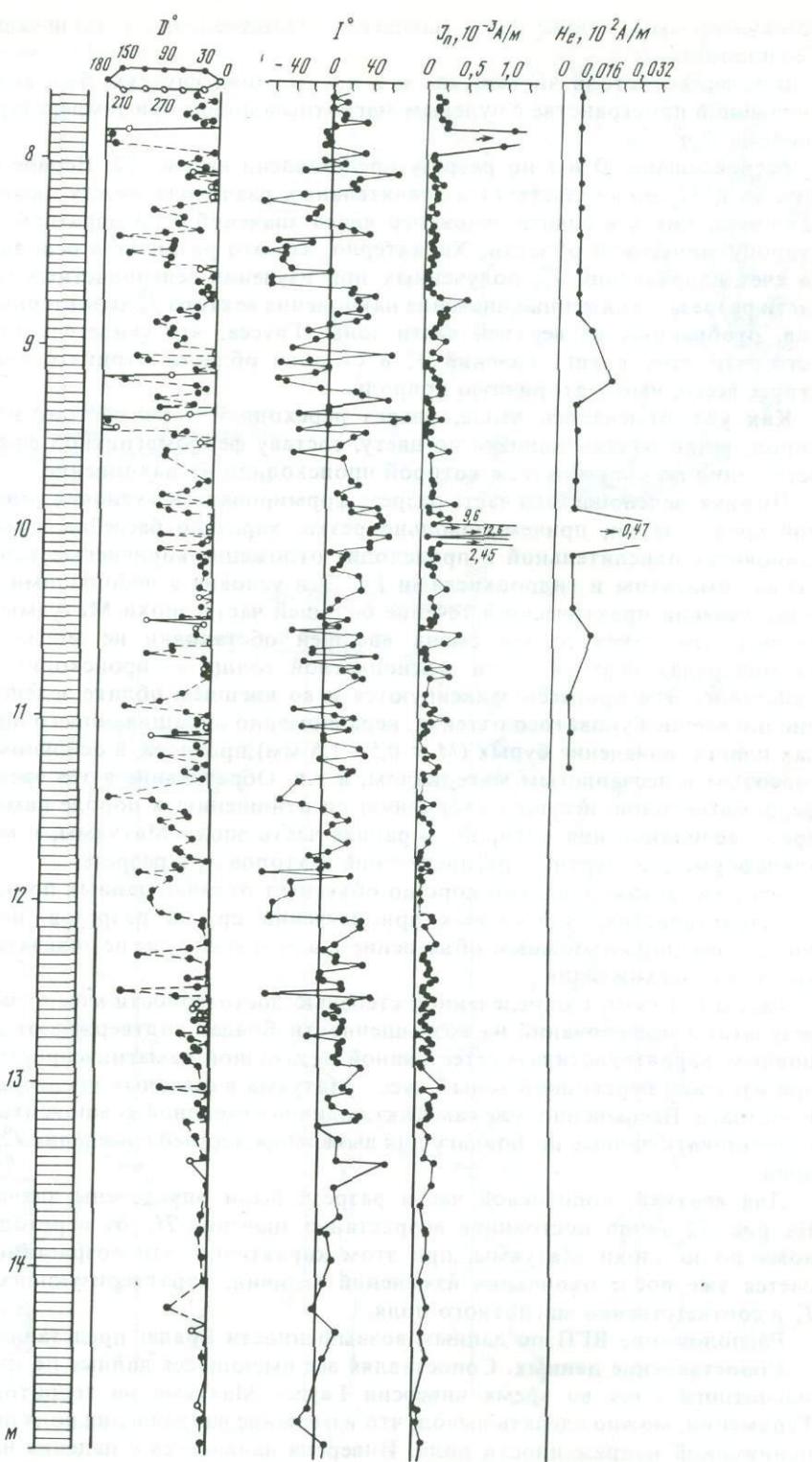


Рис. 72. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаус—Матуяма в разрезе Боядаг

незначительным количеством магнетита существенную роль играют гематит и Fe-гидроокислы.

В качестве метода чистки, как и в предыдущих случаях, был выбран прогрев образцов в пространстве с нулевым магнитным полем при температуре 200°С в течение 1—2 ч.

Распределение D и I по разрезу представлено на рис. 72. Первое же сравнение рис. 66 и 72 свидетельствует о значительных различиях между ними, в основном заключающихся в сдвиге основного числа значений I по образцам из Боядага в сторону минусовой области. Характерно, что это различие в основном создается за счет направлений J_n^0 , полученных при изучении зеленоцветных пород нижней части разреза. Заниженные значения наклонения вектора J_n^0 характерны и для образцов, отобранных из верхней части зоны Гаусса, что свидетельствует в пользу того, что этот сдвиг значений J_n^0 в сторону области отрицательных значений, скорее всего, имеет вторичную природу.

Как уже отмечалось выше, разрез переходной зоны состоит из двух типов пород, резко отличающихся по цвету, составу ферромагнитной фракции и соответственно по обстановке, в которой происходило их накопление.

Нижняя, зеленоцветная часть разреза формировалась в условиях восстановительной среды, затем, причем довольно резко, характер бассейна изменился, среда становится окислительной и происходит отложение коричневых толщ пород, богатых гематитом и гидроокислями Fe. Эти условия с небольшими колебаниями существовали практически в течение большей части эпохи Матуямы. Вполне возможно, что такая резкая смена внешней обстановки не могла не сказаться на минералах верхней части зеленоцветной толщи — происходит их частичное окисление. Эти процессы фиксируются и во внешнем облике зеленоцветной толщи: появление буроватого оттенка, неравномерно окрашивающего породу в пределах пласта, появление бурых ($M = 0,5—1,5$ мм) прослоев, в основном связанных с гипсовым и песчанистым материалом, и т.д. Образование в это время вторичных ферромагнетиков, несущих вторичную по отношению к породе намагниченность, время возникновения которой — ранняя часть эпохи Матуямы, и могло вызвать трансформацию картины распределения векторов J_n^0 в разрезе.

Этот механизм довольно хорошо объясняет отличие данных по разрезу Боядаг от характеристик, полученных при изучении других разрезов, но его следует считать именно возможным объяснением, а ни в коей мере не доказательством причин этого расхождения.

Таким образом, с определенной степенью достоверности можно заключить, что результаты исследований на возвышенности Боядаг подтверждают данные по основным характеристикам естественной остаточной намагниченности, полученные при изучении переходной зоны Гаусс—Матуяма в северных предгорьях Западного Копетдага. Несомненно, уже сам факт наличия вторичной компоненты не позволяет использовать данные по Боядагу для выявления деталей изменения J_n^0 и магнитного поля.

Для верхней, коричневой части разреза были определены значения поля H_c . На рис. 72 видно постоянное возрастание значений H_c от перехода к нормальному полю эпохи Матуямы, при этом характерно, что возрастание поля начинается уже после окончания изменений величин, характеризующих направление J_n^0 и соответственно магнитного поля.

Расположение ВГП по данным возвышенности Боядаг представлено на рис. 73.

Сопоставление данных. Сопоставляя все имеющиеся данные по изменению геомагнитного поля во время инверсии Гаусс—Матуяма на территории Западной Туркмении, можно сделать вывод, что изменение направления поля произошло при пониженной напряженности поля. Инверсия начинается с падения напряженности (см. рис. 66) и завершается ростом напряженности (см. рис. 72). Изменение относительных характеристик напряженности поля происходит в 10 и более раз.

Рис. 73. Траектория ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма (разрез Боядаг), $n = 11$

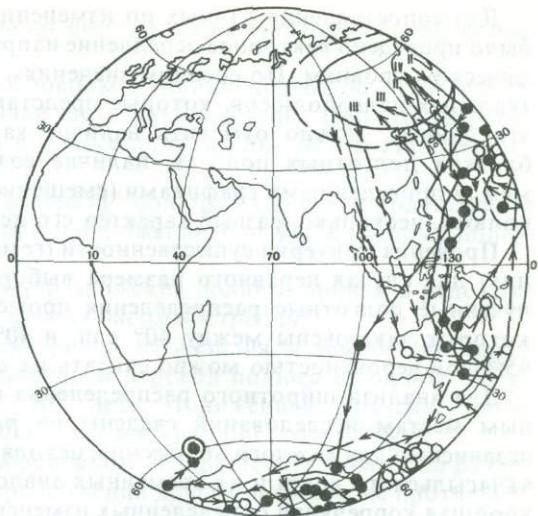
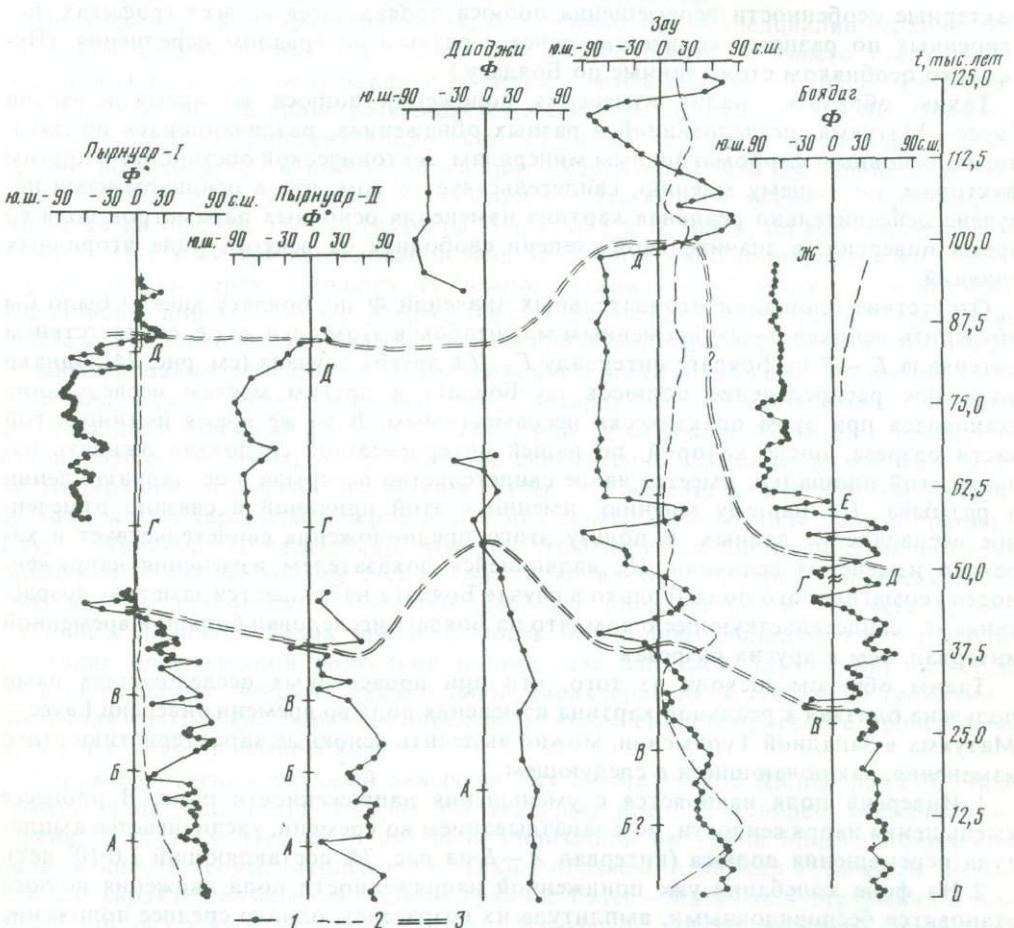


Рис. 74. Сопоставление широты ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма по результатам исследований в Западной Туркмении

1 — изменение широты ВГП; 2 — изменение величины H_c ; 3 — линии условной корреляции



Для сопоставления данных по изменению направления поля во время инверсии было проведено векторное осреднение направлений J_n^0 по соседним 3—11 стратиграфическим уровням. По средним значениям D и I были вычислены координаты виртуальных палеополюсов, которые представлены на рис. 68, 69, 71 и 73. Сравнивая эти данные, можно отметить наличие как общих черт (перемещение полюса в близких долготных полосах, наличие возвратов, петель и т.д.), так и отличия между приведенными графиками (смещение указанных долготных полос движения полюса, несколько разный характер его перемещения и т.д.).

Проверка критерия существенности (гемогенности комплекта выборочных средних) для случая неравного размера выборок (Бернстейн, 1968) показала, что полученные долготные распределения промежуточных полюсов (полюсов, широты которых заключены между 40° с.ш. и 40° ю.ш.) не могут считаться разными: с 95%-ной вероятностью можно считать их одинаковыми.

Для анализа широтного распределения положений полюсов все данные по разным местам исследований сведены на рис. 74. Временная привязка проведена независимо для каждого обнажения, исходя из мощности отдельных подразделений акчагыльского яруса и их временных аналогов. В принципе наблюдается довольно хорошая корреляция определенных изменений положения полюса как по характеру этих изменений, так и по их временной привязке. Показательно, что наиболее характерные особенности перемещения полюса проявляются на всех графиках, построенных по разному количеству точек с разным интервалом осреднения. (Несколько особняком стоят данные по Боядагу.)

Таким образом, анализ изменения положения полюса во время инверсии Гаусс—Матуяма, исследованной в разных обнажениях, различающихся по литологии, основным ферромагнитным минералам, тектонической обстановке и другим факторам, по нашему мнению, свидетельствует о том, что в основном нами получена действительно реальная картина изменения основных параметров поля во время инверсии, в значительной степени свободная от всякого рода вторичных влияний.

Отсутствие площадки отрицательных значений Φ по Боядагу можно было бы объяснить неправильным времененным масштабом в этом случае, т.е. соответствием интервала $E—Ж$ на Боядаге интервалу $Г—Д$ в других случаях (см. рис. 74), однако широтное распределение полюсов по Боядагу и другим местам исследования становится при этом практически несовместимым. В то же время именно в той части разреза, после которой, по нашей интерпретации, следовало ожидать наличие этой площадки, имеется явное свидетельство перерыва в осадконакоплении и размытия. По нашему мнению, именно с этой причиной и связано отмеченное несовпадение данных. В пользу этого предположения свидетельствует и характер изменения величины H_e , являющейся показателем изменения напряженности геомагнитного поля. Только в случае Боядага наблюдается заметное возрастание H_e , свидетельствующее о том, что на Боядаге исследован больший временной интервал, чем в других разрезах.

Таким образом, исходя из того, что при проведенных исследованиях нами получена близкая к реальной картина изменения поля во времени инверсии Гаусс—Матуяма в Западной Туркмении, можно выделить основные характеристики этого изменения, заключающиеся в следующем.

1. Инверсия поля начинается с уменьшения напряженности поля. В процессе уменьшения напряженности, но с запаздыванием во времени, увеличивается амплитуда перемещения полюса (интервал $A—Б$ на рис. 74, составляющий $1,0 \cdot 10^4$ лет).

2. На фоне колебания уже пониженной напряженности поля движения полюса становятся беспорядочными, амплитуда их возрастает, однако среднее положение палеомагнитного полюса тяготеет к Северному географическому (интервалы $Б—В$, составляющий $1,2 \cdot 10^4$ лет).

3. Перемещение полюса из северного полушария в южное — непосредственно

инверсия геомагнитного поля. Перемещение полюса также имеет свои характерные черты:

перемещение полюса происходит в основном в полосе долгот 90—180° в.д., в районе Индонезия—Австралия — западная часть Тихого океана. При этом вероятность нахождения переходного полюса в полосе долгот 120—160° составляет более 80%;

наблюдаются по крайней мере два "возврата" полюса из южного полушария в северное, только после третьего попадания в положение, близкое к южному полюсу, магнитный полюс "успокаивается";

можно отметить петлеобразный характер движения полюса, причем в ряде случаев явно отмечается движение полюса против часовой стрелки;

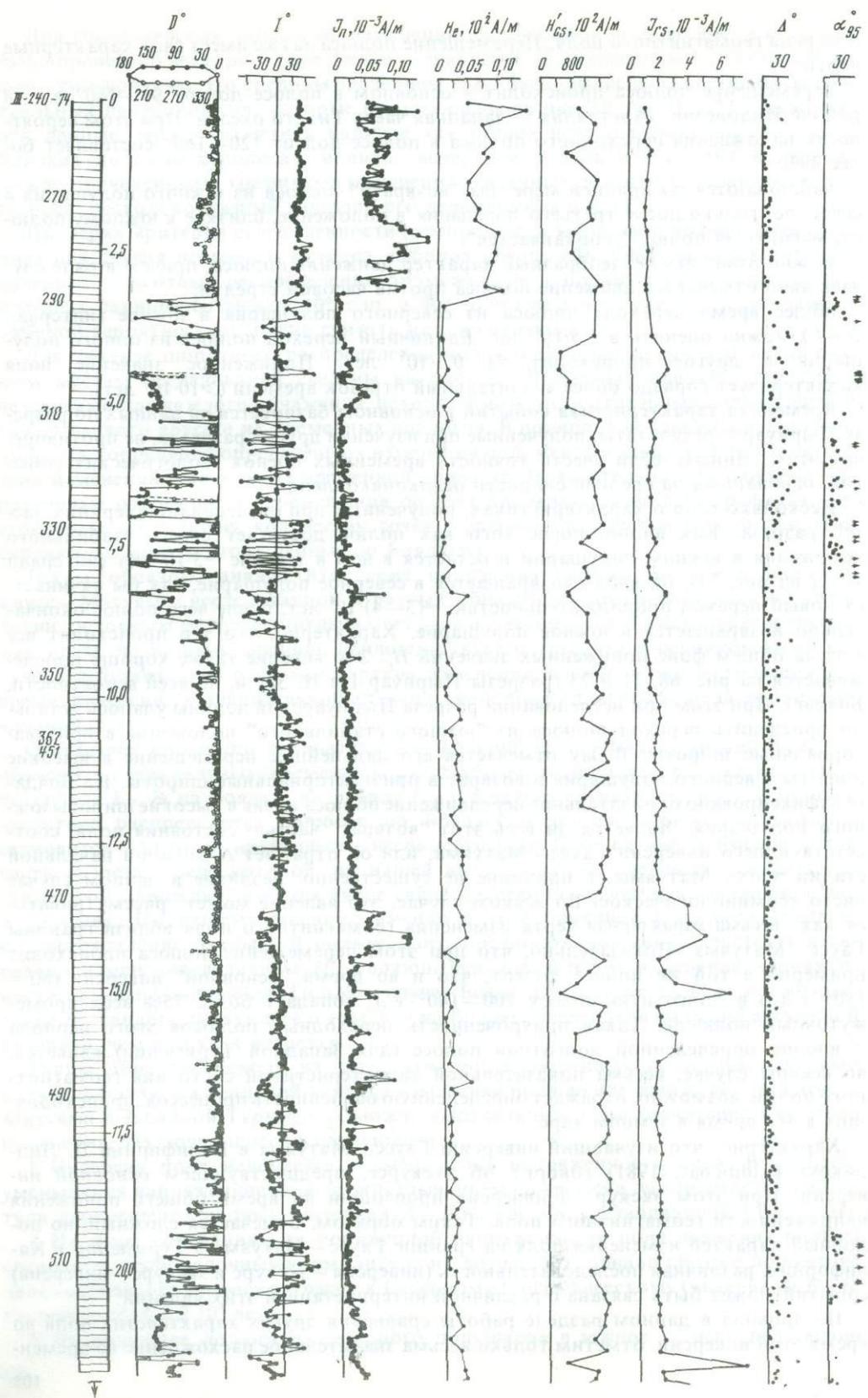
общее время перехода полюса из северного полушария в южное (интервал В—Г) можно оценить в $2,5 \cdot 10^4$ лет. Единичный переход полюса из одного полушария в другое происходит за $0,3 \cdot 10^4$ лет. Пониженное значение поля характеризует гораздо более значительный отрезок времени ($> 10 \cdot 10^4$ лет).

Временная характеристика событий в основном базируется на данных по разрезу Пырнуар I, результаты, полученные при изучении других разрезов, не противоречат этим данным, если учесть точность временных оценок геологических событий, основанных на средней скорости осадконакопления.

Несколько слов о характеристиках, полученных при исследовании верхних частей разреза. Как видно, после того как полюс достигает своего стабильного положения в южном полушарии и остается в нем в течение $\sim 3 \cdot 10^4$ лет (интервал Г—Д на рис. 74), он вновь возвращается в северное полушарие, как бы начинается новый переход продолжительностью $\sim (3—4) \cdot 10^4$ лет, после чего полюс окончательно возвращается в южное полушарие. Характерно, что это происходит все еще на общем фоне пониженных значений H_c . Это явление также хорошо прослеживается на рис. 68, 71 и 73 (разрезы Пырнуар I и II, Зау и, по всей вероятности, Боядаг). При этом при исследовании разреза Пырнуарской долины удалось детально проследить переход полюса из "южного стабильного" положения в приэкваториальные широты. В Зау отмечается его дальнейшее перемещение в высокие широты северного полушария и возврат в приэкваториальные широты. На Боядаге зафиксировано окончательное передвижение полюса вновь в высокие широты южного полушария. Является ли весь этот "возврат" частью состояния поля, соответствующего инверсии Гаусс—Матуяма, или он отражает N-эпизод в начальной стадии эпохи Матуямы, в принципе не существенно, различие в данном случае чисто терминологическое. Во всяком случае, это явление может рассматриваться как весьма характерная черта изменения геомагнитного поля вблизи границы Гаусс—Матуяма. Показательно, что при этом перемещение полюса происходит примерно в той же полосе долгот, что и во время "основной" инверсии (80—180° в.д.); в долготную полосу 100—140° в.д. попадает более 75% всех промежуточных полюсов. Такая приуроченность переходных полюсов этого периода к вполне определенной долготной полосе (для Западной Туркмении) является, во всяком случае, весьма показательной характеристикой состояния геомагнитного поля и, возможно, отражает определенную особенность процессов, происходивших в это время в земном ядре.

Характерно, что изучавший инверсию Гаусс—Матуяма в Калифорнии Д. Лиддикоут (Liddicoat, 1981) говорит об экскурсе, предшествующем основной инверсии. При этом экскурс и инверсия произошли во время общего понижения напряженности геомагнитного поля. Таким образом, отмечается сложный, но подобный характер изменения поля на границе Гаусс—Матуяма в Туркмении и Калифорнии, различная последовательность (инверсия—экскурс и экскурс—инверсия) событий может быть связана с различной интерпретацией этих явлений.

Не проводя в данном разделе работы сравнения других характеристик поля во время этой инверсии, отметим только весьма значительное расхождение во времен-



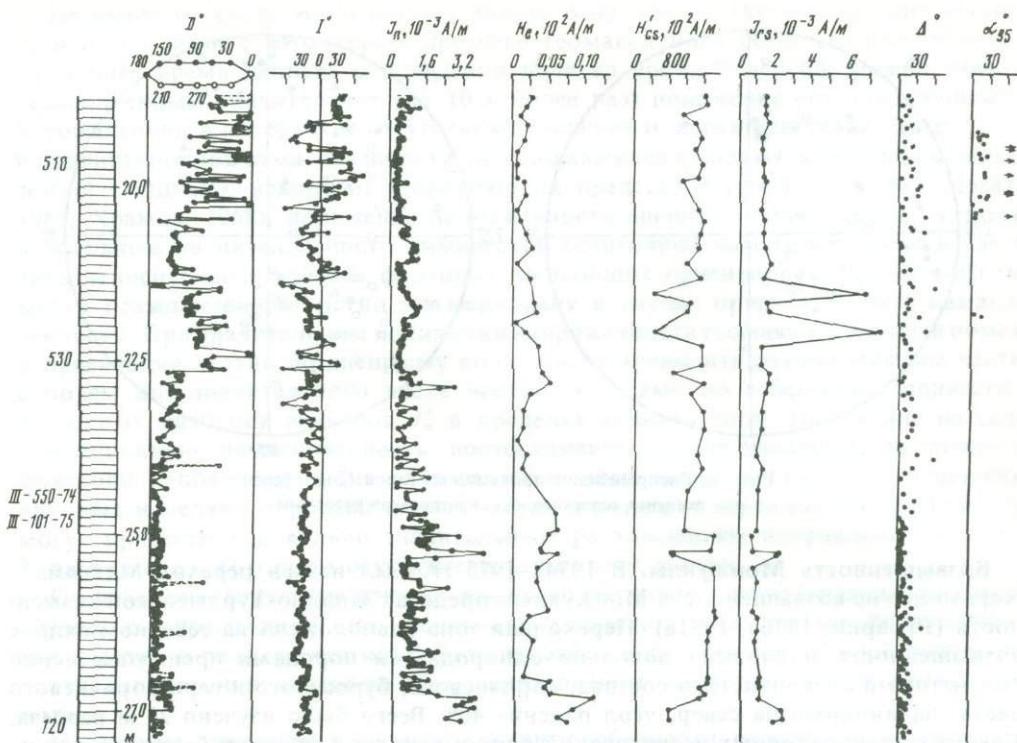


Рис. 75. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Матуяма—Харамильо в разрезе Монжуклы

ной оценке этого явления ($\leq 10 \cdot 10^4$ лет в Туркмении и $< 1 \cdot 10^4$ лет в Калифорнии по пониженной напряженности поля и $\sim 8,5 \cdot 10^4$ лет и $\sim 4 \cdot 10^3$ лет по изменению направления поля). Как видно, это различие очень велико — в 10—20 раз. При описании результатов, полученных при изучении разреза Пырнуар I, мы уже высказывали сомнение в правильности временных характеристик данной инверсии. Сказанное выше только подтверждает эти сомнения, свидетельствуя о возможности в ряде случаев весьма значительных ошибок во временных оценках, основанных на средней скорости осадконакопления того или иного разреза. Несомненно, истинная скорость осадконакопления за значительный временной интервал может колебаться в очень больших пределах даже для одной, как будто бы однородной по строению толщи горных пород. При этом имеется в виду, естественно, не только скорость отложения материала в бассейне, но и перерывы в осадконакоплении; неравномерно распределенные по времени, и различные по интенсивности размывы уже образовавшихся горных пород и т.д.

В связи с этим, учитывая тип горных пород, изучавшихся в Туркмении и Калифорнии, и сами временные характеристики, мы считаем, что временные оценки общей продолжительности инверсии Гаусс—Матуяма по данным, полученным в Калифорнии, ближе к истине, хотя, скорее всего, они несколько занижены.

Инверсия Матуяма—Харамильо. Поведение геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Харамильо в Западной Туркмении удалось изучить при исследовании двух переходных зон — на возвышенности Монжуклы и в Западном Копетдаге (\sim в 10 км западнее г. Кизыл-Арвата, в долине р. Аджидере). Привязка данных к магнитохронологической шкале была проведена в процессе магнитостратиграфических исследований (Гурарий, Дьяконова и др., 1977; Трубихин, 1977) и приведена на рис. 39.

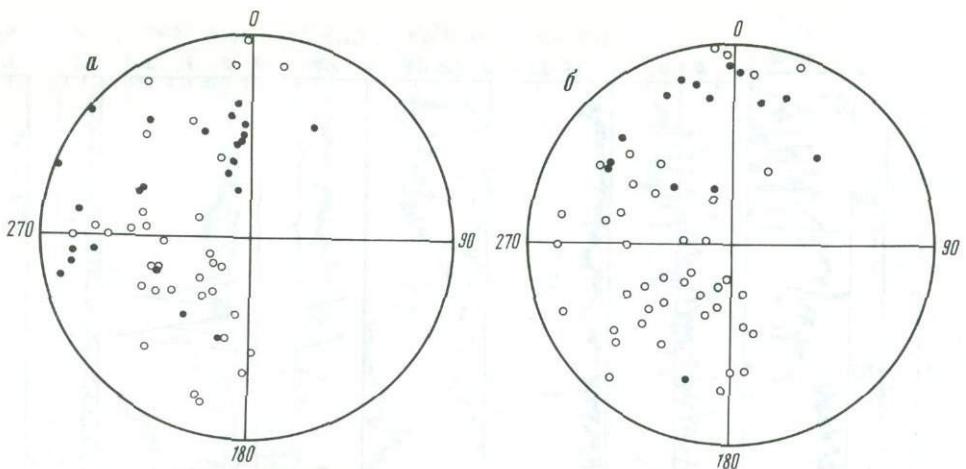


Рис. 76. Распределение проекции векторов J_n^0 на сфере
а — основная коллекция; б — контрольная коллекция

Возвышенность Монжуклы. В 1974—1975 гг. был изучен переход Матуяма—Харамильо на возвышенности Монжуклы в пределах Западно-Туркменской низменности (Гурарий, 1976в, 1981а). Переходная зона расположена на северном склоне возвышенности и сложена довольно однородными породами преимущественно глинистого и алевритистого состава, коричневого, буроватого и серо-коричневого цвета, падающими на север, угол падения 40° . Всего было изучено 23 м разреза. Комплекс лабораторных исследований ферромагнитной фракции был проведен на 120 образцах. В результате оказалось, что, несмотря на значительные колебания отдельных параметров (J_{rs} , H'_{cs} и т.д.), в общем распределение ферромагнитной фракции по разрезу довольно однородно, основной ферромагнитный минерал — гематит при наличии различного количества магнетита.

Наиболее эффективным методом выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности J_n оказался прогрев образцов в немагнитном пространстве при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 2—3 ч.

Характерной чертой распределения D и I по разрезу является наличие участков спокойного и возмущенного поведения векторов J_n^0 (рис. 75). Причем если первые характерны для интервалов прямой и обратной намагниченности и переходной зоны, то вторые отмечены только в пределах перехода. Для контроля в лаборатории из нераспиленных частей штуфов были приготовлены дополнительные образцы, в основном из частей разреза, характеризующихся резкими изменениями значений D и I . При этом оказалось, что некоторые значения D и I повторяются при изучении контрольной коллекции, в ряде случаев между значениями, полученными по основной и контрольной коллекциям, наблюдаются значительные (до 90°) расхождения. Эти расхождения в принципе свидетельствуют о том, что для ряда стратиграфических уровней мы не можем выделить направление стабильной J_n^0 и данные по ним должны быть исключены из дальнейшего рассмотрения. Однако анализ распределения проекций векторов J_n^0 основной и контрольной коллекций на сфере (рис. 76) заставляет воздержаться от подобного решения. Рассмотрение этих данных позволяет заключить, что проекции векторов J_n^0 располагаются вдали от круга перемагничивания и картины распределения в обоих случаях в общем подобны по месту расположения основной массы данных, по их густоте и т.д.

Другими словами, не выделяя точного направления векторов естественной остаточной намагниченности в конкретных слоях, мы как бы получаем общую характеристику распределения этих направлений для целых участков разреза.

Несомненно, сразу же возникает вопрос о причинах такого поведения вектора J_n^0 и о его связи с характером древнего геомагнитного поля. По имеющимся в настоящее время данным о поведении поля во время инверсий, можно считать установленным значительное (до 10 и более раз) понижение его напряженности. К сожалению, в литературе отсутствуют сведения о характеристиках химической и ориентационной намагниченности, образовавшихся в полях значительно меньших земного. Однако, исходя из теоретических представлений (Stacey, 1963; Нагата, 1965; Храмов, 1968), понижение напряженности внешнего поля должно оказаться в основном на интенсивности химической остаточной намагниченности и увеличить относительное влияние факторов, мешающих ориентировке магнитного момента осаждающихся частиц по меридиану в случае ориентационной намагниченности. При значительном понижении напряженности геомагнитного поля помехи в ориентации частиц по внешнему полю могут превысить взаимодействие частиц с полем для значительного числа частиц, что само по себе может привести к большому разбросу векторов J_n^0 в пределах единого слоя. Наложение на седиментационную намагниченность постседиментационной, зависимость точности фиксации направления поля обеими этими намагниченностями от соотношения крупных и мелких ферромагнитных частиц и размеров зерен вмещающей породы могут привести к довольно значительным расхождениям направлений векторов J_n^0 внутри слоя, которые могут изменяться от слоя к слою.

Однако ориентирующее влияние внешнего магнитного поля (начиная, во всяком случае, с определенной его величины, различной для разных ферромагнетиков и разного размера частиц) будет сказываться в преимущественной приуроченности направлений векторов J_n^0 к направлениям, свойственным геомагнитному полю.

По нашему мнению, отмеченные выше особенности распределения направлений J_n^0 в пределах "возмущенных" участков разреза можно объяснить ориентационной природой намагниченности изучаемых пород, возникшей в очень слабом магнитном поле. Несомненно, такой характер поведения (и изменения) направлений J_n^0 не позволяет выделять тонкие черты изменений направлений поля, а может характеризовать лишь наиболее общие, осредненные его особенности, основанные на осредненных как по латерали, так и по вертикали характеристиках направлений векторов J_n^0 .

Кроме того, необходимо отметить, что значительные расхождения направлений J_n^0 образцов основной и контрольной коллекций характерны только для участков "возмущенного" поведения направлений намагниченности. Для этих участков отмечаются значительные изменения направлений от слоя к слою. При таком характере поведения вектора J_n^0 даже незначительные рассогласования основной и контрольной коллекций по горизонтали и колебания в разрезах образцов уже сами по себе могут объяснить значительную часть отмеченных расхождений. Для проверки сходимости результатов в пределах единого стратиграфического уровня и величины изменения направлений вектора J_n^0 между соседними уровнями в лаборатории дополнительно были распилены оставшиеся части из интервалов разреза, характеризующихся "возмущенным" поведением векторов J_n^0 , так что каждый стратиграфический уровень в результате оказался представленным 3—8 образцами. Все эти образцы прошли совместную термоочистку. Анализ полученных данных позволил выделить определенное направление намагниченности для 63 стратиграфических уровней из 100 ($K > 3$). Эти результаты подтверждают полученную ранее общую картину изменения направлений J_n^0 : наличие промежуточных направлений, их приуроченность к определенному участку разреза, наличие резких изменений направлений намагниченности между соседними стратиграфическими уровнями, приуроченность в ряде случаев уровней, в которых не удалось выделить направления J_n^0 , к промежуткам между уровнями, направления J_n^0 в которых отличаются на значительную величину, наличие целых участков в разрезе (несколь-

ко стратиграфических уровней), в которых не удается выделить определенного направления J_n^0 , и т.д.

Как видно из рис. 75, разрез не совсем однороден по количеству ферромагнетика и его составу. В связи с этим была проведена проверка зависимости J_n^0 от величин J_{rs} и H'_{cs} ; оказалось, что никакой связи J_n^0 с J_{rs} и H'_{cs} не наблюдается. Нет никакой связи с этими параметрами J_n^0 образцов из прямой и обратной зон, переходной части разреза и образцов, направления J_n^0 которых расположены вблизи направления перемагничивания. Никакой разницы между этими подгруппами образцов не оказалось и при анализе зависимости J_{rs} (H'_{cs}). Все это позволяет предположить единую природу намагниченности у всех пород переходной зоны, а исходя из данных о форме зерен ферромагнитных минералов и характера поведения J_n^0 в едином слое и между слоями — считать, что изученные образцы, скорее всего, обладают ориентационной намагниченностью. Как подтверждение единой природы J_n^0 в породах переходной зоны можно рассматривать данные рис. 77, на котором изображена зависимость $J_n^0 (H_e)$ опять-таки для образцов, разделенных по указанному выше принципу. Обработка этих данных на проверку критерия гомогенности комплекта выборочных средних для случая неравного размера выборок (существенности) (Бернстейн, 1968) показала, что полученные зависимости с 95%-ной вероятностью могут считаться одинаковыми.

Для изучения изменения напряженности геомагнитного поля проводилось нормирование естественной остаточной намагниченности по остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и определение поля H_e (см. рис. 75). Из этих данных видно, что изменение направления поля происходит на фоне пониженной напряженности, понижение напряженности начинается до изменения направлений и завершает их. Однако в данном случае различие периодов пониженной напряженности поля и изменения его направления не столь существенно, как в других случаях, например при изучении инверсии Гаусс—Матуяма. Возможно, это связано с тем, что часть переходной зоны, в которой фиксируется изменение направлений во время перехода Матуяма—Харамильо, характеризуется большой мощностью (~20 м) и изученной части разреза недостаточно для выхода в нормальное по напряженности поле до и после инверсионных периодов. Специальный отбор образцов в 1979 г. из части разреза, в котором фиксируется событие Харамильо, примерно в 4 м выше начала отбора 1974 г., и определение для них величины поля H_e свидетельствует о том, что, во всяком случае, в этой части события напряженность поля существенно не увеличивалась. По-видимому, практическое совпадение интервалов изменения направления поля и его напряженности для инверсии Матуяма—Харамильо в Западной Туркмении является реальностью.

Судить об абсолютном изменении напряженности поля имеющиеся в нашем распоряжении данные не позволяют, изменение параметров, являющихся показателями относительных изменений, происходит в 10 и более раз.

Отмеченные выше участки "возмущенного" поведения вектора в разрезе Монжукли характеризуются наиболее низкими значениями поля H_e , что согласуется с нашим предположением о возможной причине расхождений данных по основной и контрольной коллекциям.

В принципе не исключена возможность того, что пониженные значения J_n^0 и H_e в образцах из возмущенных участков в основном отражают эффект суммирования в едином образце довольно больших, но разнонаправленных J_n^0 . Не отвергая полностью это предположение, следует все же заметить, что, по нашему мнению, против него свидетельствует следующее.

1. Довольно однородные величины J_n^0 и H_e в пределах этих участков. Трудно предположить, что скорость осадконакопления довольно значительных участков разреза (2–3 м) и степень изменчивости геомагнитного поля (по направлению) коррелировались бы между собой таким образом, чтобы в результате J_n^0 и H_e сохранились одинаковыми.

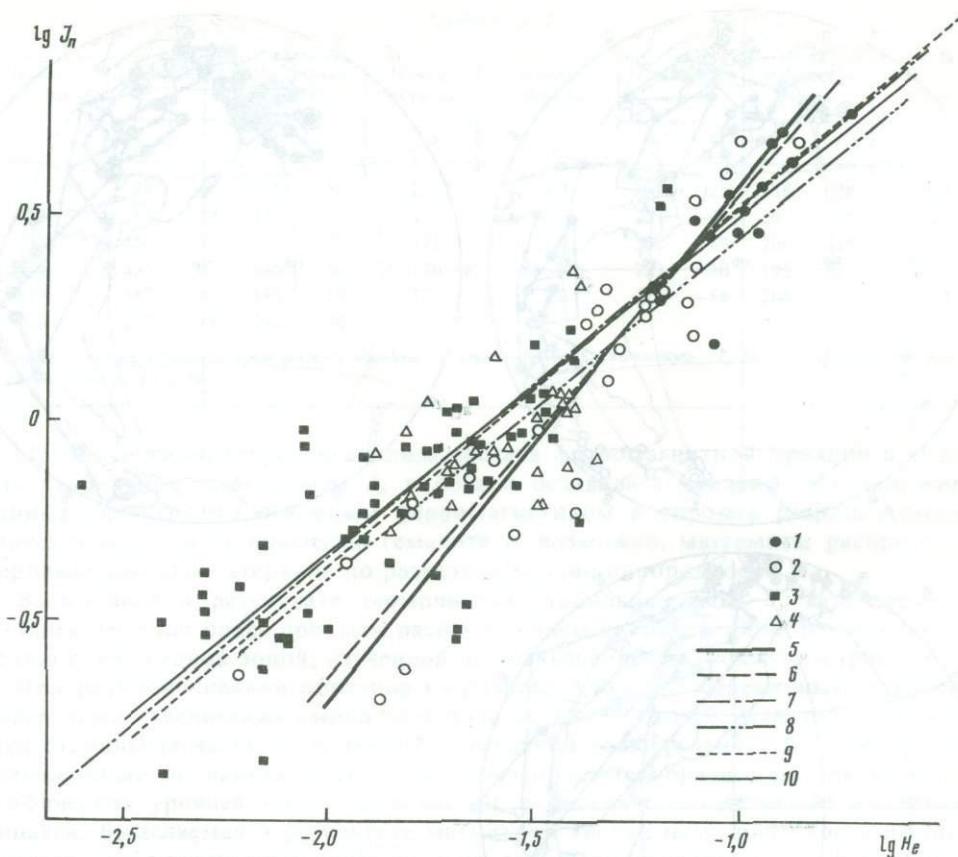


Рис. 77. Зависимость $\lg J_n^0(\lg H_e)$

1—4 — прямая, обратная, промежуточная (спокойные участки), промежуточная (возмущенные участки) J_n^0 ; 5—8 — средние линии для совокупностей 1, 2, 3, 4; 9, 10 — средние линии соответственно для совокупностей 1 и 2 и 1—4

2. Незначительные отличия J_n^0 и H_e этих участков от участков спокойного поведения вектора J_n^0 внутри перехода. Опять-таки очень странное совпадение.

3. Практическое постоянство J_n^0 и H_e при изменениях объема образца; в то же время изменение объема должно было приводить к изменениям нескомпенсированной части J_n^0 , т.е. к изменению ее величины, а следовательно, и величины H_e .

Так же маловероятно объяснение понижения J_n^0 и H_e в переходных образцах из спокойных участков только за счет большой амплитуды вековых вариаций направления поля. Против этого объяснения и близкие значения D и I в пределах этих участков, и уровень вековых вариаций, который необходимо допустить, чтобы без уменьшения поля произошло уменьшение J_n^0 в 10 и более раз.

Учитывая неоднозначность данных по возмущенным участкам, мы рассчитывали координаты виртуальных геомагнитных полюсов также по значениям D и I , осредненным по вертикали и горизонтали. Определение направлений J_n^0 проводилось по полному вектору с использованием ЭВМ по 3—15 соседним стратиграфическим уровням. Результаты этих вычислений для $n = 11$ представлены в виде последовательных положений ВГП (рис. 78). Видно, что перемещение ВГП имеет сложный характер, наблюдается целый ряд возвратов, петель и т.д., однако при этом представляется вполне очевидной явная приуроченность всех положений к вполне определенной области на поверхности земного шара: в пределах южного полушария это область Атлантического океана и восточная часть Южной Америки, в пределах северного полушария — опять-таки Атлантический океан и Северная Америка.

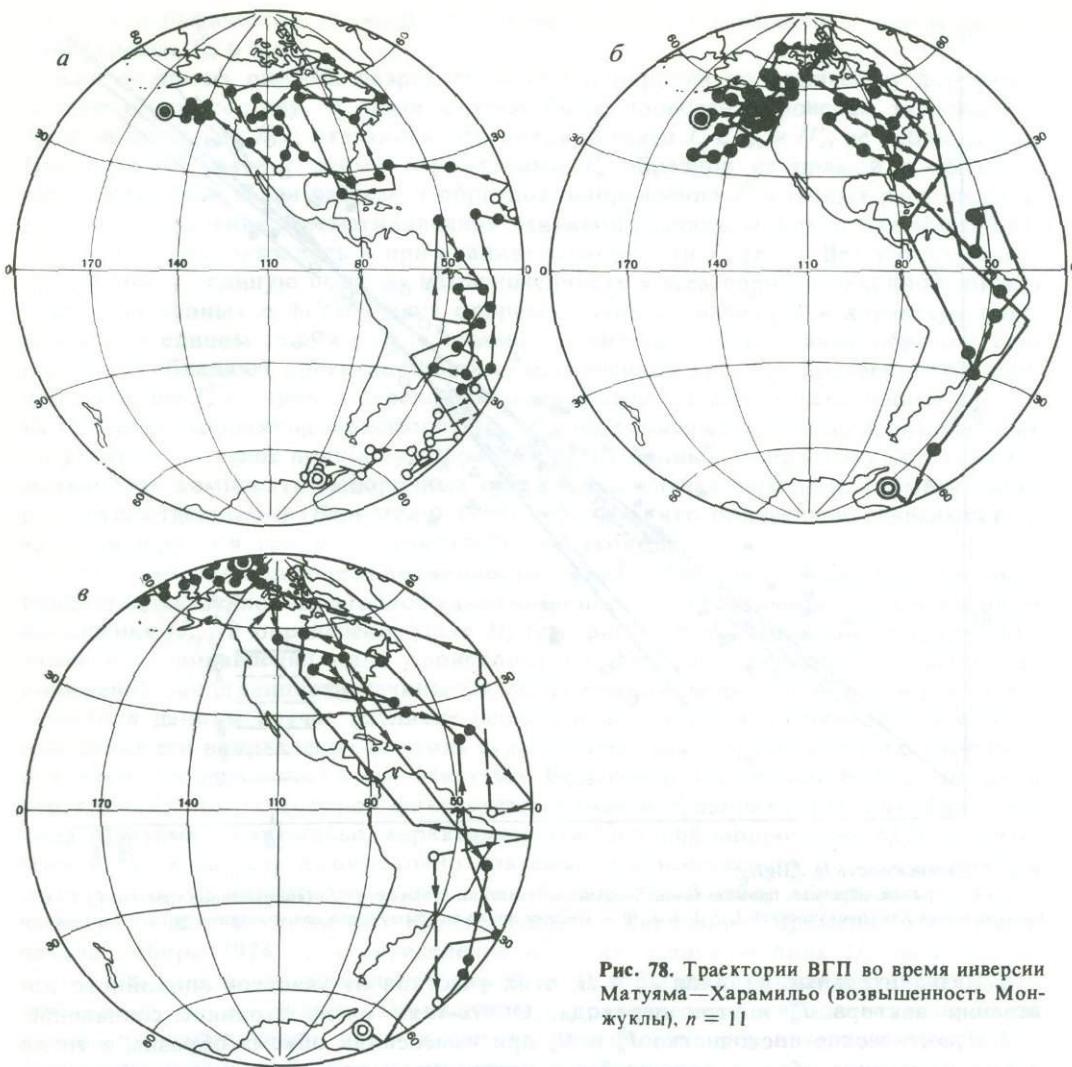


Рис. 78. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Харамильо (возвышенность Монжуклы), $n = 11$

Несомненно, проведенное осреднение по мощности (вертикали), позволяя выявлять наиболее общие черты перемещения ВГП, приводит к появлению ряда ложных его положений, явившихся именно результатом осреднения и, возможно, не являющихся отражениями поведения древнего геомагнитного поля.

Долина р. Аджидере. Для подтверждения реальности полученной картины изменения элементов геомагнитного поля в районе исследований во время инверсии Матуяма—Харамильо при изучении переходной зоны в разрезе возвышенности Монжуклы нами была изучена переходная зона, в которой зафиксирована та же инверсия, в северных предгорьях Западного Копетдага, в долине р. Аджидере (Гурарий, 1981). Расстояние между двумя разрезами 150 км. Разрез Аджидере представлен континентальными фациями (суглинки и глинистые супеси) аджидеринской свиты, падающими на юго-запад (угол падения 50°).

Методика отбора образцов та же. Всего изучено 8 м разреза, образцы представляют 266 стратиграфических уровней. Пропуски в отборе в основном связаны с пластом гравелитов и с редким отбором верхней песчанистой части разреза, отражающей стационарное поле события Харамильо.

Таблица 2

| Номер образца | Термоочистка | | Магнитная чистка | | Номер образца | Номер образца | Термоочистка | | Магнитная чистка | | Номер образца |
|---------------|--------------|----|------------------|----|---------------|---------------|--------------|-----|------------------|-----|---------------|
| | D | I | D | I | | | D | I | D | I | |
| 181—77* | 28 | 61 | 25 | 76 | 172—77 | 203 | 281 | 25 | 288 | 28 | 186Г |
| 183 | 4 | 44 | 351 | 38 | 172 | 216 | 251 | -38 | 242 | -25 | 210 |
| 184 | 350 | 25 | 5 | 39 | 173 | 219 | 200 | -39 | 206 | -19 | 212 |
| 189 | 336 | 47 | 346 | 58 | 176 | 86—78 | 223 | -30 | 196 | -24 | 216 |
| 190 | 347 | 48 | 335 | 52 | 177 | 88 | 228 | -54 | 204 | -56 | 219 |
| 201 | 274 | 18 | 262 | 30 | 186 | | | | | | |

* На одном уровне в таблице представлены образцы с совпадающими направлениями J_n . Номера образцов увеличиваются сверху вниз по разрезу.

Методика лабораторного анализа состава ферромагнитной фракции и выделения стабильной компоненты J_n в общем оставалась прежней. Из полученных данных следует, что основным ферромагнетиком в породах разреза Аджидере является магнетит с примесью гематита и, возможно, маггемита, распределение ферромагнитного материала по разрезу довольно однородное.

Выделенная в результате термоочистки стабильная часть J_n характеризуется в общем гораздо более простым распределением направлений по разрезу по сравнению с переходной зоной, изученной на возвышенности Монжукулы (рис. 79).

При размагничивании образцов из разреза Аджидере переменным магнитным полем после увеличения амплитуды поля до $(160-320) \cdot 10^2$ А/м и более выделяется стабильная часть естественной остаточной намагниченности, в ряде случаев совпадающая по направлению с намагниченностью образцов из тех же стратиграфических уровней после термоочистки, а иногда существенно от них отличающаяся. Выделяемая в результате магнитной чистки намагниченность по интенсивности либо равна намагниченности после термоочистки (редко), либо значительно меньше ее (в 2—5 раз).

Проведенный анализ распределения направлений векторов естественной остаточной намагниченности после указанных двух видов воздействия позволяет сделать следующие заключения.

1. Направления векторов J_{nh} с небольшими отклонениями дублируют направления векторов J_{nT} , но с запаздыванием по разрезу (табл. 2).

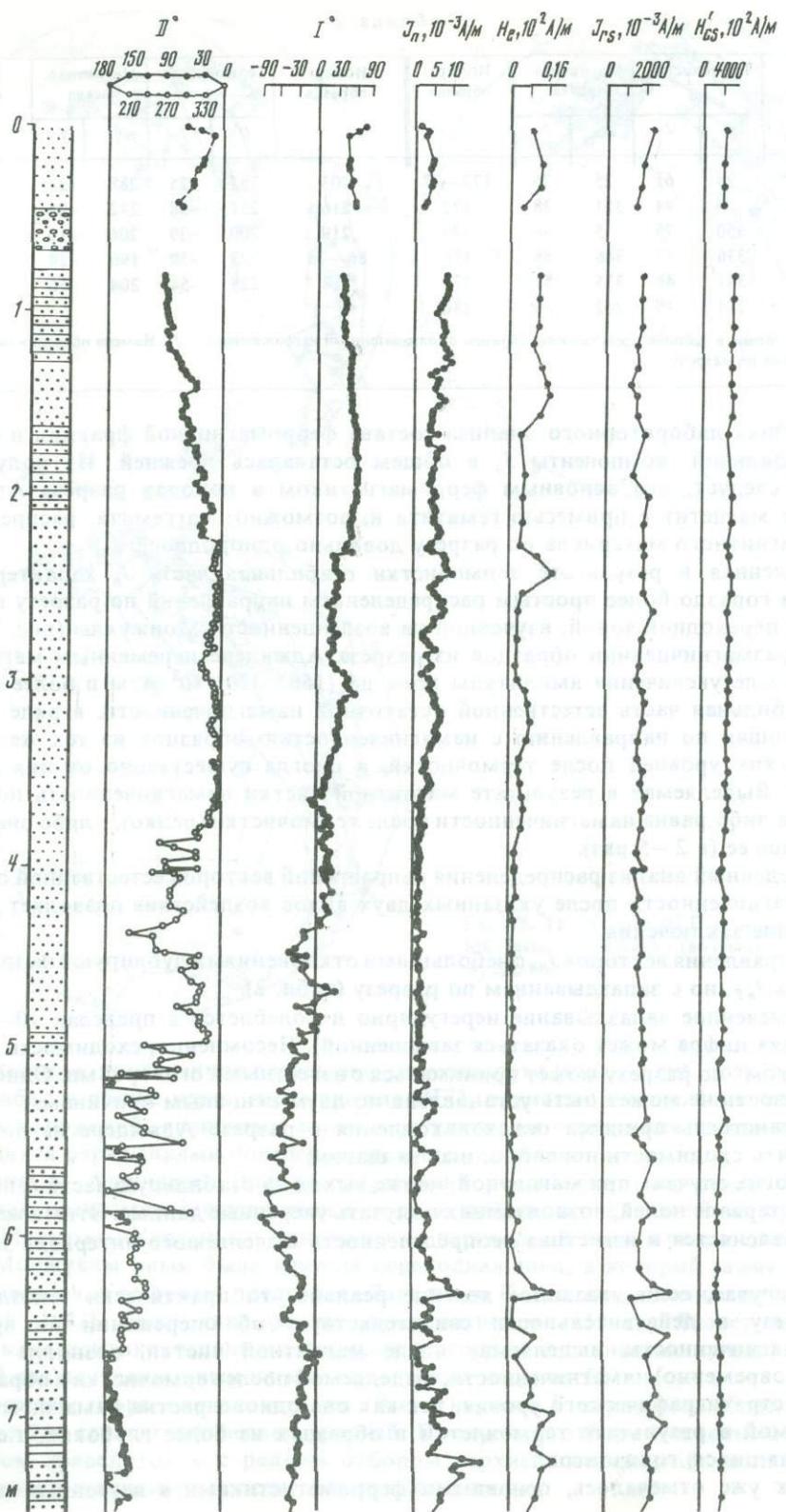
2. Отмеченное запаздывание нерегулярно и колеблется в пределах 10—100 см (последняя цифра может оказаться завышенной). Несомненно, сходимость данных "со сдвигом" по разрезу может приниматься с известными оговорками. Однозначно ее реальность не может быть установлена по двум основным причинам:

прерывистость процесса осадконакопления в разрезе Аджидере не позволяет проследить сходимость послойно, шаг за шагом;

во многих случаях при магнитной чистке выход на стабильную часть J_n не наступает в интервале полей, позволяющих получать уверенные данные. Этими же причинами объясняется и известная неопределенность выделяемого интервала запаздывания.

3. В случае, если указанное явление реально, то практически запаздывание по разрезу в действительности свидетельствует об опережении по времени, т.е. намагниченность, выделяемая после магнитной чистки, возникла раньше (или одновременно) намагниченности, выделяемой после термоочистки в образцах из того же стратиграфического уровня, так как она одновозрастна намагниченности, выделяемой в результате термоочистки в образцах из более глубоких, т.е. ранее образовавшихся, горизонтов.

4. Как уже отмечалось, основными ферромагнетиками в изученных породах



являются магнетит и гематит. В результате термоочистки выделяется намагниченность, связанная с обоими этими минералами и свободная от влияния вязкой компоненты. При чистке переменным магнитным полем выделяется намагниченность, носителем которой в основном является жесткий ферромагнетик — гематит. Несомненно, поля $(240-400) \cdot 10^2$ А/м недостаточны для полного разрушения части естественной остаточной намагниченности, связанной с магнетитом. В связи с этим правильнее говорить, что в результате T -чистки выделяется суммарная намагниченность магнетитовой и гематитовой фракций, а в результате h -чистки намагниченность магнетитовой части фракции значительно ослабляется. Показательно, что для нижней части разреза, характеризующейся пониженными значениями $H'_{cs} = 400 \cdot 10^2$ А/м, что свидетельствует об уменьшении содержания гематита, подобное явление не наблюдается, т.е. в результате обоих видов чистки выделяется одна и та же компонента. Таким образом, в части разреза намагниченность, связанная с гематитом, опережает по времени намагниченность, носителем которой является магнетит.

5. В принципе в осадочных породах, слагающих разрез Аджидере, подобная картина может иметь место только в случае химического происхождения магнетита и химической или обломочной природы гематита (вернее, их намагниченностей) или в случае обломочной природы обоих минералов и седиментационного происхождения намагниченности гематита и постседиментационного — магнетита.

6. Ни условия осадкообразования, ни процесс литогенеза и последующего существования изученных пород, ни данные о форме зерен и т.д. не позволяют предположить химическую природу основного ферромагнетика — магнетита. В связи с этим остается предположить, что естественная остаточная намагниченность изученных отложений имеет ориентационное происхождение и состоит из двух компонент — седиментационной (гематит) и постседиментационной (магнетит).

Подобное происхождение намагниченности при наличии двух таких разных ферромагнетиков, как магнетит и гематит, легко представить, если учесть различие их как по магнитности, так и по присущей им форме зерен. Более крупные и менее изометричные зерна гематита гораздо труднее поддаются последующей ориентации, чем мелкие изометричные зерна магнетита, обладающие гораздо большей свободой и большей энергией взаимодействия с магнитным полем. Незначительная в общем величина намагниченности, носителем которой является гематит, по сравнению с полной древней естественной остаточной намагниченностью и трудности в выделении древней части J_n в разрезе Аджидере при h -чистке позволяют в качестве основного метода выделения последней выбрать термоочистку, различие окончательных результатов не существенно. Рассчитанные по этим данным положения ВГП приведены на рис. 80.

Сопоставление данных. Как видно из сравнения результатов, представленных на рис. 77 и 80, в обоих случаях, особенно если иметь в виду общий характер, получена очень похожая картина. Более того, данные по разрезу Аджидере подтверждают реальность даже тех палеополюсов (по результатам исследования разреза Монжукли), которые ранее считались сомнительными из-за близости к современному магнитному полюсу с учетом залегания пород. Такая сходимость результатов, полученных при изучении двух удаленных толщ пород, сложенных разнофациальными образованиями (морские и континентальные отложения), относящихся к различным тектоническим структурам (Западно-Туркменская низменность и хребет Копетдаг), с различными основными ферромагнетиками (гематит и магнетит) и по-разному залегающих ($Az. 10^\circ, \angle 40^\circ$ и $Az. 225^\circ, \angle 50^\circ$), по нашему мнению, является веским доводом в пользу того, что при изучении

Рис. 79. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Матуяма—Харамильо (разрез Аджидере)

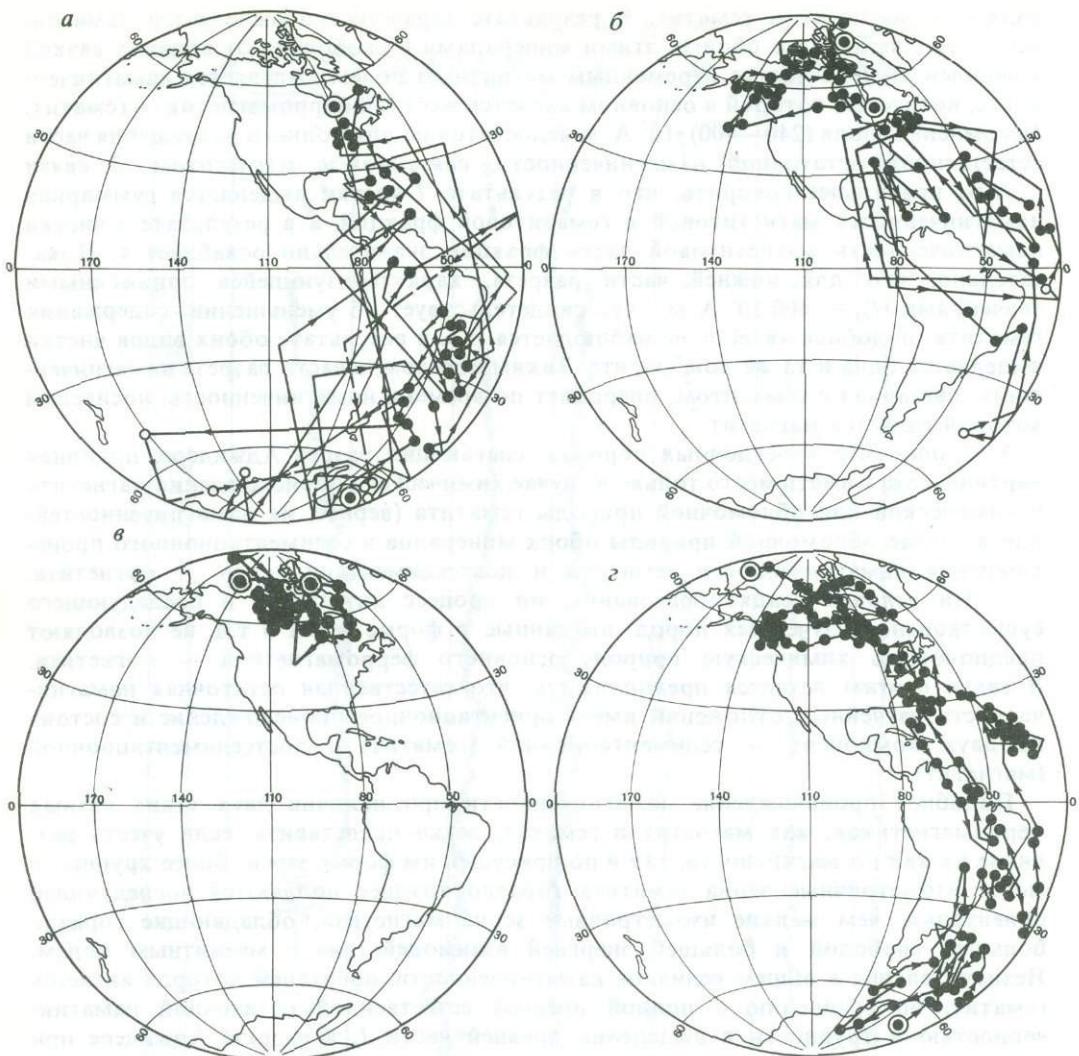


Рис. 80. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Харамильо (разрез Аджидере)
а — в — $n = 1$; г — $n = 3$

этих разрезов установлена близкая к реальной картина изменения геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Харамильо в Западной Туркмении.

При изучении переходной зоны Гаусс—Матуяма в разрезе Пырнуарской долины сопоставление данных по величинам J_n^0 и H_e "магнетитовых" и "гематитовых" слоев рассматривалось нами как свидетельство в пользу ориентационной природы J_n^e (Гурарий, 1973).

Та же закономерность наблюдается при сравнении данных по Монжуклы (основной ферромагнетик — гематит) и Аджидере (основной ферромагнетик — магнетит). Однако в данном случае мы имеем дело с разными типами пород, отлагавшихся в различных условиях, поэтому указанная закономерность может рассматриваться лишь в качестве косвенного, дополнительного свидетельства в пользу ориентационного происхождения J_n^0 к другим данным, приведенным ранее.

Ранее отмечалось сходство картины перемещения виртуальных палеомагнит-

ных полюсов во время инверсии Матуяма—Харамильо, полученной при изучении двух переходных зон. Однако наряду со сходством имеется и ряд отличий, которые в основном заключаются в следующем:

Значительная разница в мощности переходной зоны (~ 20 м и ~ 3 м), выделяемой по поведению вектора J_n^0 . Это отличие приводит к тому, что похожая картина перемещения полюсов получается при осреднении данных по Монжукулы по 11 стратиграфическим уровням и использовании в качестве окончательных результатов данных по каждому стратиграфическому уровню в разрезе Аджидере. Во временном же масштабе, исходя из мощности зон Матуямы и Харамильо в этих разрезах и их продолжительности, это выражается как $1,5 \cdot 10^4$ и $1 \cdot 10^4$ лет.

Более сложная переходная зона в разрезе Монжукулы, чем в разрезе Аджидере. Последнее можно объяснить либо общим сокращением мощности, либо выпадением целых частей разреза Аджидере. По данным разреза Аджидере отмечается значительная по амплитуде вариация направления, хорошо выраженная в изменении склонения на завершающей стадии инверсии. По продолжительности эта вариация сопоставима с продолжительностью перехода. Подобное изменение склонения нами отмечено и в образцах разреза Монжукулы, однако мощность пород, в которых оно фиксируется в последнем, гораздо меньше мощности пород, отличающих непосредственно переход. То же относится и к амплитуде вариации. Сама по себе отмеченная вариация является дополнительным критерием сходимости результатов по двум удаленным разнофациальным разрезам и, возможно, характеризует поведение геомагнитного поля непосредственно после инверсии Матуяма—Харамильо. Отмеченное же различие по времени (мощности пород) и амплитуде вполне может быть связано с неравномерностью скорости осадконакопления.

Таким образом, при изучении одновозрастных переходных зон на границе Матуяма—Харамильо в двух разрезах, находящихся на расстоянии 150 км, сложенных различными типами пород с различными ферромагнитными минералами и по-разному залегающими, выявлены похожие характеристики, что свидетельствует о реальности полученной картины изменения поля во время инверсии Матуяма—Харамильо для Западной Туркмении, которая заключается в следующем.

1. Геомагнитное поле во время инверсии Матуяма—Харамильо характеризуется значительным понижением напряженности (по относительным оценкам, в 10 и более раз).

2. Инверсия начинается с понижения напряженности. На фоне пониженного поля происходит изменение направления поля. Завершается инверсия восстановлением нормальной напряженности.

3. Перемещение виртуальных геомагнитных полюсов во время инверсии происходит в основном в пределах западного полушария, в районе Атлантического океана и континента Америка.

4. Перемещение носит неупорядоченный характер, отмечаются "возвраты", "петли", "сгущения" и т.д.

5. Время, в течение которого происходит инверсия, можно оценить в $(1-1,5) \cdot 10^4$ лет.

6. Характер изменения D и I имеет вид колебаний периодического характера с периодом $\sim 1 \cdot 10^4$ лет (разрез Аджидере). При этом изменение знака поля выглядит как результат одного из таких колебаний.

Инверсия Харамильо—Матуяма. Граница палеомагнитных зон Харамильо и Матуямы в Западной Туркмении изучалась в Западном Копетдаге, у колодца Куйджик, в 1976 г. в разрезе терригенных отложений аджидеринской свиты. Разрез сложен полого залегающими (угол падения 10° , азимут линии падения 250°) плохо сортированными глинами, алевролитами и песками различных оттенков серо-коричневато-бурового цвета. Образцы были отобраны из 5,8 м разреза и представляют 210 стратиграфических уровней. Как в детально изученной, так и в прилегающих частях разреза имеется большое количество признаков

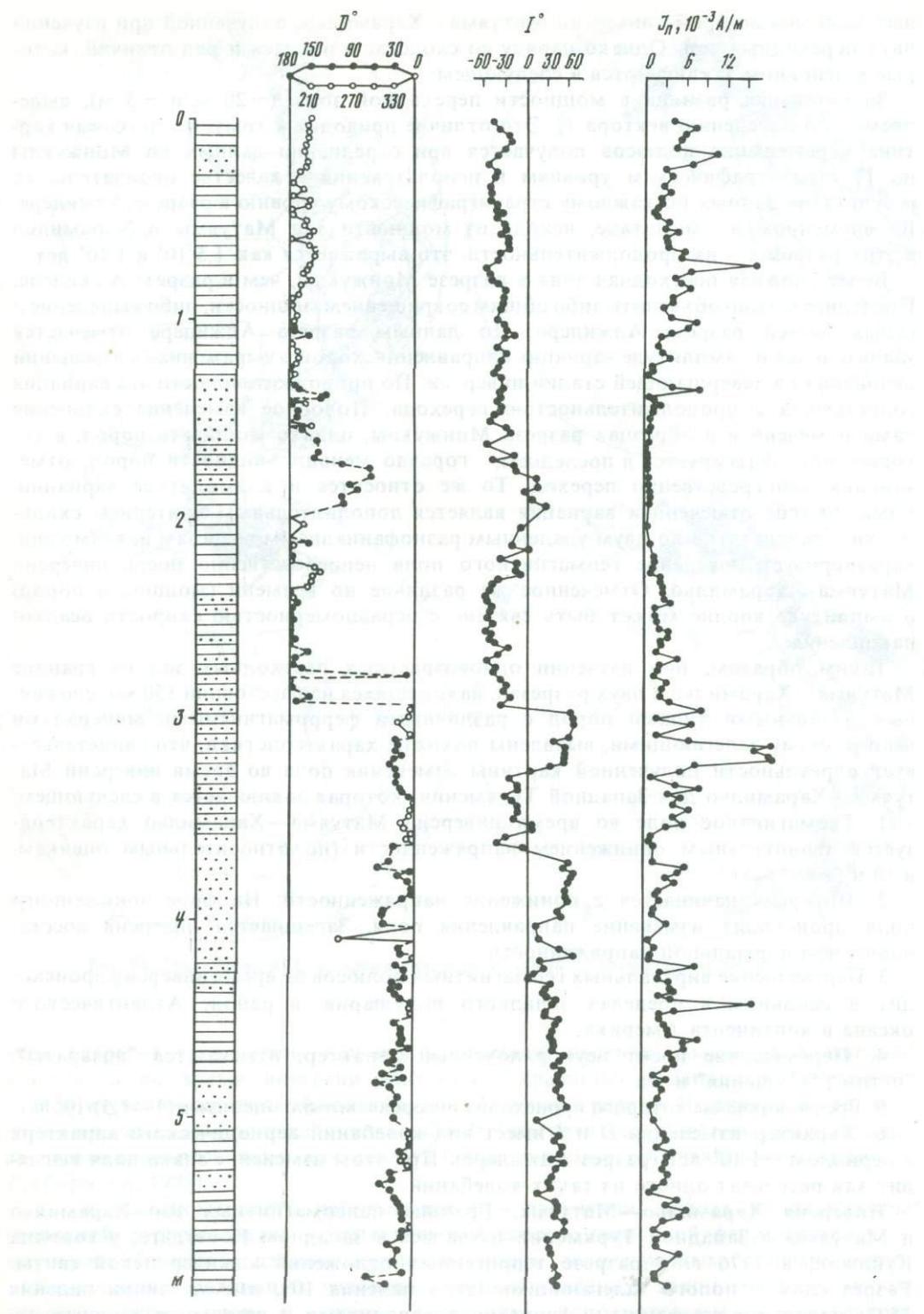


Рис. 81. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Харамильо—Матымы (разрез Куйджик)

Geological log and magnetic characteristics of the Xaramильо-Matyma transition zone (Kuydjik section)

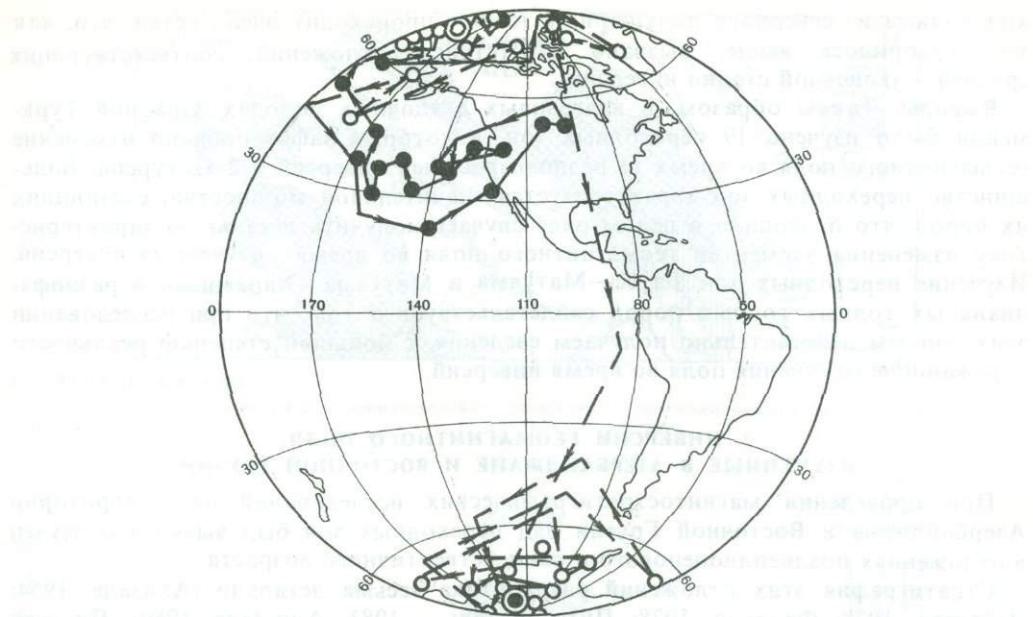


Рис. 82. Траектория ВГП во время инверсии Харамилю—Матуяма (разрез Куйджик), $n = 1$

перерывов в осадконакоплении — неровные, с карманами границы различных литологических разностей, в связи с чем образцы из этой переходной зоны изучались по сокращенной методике.

Магнитоминералогические исследования, проведенные на единичных образцах, свидетельствуют о том, что состав ферромагнитной фракции типичен для отложений аджидеринской свиты, основной ферромагнетик — магнетит, в породах присутствует также гематит. Породы обладают довольно стабильной к лабораторным воздействиям естественной остаточной намагниченностью, двухнедельная лабораторная вязкая компонента менее 10% J_n^0 , результат воздействия на J_n^0 переменным магнитным полем до $(420—560) \cdot 10^2$ А/м и температурой ($T = 220^\circ\text{C}$, $t = 3$ ч) идентичен. Наибольшие изменения направлений J_n в результате чистки происходят в центральной части изученного разреза, фиксирующей изменение геомагнитного поля во время инверсии.

Изменение магнитных характеристик по разрезу приведено на рис. 81.

Из рисунка видно: изменение направления J_n^0 от прямой намагниченности зоны Харамилю к обратной намагниченности зоны Матуямы фиксируется в однометровой части разреза; непосредственное окончательное изменение прямой намагниченности на обратную происходит очень резко, практически фиксируется двумя соседними стратиграфическими уровнями, разделенными 1,6 см рыхлого песка, по-видимому, отражающими перерыв в осадконакоплении.

С учетом мощности зоны Харамилю в разрезе (~20 м) и продолжительности соответствующего события по А. Коксу (~60 тыс. лет), продолжительность инверсии составляет 3 тыс. лет. Эта цифра, исходя из отмеченного выше перерыва в осадконакоплении, явно занижена. Величина J_n^0 в разрезе не может рассматриваться в качестве индикатора напряженности геомагнитного поля, о чем свидетельствуют значительные (до 2 раз) колебания магнитной восприимчивости.

На рис. 82 показано положение ВГП во время инверсии. Видно, что в начальной стадии ВГП располагались в основном в северной части Тихого океана, образуя довольно правильную четкую петлю с движением против часовой стрелки; полюса, описывающие эту петлю, соответствуют времени не более 2 тыс. лет. Пере-

ход полюса из северного полушария в южное происходит очень резко, что, как уже говорилось выше, вызвано отсутствием отложений, соответствующих средней — конечной стадии инверсии.

Выводы. Таким образом, в неогеновых осадочных породах Западной Туркмении было изучено 19 переходных зон, в которых зафиксировано изменение геомагнитного поля во время 11 разновозрастных инверсий и 2 экскурсов. Большинство переходных зон характеризуется значительной мощностью слагающих их пород, что позволило в целом ряде случаев получить детальную характеристику изменения элементов геомагнитного поля во время изученных инверсий. Изучение переходных зон Гаусс—Матуяма и Матуяма—Харамильо в разнофацальных толщах горных пород свидетельствует о том, что при исследовании этих зон мы действительно получаем сведения, с большой степенью реальности отражающие изменения поля во время инверсий.

2. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ И ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

При проведении магнитостратиграфических исследований на территории Азербайджана и Восточной Грузии ряд переходных зон был выявлен и изучен в отложениях позднеплиоценового и раннечетвертичного возраста.

Стратиграфия этих отложений разработана весьма детально (Ализаде, 1954; Лебедева, 1978; Федоров, 1978; Путеводитель..., 1981; Али-Заде, 1960). По всей вероятности, к позднеплиоценовым отложениям следует относить верхнюю часть продуктивной толщи (балаханская серия), сложенную континентальными суглинками, супесями, глинами и алевролитами с большим количеством прослоев гравелитов и конгломератов. Фауна в этих отложениях отсутствует, и позднеплиоценовый их возраст может быть обоснован в основном палеомагнитными данными. Мощность этих образований — первые сотни метров. На них, часто с несогласием, залегают морские глины, пески, алевролиты и известняки, голубоватые, буровато-зеленые, серые, с прослойками вулканических пеплов и многочисленными остатками типично акчагыльской фауны моллюсков и млекопитающих. Мощность акчагыльских отложений составляет 100—850 м.

Апшеронские морские отложения практически везде перекрывают акчагыльские породы и представлены глинами, алевролитами, песчаниками и известняками в основном бурых оттенков. Мощность отложений апшеронского возраста достигает 1300 м.

Нижнеплейстоценовые отложения, интересующие нас в этой работе, представлены тюркянскими и нижнебакинскими слоями и отделяются от апшеронских региональным перерывом.

Тюркянские слои имеют ограниченное распространение; они представлены пестроцветными глинами, алевролитами, песками и гравелитами; мощность 19—300 м.

Нижнебакинские отложения перекрывают тюркянские слои, но чаще залегают непосредственно на породах позднеапшеронского возраста. Эти отложения сложены серыми глинами с прослойками алевролитов и песков. Мощность их достигает 250—300 м.

На рис. 83, 84 приведено расположение изученных разрезов, их привязка к магнитохронологической шкале (Гуарий, Трубихин, 1976, 1981; Гуарий, Ибадов и др., 1976) и указаны изученные зоны перехода.

Инверсия Гаусс—Каена. Переходная зона на границе эпохи Гаусса и эпизода Каены была выявлена в Восточном Азербайджане, в долине Джейранкечмеза, в отложениях продуктивной свиты во время магнитостратиграфических исследований 1974 г. Привязка палеомагнитных зон к магнитохронологической шкале А. Кокса (Сох, 1969) приведена ранее. Детальное изучение части разреза, со-



Рис. 83. Обзорная карта

1 — четвертичные отложения; 2 — миоплиоценовые отложения; 3 — домиоценовые отложения; 4 — расположение разрезов

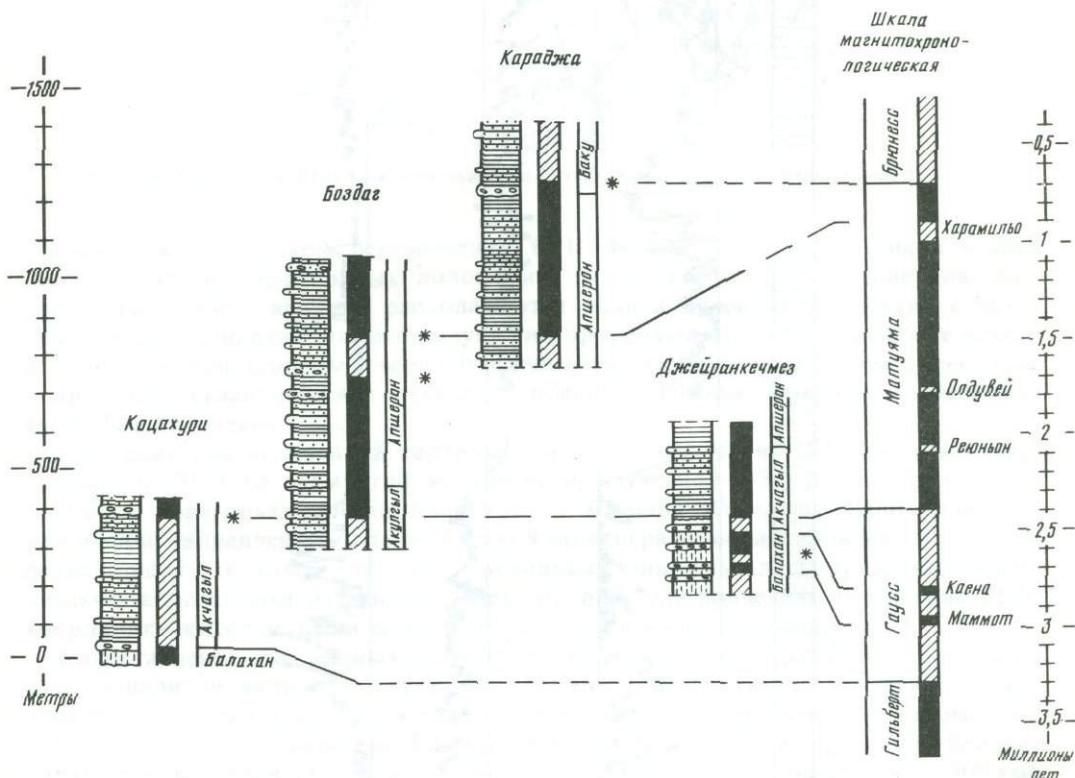


Рис. 84. Палеомагнитная характеристика изученных разрезов верхнеплиоценовых отложений

держащей эту границу, было проведено в 1975 г. Образцы были отобраны с 210 стратиграфических уровняй (5,7 м разреза). Изученная часть разреза содержит желтоватые, коричневатые глины, алевролиты и пески различной зернистости. В центре отбора — два прослоя гравелитов мощностью 30 и 15 см. Породы залегают моноклинально, угол падения 65°, азимут падения 205°.

В качестве основного метода выделения стабильной части J_n использовался прогрев образцов в немагнитном пространстве при $T = 220^\circ\text{C}$ в течение 3 ч. Повышение температуры прогрева до $T = 300^\circ\text{C}$ на направлениях вектора J_n практически не сказывается.

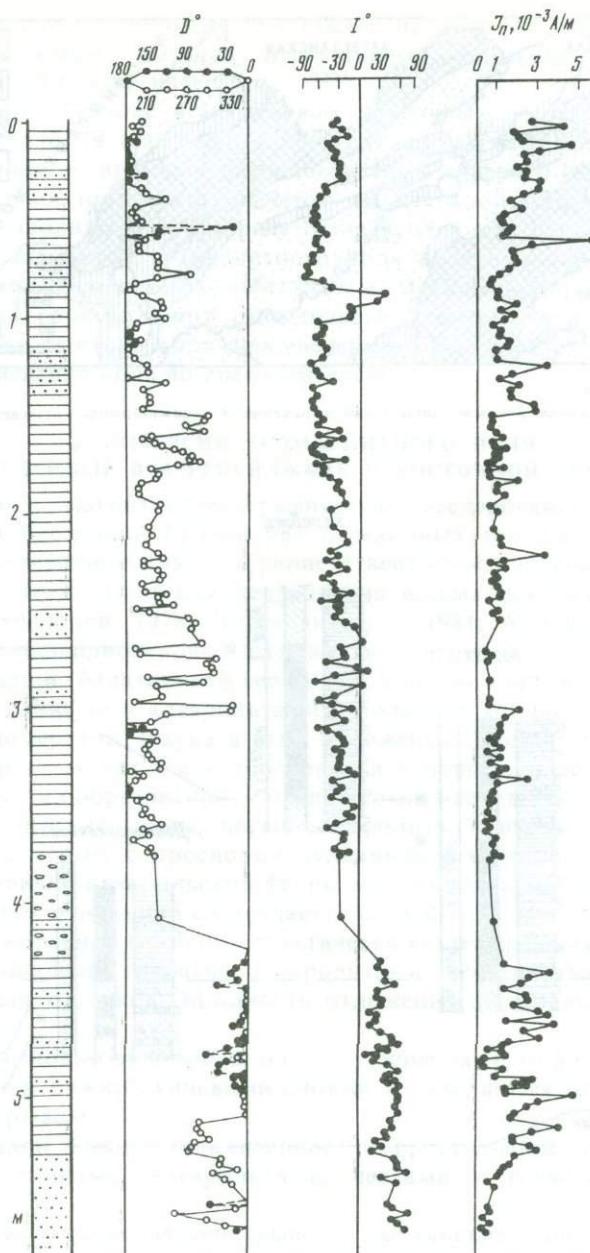


Рис. 85. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусс—Каена (разрез Джейранкечmez)

Изменение характеристик намагниченности по разрезу приведено на рис. 85. Самые низы изученной части разреза (~80 см) намагниченны прямо, верхние 40—45 см намагниченны обратно, образцы из остальной толщи обладают естественной остаточной намагниченностью промежуточного направления. Резкое изменение направления J_n^0 с северных на южные румбы происходит в части разреза, сложенной двумя сближенными слоями гравелитов, так что выявленная картина изменения направления вектора J_n^0 в разрезе переходной зоны, скорее всего, неполная.

Неполнота полученных данных об изменениях направлений поля, очевидно,

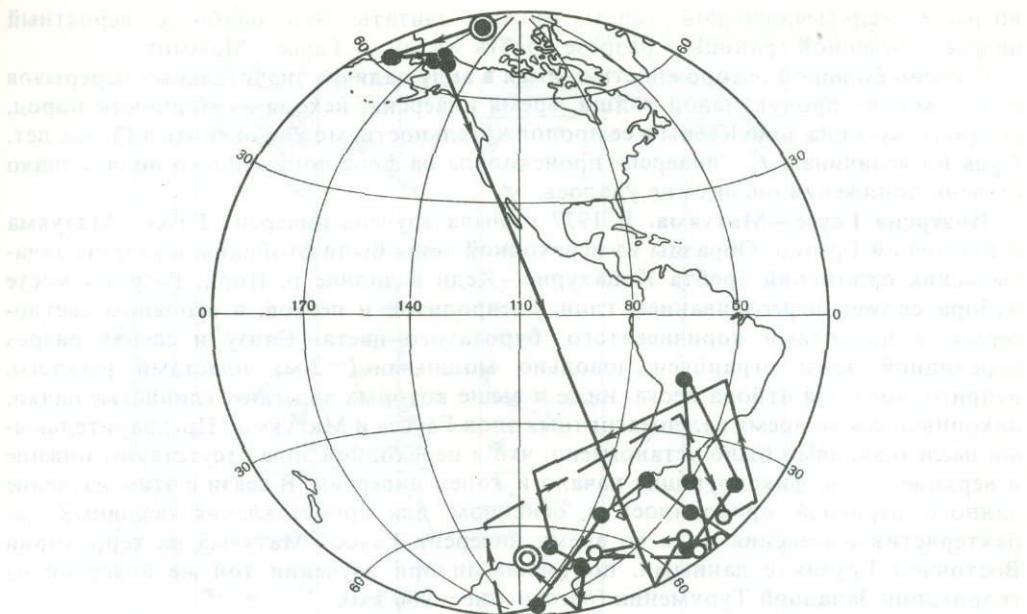


Рис. 86. Траектория ВГП во время инверсии Гаусс—Каена (разрез Джейранкечmez), $n=9$

сказывается и в резком перемещении ВГП из северного полушария в южное (рис. 86) без промежуточных положений, после чего ВГП в течение довольно продолжительного времени располагаются вблизи нулевого меридиана в высоких—средних широтах южного полушария, временами перемещаясь в более низкие и даже в средние широты северного полушария. Все эти перемещения происходят в пределах Атлантического океана, континента Южная Америка и восточной части Тихого океана.

Для сравнения полученной картины изменения положений ВГП с изменениями положений ВГП во время той же инверсии, изученной в Западной Туркмении в западных предгорьях хребта Кюрендаг, у колодца Юлмакуи, было проведено осреднение направлений J_n^0 по соседним 9 стратиграфическим уровням. Это осреднение привело к тому, что обе переходные зоны оказались представленными близким количеством изученных точек. На рис. 86, *e* приведены положения ВГП, координаты которых были вычислены по осредненным значениям D и I .

Сопоставление этих данных с данными рис. 60, во всяком случае, не свидетельствует о наличии явных противоречий. Можно предположить, что при изучении этих переходных зон нами действительно выявлена картина изменения геомагнитного поля во время инверсии Гаусс—Каена и что изменения эти носили близкий характер в Западной Туркмении и Восточном Азербайджане (расстояние ~ 500 км). Однако ни в одном месте выявленные характеристики не могут претендовать на то, чтобы считаться хотя бы в значительной степени полными (малая скорость осадконакопления в разрезе Юлмакуи и наличие несомненных перерывов в разрезе Джейранкечmez).

В то же время сопоставление этих согласующихся между собой по области расположения основного количества переходных ВГП данных с результатами, полученными при изучении переходной зоны в разрезе хребта Халац в Гяурском Копетдаге (см. рис. 63), подтверждает сделанное ранее предположение о том, что в хребте Халац нами была изучена инверсия, имеющая другой возраст.

Исходя из палеомагнитной характеристики и геологических данных о возможном

возрасте кельтычинарской свиты, можно считать, что наиболее вероятный возраст изученной границы в разрезе хребта Халац — Гаусс—Маммот.

С очень большой осторожностью, имея в виду наличие значительных перерывов в отложениях продуктивной толщи, время инверсии, исходя из мощности пород, соответствующих зоне Каены и ее продолжительности, можно оценить в 15 тыс. лет. Судя по величинам J_n^0 , инверсия происходила на фоне пониженного поля, однако степень понижения оценить не удалось.

Инверсия Гаусс—Матуяма. В 1977 г. была изучена инверсия Гаусс—Матуяма в Восточной Грузии. Образцы из переходной зоны были отобраны в разрезе акчагыльских отложений хребта Коцахурис—Кеди в долине р. Иори. Разрез в месте отбора сложен переслаиванием глин, алевролитов и песков, в основном светло-серых, с прослойками коричневатого, буроватого цвета. Снизу и сверху разрез переходной зоны ограничен довольно мощными (~2 м) пластами рыхлого, непригодного для отбора песка, ниже и выше которых залегают глинистые пачки, накопившиеся во время палеомагнитных эпох Гаусса и Матуямы. Предварительными исследованиями было установлено, что в переходной зоне отсутствуют нижние и верхние части, фиксирующие начало и конец инверсии. В связи с этим изучение данного перехода проводилось в основном для сопоставления основных характеристик изменения поля во время инверсии Гаусс—Матуяма на территории Восточной Грузии с данными, полученными при изучении той же инверсии на территории Западной Туркмении (расстояние ~900 км).

Такая задача обусловила и методику отбора образцов; отдельные штуфы $M=5-20$ см с интервалом отбора в зависимости от характера разреза от 5 до 60 см. Всего изучено 18 м разреза, палеомагнитные образцы представляют 165 стратиграфических уровней.

Ферромагнитная фракция по разрезу меняется как по составу, так и по количеству (рис. 87), однако во всех случаях отмечается наличие магнетита и гематита. Связь направления вектора J_n^0 с составом ферромагнитной фракции и цветом пород не отмечено.

Изучение поведения вектора J_n при воздействии переменным магнитным полем и температуры выявило большую эффективность термоочистки для выделения части естественной остаточной намагниченности, связанной с древним геомагнитным полем.

Основная чистка J_n происходит до $T=220^\circ\text{C}$, дальнейшее увеличение температуры сказывается на направлениях векторов J_n незначительно. Так как основным ферромагнетиком в изученных породах является магнетит, велика вероятность того, что в результате термоочистки, разрушая вторичную вязкую компоненту J_{nv} , мы выходим на древнюю часть естественной остаточной намагниченности ориентационной природы. В пользу ориентационной природы J_n^0 свидетельствуют и низкие значения H_c , не превышающие величин $0,04 \cdot 10^2$ А/м для образцов из стационарных зон. Расположение ВГП во время инверсии показано на рис. 88.

Наличие перерывов в осадконакоплении в краевых частях переходной зоны не позволяет получить полную картину изменения геомагнитного поля во время инверсии. По имеющимся данным можно отметить следующее:

во время инверсии напряженность геомагнитного поля низкая;

по расположению ВГП инверсию можно разделить на несколько этапов: а) направление поля изменяется очень быстро и с большой амплитудой, наступает квазистационарное состояние поля, направления поля изменяются менее значительно, чем в предыдущем этапе, ВГП в основном располагаются в южной части восточного полушария, в полосе долгот $60-130^\circ$, б) новый период довольно

Рис. 87. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Гаусс—Матуяма в разрезе Коцахурис-Кеди

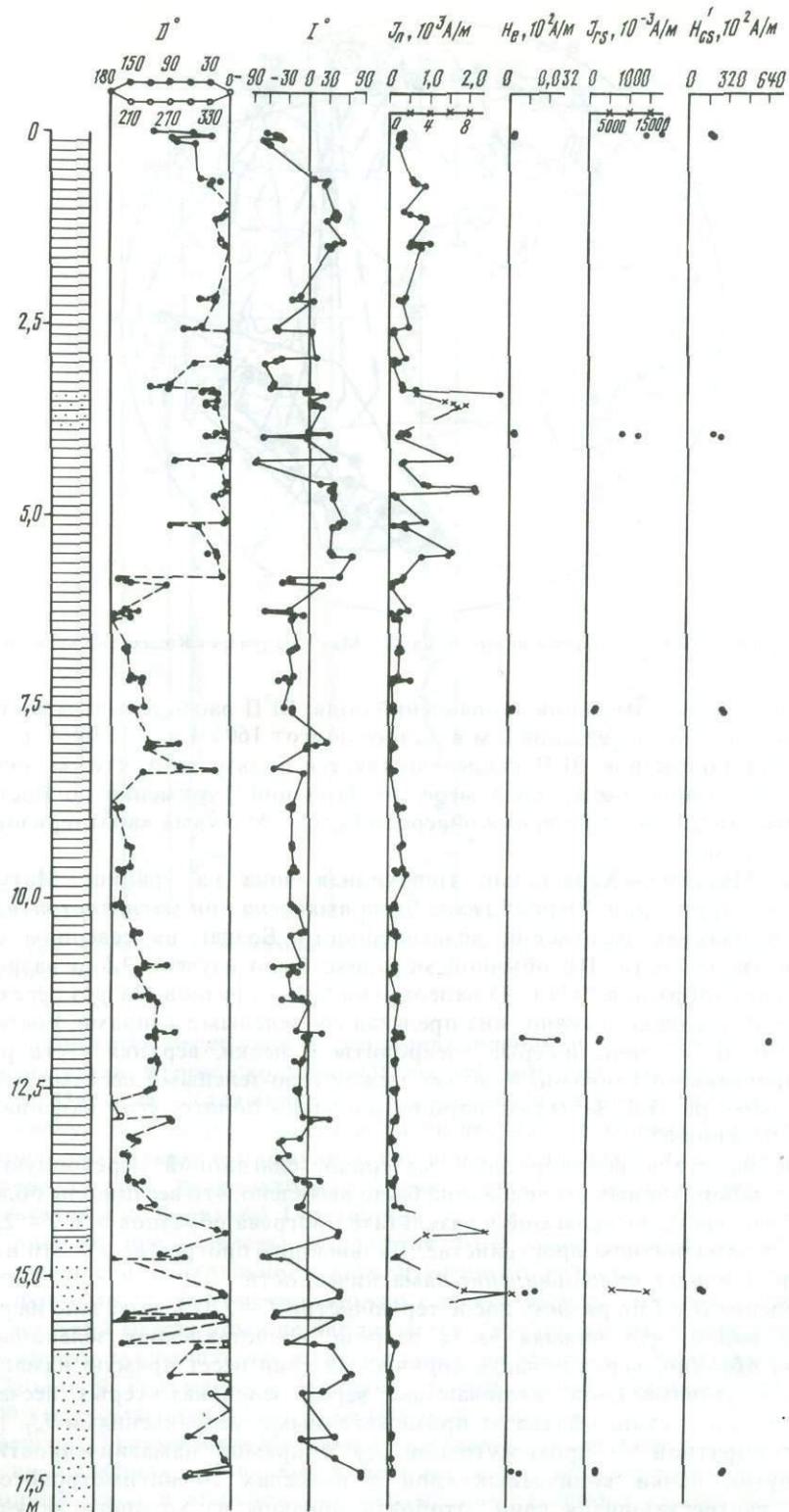




Рис. 88. Траектории ВГП во время инверсии Гаусс—Матуяма (разрез Коцхурис-Кеди). $n=7$

резких значительных изменений направлений поля, ВГП располагаются восточнее, чем в предыдущем этапе, в основном в полосе долгот 160° в.д. — 130° з.д.

В общем расположение ВГП свидетельствует в пользу того, что на довольно обширной территории, по крайней мере, от Западной Туркмении до Восточной Грузии, геомагнитное поле во время инверсии Гаусс—Матуяма характеризовалось близкими чертами.

Инверсия Матуяма—Харамильо. Переходная зона на границе Матуяма—Харамильо на территории Азербайджана была выявлена при магнитостратиграфических исследованиях отложений возвышенности Боздаг на северном склоне ее западной оконечности. По обычной методике было изучено 3,5 м разреза, из которых было отобрано в 1979 г. 95 палеомагнитных образцов. Разрез переходной зоны построен довольно сложно: низ представлен зелеными глинами, постепенно переходящими в зеленовато-серые алевролиты и пески, верхняя часть разреза сложена коричневыми глинами. Контакт между серо-зелеными песками и коричневыми глинами резкий. Залегают породы довольно полого, угол падения равен 13° , азимут падения 65° .

Несмотря на столь неоднородный материал, слагающий переходную зону, в результате лабораторных исследований было выявлено, что все породы обладают стабильной частью J_n , выделяемой в результате прогрева образцов при $T=220^{\circ}\text{C}$ в течение 3 ч. в немагнитном пространстве. Дальнейший прогрев до $T=310$ и 350°C практически не влияет на направление намагниченности.

Распределение D и I по разрезу после термоочистки $T=220^{\circ}\text{C}$ показано на рис. 89. Из рисунка видно, что нижняя часть разреза, представленная зеленоцветными, намагниченными обратно, верхняя часть коричневых глин несет прямую намагниченность, промежуточные слои, включающие верхи зеленовато-серых песчаников и низы коричневых глин, обладают промежуточными направлениями J_{nT} , резкий переход от обратной — промежуточной J_{nT} к прямой намагниченности происходит внутри пачки коричневых глин в пределах 20-санитметрового слоя пережатых, растрескавшихся глин, отобрать образцы из которого не удалось.

Неоднородность разреза по составу пород, резкая смена фаций, явные

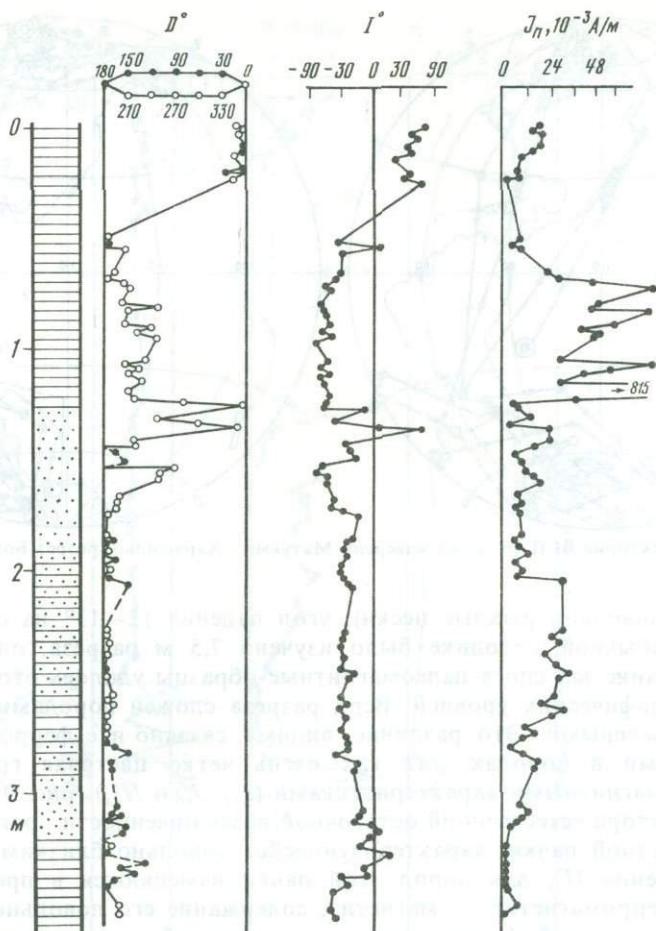


Рис. 89. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Матуяма—Харамильо (разрез Боздаг)

следы возможных перерывов в осадконакоплении и т.д. не позволяют рассчитывать на установление сколь-нибудь полной картины изменения поля во время инверсии Матуяма—Харамильо по результатам изучения этой переходной зоны. Однако отсутствие до настоящего времени других переходных зон этого возраста на территории Закавказья вынудило нас провести анализ полученных результатов для проверки того, насколько они, хотя бы в самых общих чертах, согласуются с результатами по Западной Туркмении.

На рис. 90 представлены положения ВГП, вычисленные по направлениям намагниченности центральной части изученного разреза. Сопоставляя эти данные с данными по Туркмении, можно сделать вывод, что явных противоречий, несоответствий между ними не наблюдается. Это позволяет, с известной степенью осторожности, заключить, что во время инверсии Матуяма—Харамильо на территориях Западной Туркмении и Западного Азербайджана, удаленных друг от друга на 1000 км, геомагнитное поле заметно не отличалось.

Инверсия Харамильо—Матуяма. Поведение геомагнитного поля во время инверсии Харамильо—Матуяма в Азербайджане было изучено при исследовании переходной зоны в ашшеронских отложениях северного склона хребта Боздаг, в западной его части. Разрез сложен морскими осадочными породами (глины,

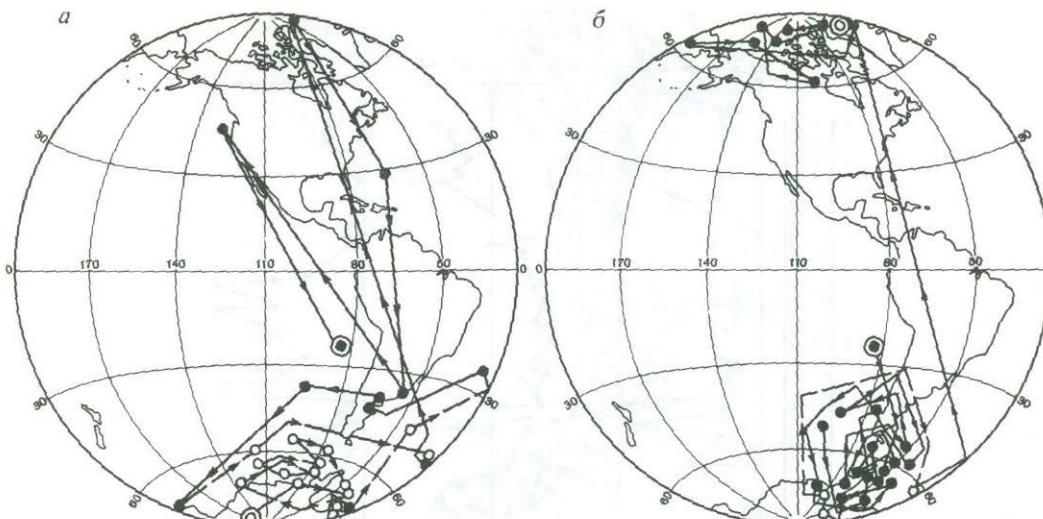


Рис. 90. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Харамильо (разрез Боздаг), $n = 1$

алевролиты и довольно рыхлые пески), угол падения $12-13^\circ$ на северо-восток. В 1979 г. по обычной методике было изучено 7,5 м разреза, однако в связи с обилием песчанистых слоев палеомагнитные образцы удалось отобрать только со 170 стратиграфических уровней. Верх разреза сложен породами коричневого цвета, низ — зелеными. Это различие, видимо, связано и с ферромагнетиками, присутствующими в породах, так как очень четко цветовая граница пород коррелирует с магнитными характеристиками (J_{nT} , J_{rs} и H'_{cs}) (рис. 91). Изменение направления вектора естественной остаточной намагниченности происходит в пределах зеленоцветной пачки, характеризующейся довольно близкими значениями J_{rs} и H'_{cs} . Значения H'_{cs} для пород этой пачки изменяются в пределах $(150-255) \cdot 10^2$ А/м, ферромагнетик — магнетит, содержание его довольно низкое: резкое понижение значений J_{rs} при переходе от верхней части разреза к нижней, зеленоцветной толще.

В качестве основного метода выделения стабильной части J_n была выбрана термоочистка образцов при $T=280^\circ\text{C}$ в течение 2 ч, при этом для ряда стратиграфических уровней направление J_{nT} установить не удалось из-за большого разброса данных на уровне. Окончательные результаты представлены на рис. 91. В нижней части разреза отчетливо зафиксировано поле события Харамильо. Верхи зеленоцветной пачки позволяют получить представление о поле конечной стадии инверсии на границе Харамильо—Матуяма и части эпохи Матуямы, которое также фиксируется и в верхней, коричневой части исследованного разреза. Поле конечной, предынверсионной части события Харамильо и начальной части инверсии, возможно, зафиксировано в довольно мощном ($M \approx 1,2$ м) слое рыхлого песка, палеомагнитные исследования которого не проводились. Таким образом, в результате изучения этой переходной зоны оказалось возможным в основном получить представление об изменении направления геомагнитного поля во время конечной части инверсии.

На рис. 92 приведено расположение ВГП, которые в основном концентрируются в пределах центральной и западной частей Тихого океана. Изменение последовательных положений ВГП имеет вид резких, довольно значительных скачков, отмечается ряд возвратов и т.д.

Следует отметить кратковременное обращение поля в поздней части события Харамильо, фиксируемое в нижней части изученного разреза.

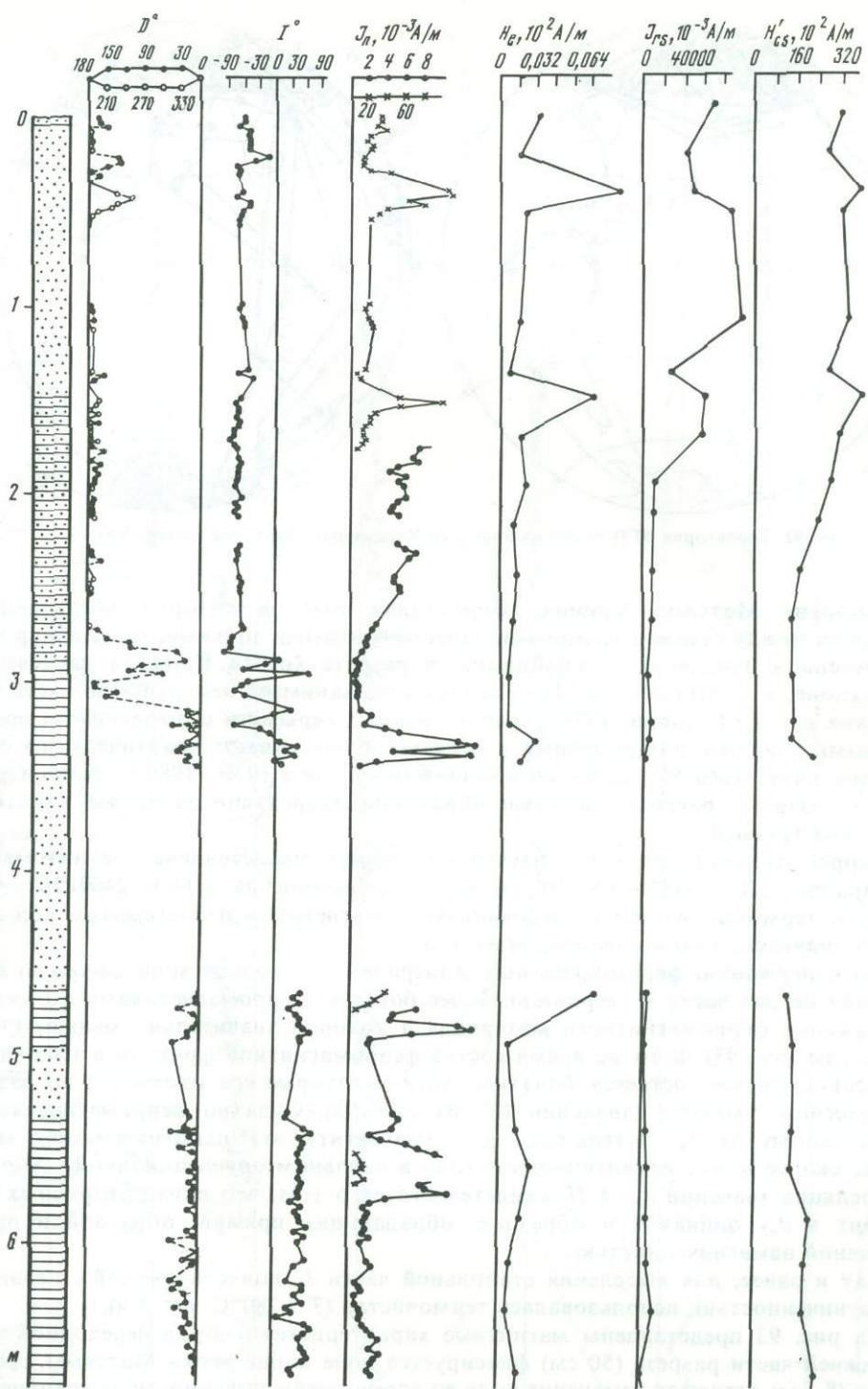


Рис. 91. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Харамильо—Матуяма (разрез Боздаг)

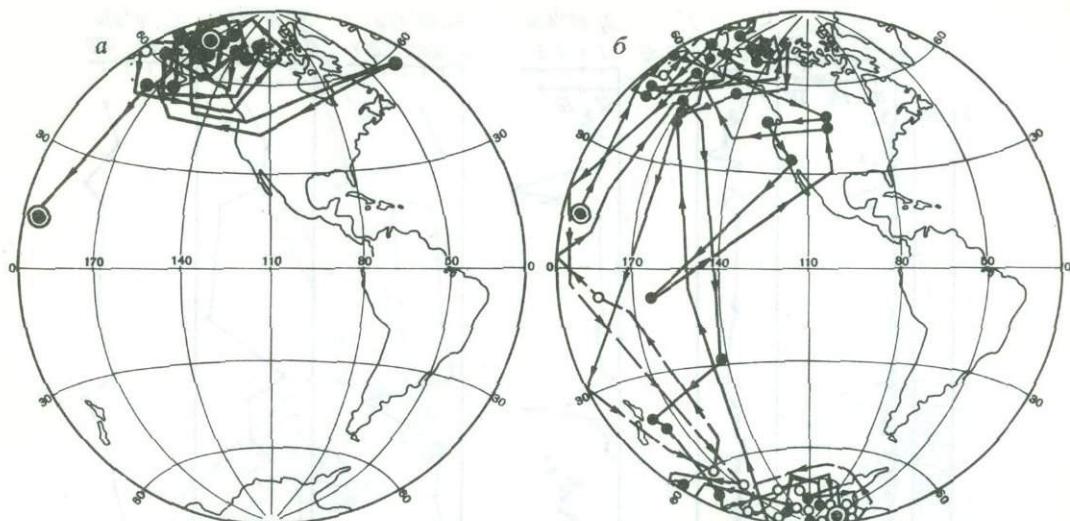


Рис. 92. Траектория ВГП во время инверсии Харамильо—Матуяма (разрез Боздаг), $n = 1$

Инверсия Матуяма—Брюнес. Переходная зона, в которой зафиксирована инверсия между самыми молодыми палеомагнитными эпохами, была обнаружена и изучена в Западном Азербайджане, в разрезе хребта Караджа на северном его склоне, у г. Мингечаура. Переходная зона занимает центральную часть тюркянских слоев (Федоров, 1978), представленных серыми и серо-зелеными пресноводными глинами, алевролитами и песками. Слои падают практически на север, угол падения равен 59° . Всего по обычной методике в 1979—1980 гг. было изучено 17,5 м разреза, палеомагнитными образцами охарактеризовано 469 стратиграфических уровней.

Ферромагнитная фракция изученных пород представлена магнитомягким минералом ($H'_{cs} = (185—320) \cdot 10^2$ А/м, поля насыщения $(1600—2400) \cdot 10^2$ А/м), судя по терромагнитным исследованиям — магнетитом и маггемитом при наличии незначительного количества гематита.

По содержанию ферромагнитных минералов переходная зона довольно четко делится на две части — верхнюю, более богатую ферромагнетиками и нижнюю, содержание ферромагнитного материала в которой значительно меньше (значения J_{rs} на рис. 93). В то же время состав ферромагнитной фракции в этих частях, во всяком случае, остается близким, хотя некоторые его изменения по разрезу, несомненно, имеются (значения H'_{cs} на рис. 93). Судя по ферромагнетику, ответственному за J_n^0 в этих породах (магнетит), эта намагниченность может быть, скорее всего, ориентационной (или в основном ориентационной). Хорошая корреляция значений J_{nT} и H_e свидетельствует о том, что вклад вторичных компонент в J_{nT} одинаков в образцах, обладающих прямой, обратной и промежуточной намагниченностью.

Как и ранее, для выделения стабильной части J_n , сопоставляемой с первичной намагниченностью, использовалась термоочистка ($T = 280^\circ\text{C}$, $t = 3$ ч).

На рис. 93 представлены магнитные характеристики пород переходной зоны. В нижней части разреза (50 см) фиксируется поле конца эпохи Матуямы, средняя часть (8,5 м) отражает изменение поля во время смены полярности на границе эпох Матуямы и Брюнеса, верхние 8,5 м образовались во время эпохи Брюнеса. Пониженными значениями J_n^0 и H_e , связанными с понижением напряженности геомагнитного поля во время инверсии, характеризуются 15 м разреза.

Ясно видно, что инверсия происходила на фоне поля низкой напряженности,

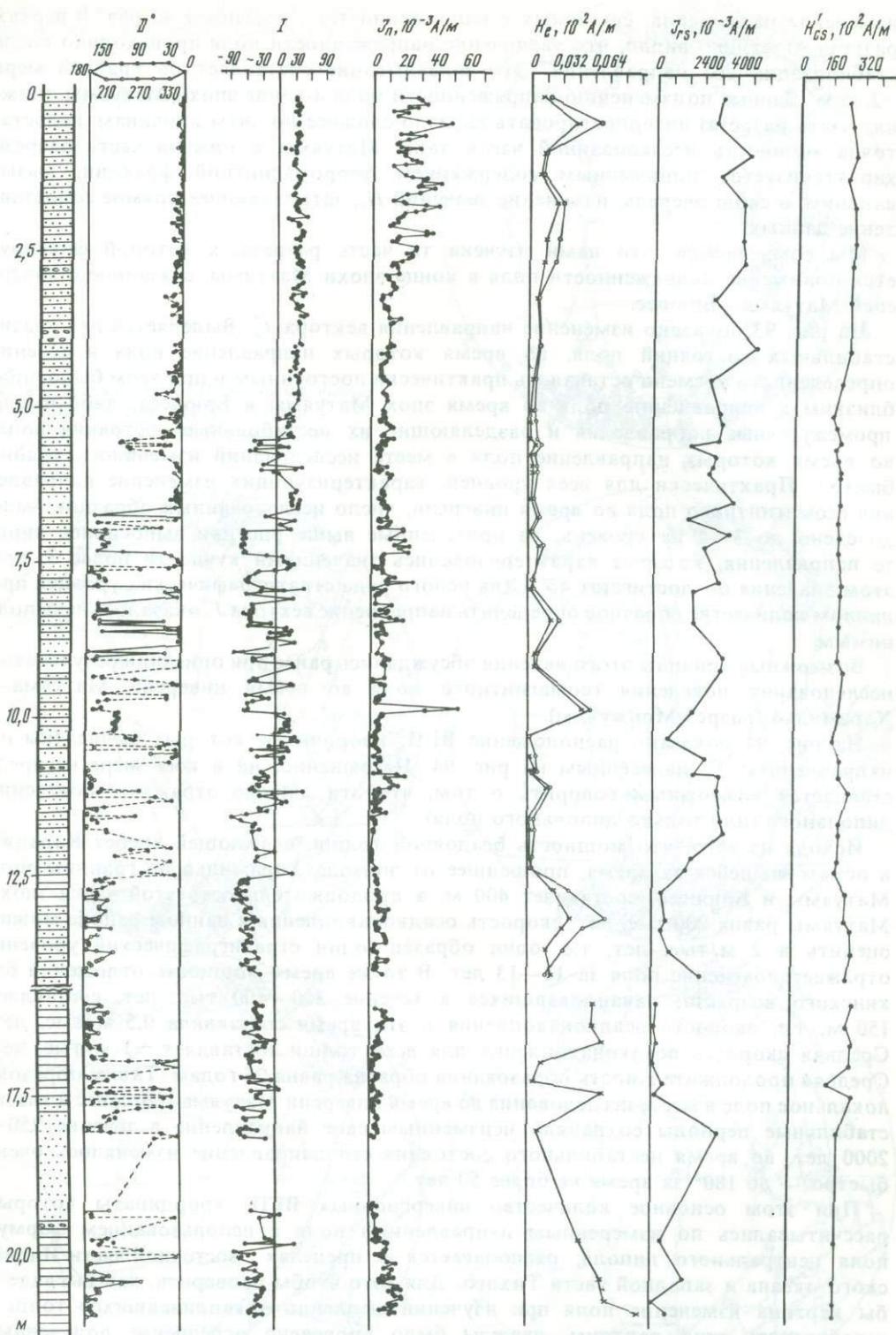


Рис. 93. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Матуяма—Брюнсс (разрез Караджа)

изменение параметров, связанных с напряженностью, достигает 40 раз. В верхах разреза отчетливо видно, что увеличение напряженности поля происходило после стабилизации его направления. Это запаздывание составляет по крайней мере $\sim 2,75$ м. Данные по изменению напряженности поля в конце эпохи Матуямы (нижняя часть разреза) интерпретировать гораздо сложнее по двум причинам: недостаточна мощность исследованной части зоны Матуямы и нижняя часть разреза характеризуется пониженным содержанием ферромагнитной фракции, вызывающим, в свою очередь, изменение значений H_e , затрудняющее прямое сопоставление данных.

Мы сомневаемся, что нами изучена та часть разреза, в которой фиксируется понижение напряженности поля в конце эпохи Матуямы, связанное с инверсией Матуяма—Брюнес.

На рис. 93 показано изменение направления вектора J_n^0 . Выделяется ряд квазистабильных состояний поля, во время которых направление поля в течение определенного времени оставалось практически постоянным и при этом было либо близким к направлению поля во время эпохи Матуямы и Брюнеса, либо имело промежуточные направления и разделяющие их нестабильные состояния поля, во время которых направление поля в месте исследований изменялось крайне быстро. Практически для всех уровней, характеризующих изменение направления геомагнитного поля во время инверсии, число исследованных образцов было доведено до 3—4 на уровень, на приведенные выше рисунки выносились лишь те направления, которые характеризовались значениями кучности более 3, при этом значения a_{95} достигают 46° . Для целого ряда стратиграфических уровней при данном количестве образцов определить направление вектора J_n^0 оказалось невыполнимым.

Возможные причины этого явления обсуждались ранее при описании результатов исследования поведения геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Харамильо (разрез Монжуклы).

На рис. 94 показано расположение ВГП, координаты которых вычислены по направлениям J_n^0 , нанесенным на рис. 94. Несомненно, ни в коей мере не представляется возможным говорить о том, что эти данные отражают поведение дипольного (или только дипольного поля).

Исходя из того, что мощность осадочной толщи, слагающей хребет Караджа и образовавшейся за время, прошедшее от эпизода Харамильо до границы эпох Матуямы и Брюнеса, составляет 400 м, а продолжительность этой части эпохи Матуямы равна 200 тыс. лет, скорость осадконакопления в данном районе можно оценить в 2 м/тыс. лет, т.е. один образец (один стратиграфический уровень) отражает поведение поля за 12—13 лет. В то же время мощность отложений бакинского возраста, накапливавшихся в течение 300—400 тыс. лет, составляет 150 м, т.е. скорость осадконакопления в это время составляла 0,5 м/тыс. лет. Средняя скорость осадконакопления для всей толщи составляет ~ 1 м/тыс. лет. Средняя продолжительность образования образца равна 25 годам. Таким образом, локальное поле в месте исследования во время инверсии Матуяма—Брюнес в квазистабильные периоды сохраняло неизменным свое направление в течение 250—2000 лет, во время нестабильного состояния его направление изменялось очень быстро — до 180° за время не более 50 лет.

При этом основное количество инверсионных ВГП, координаты которых рассчитывались по измеренным направлениям поля с использованием формул поля центрального диполя, располагается в пределах восточной части Индийского океана и западной части Тихого. Для того чтобы проверить, как выглядела бы картина изменения поля при изучении медленно накапливавшихся толщ и устойчивость этой картины, дважды было проведено осреднение полученных данных по 11 стратиграфическим уровням со сдвигом в 5 стратиграфических уровняй. Полученные результаты представлены на рис. 95, при этом на рис. 95, а, б

Рис. 94. Общее расположение ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (разрез Караджа), $n = 1$

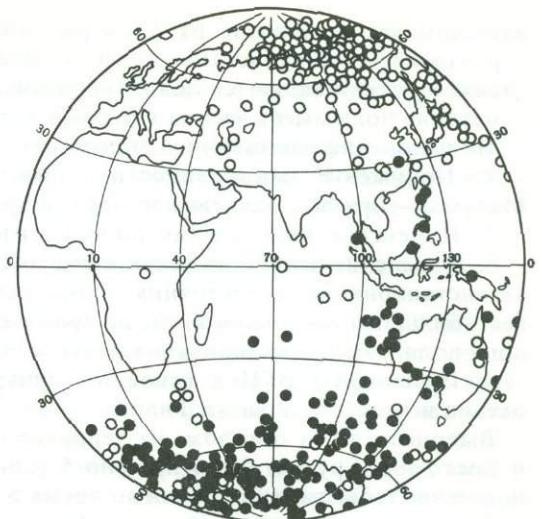


Рис. 94

Рис. 95. Траектория ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (разрез Караджа), $n = 11$
а, б — все ВГП; в, г — ВГП по D_{cp}, I_{cp} при $k > 3$

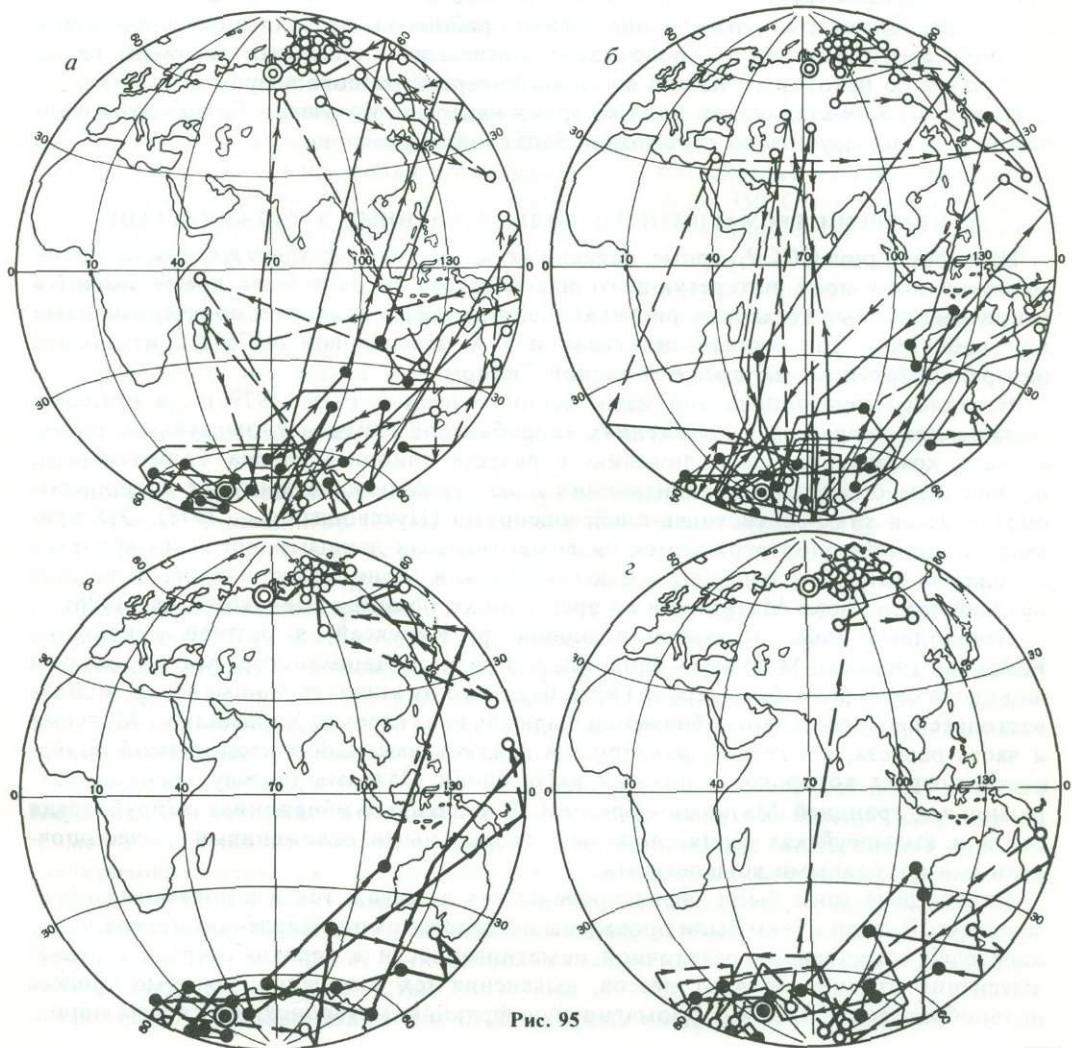


Рис. 95

нанесены все положения ВГП, на рис. 95, в, г оставлены лишь те ВГП, которые характеризуются кучностью более 3. Оказалось, что выделяемые в этом случае характеристики являются довольно устойчивыми, однако и при таком осреднении изменение поля имеет весьма сложный характер.

На основании изложенного можно отметить следующее.

1. Понижение напряженности геомагнитного поля, связанное с инверсией Матуяма—Брюнес, охватывало период примерно в 15 тыс. лет.

2. Изменение направления поля произошло приблизительно за 8,5 тыс. лет.

3. Изменение направления поля имело сложный характер; выделяются периоды квазистационарного состояния продолжительностью 250—2000 лет и периоды нестабильного состояния поля, во время которых изменения направления локального поля в месте исследования достигали 180° за время не более 50 лет.

4. Переходные ВГП в основном приурочены к восточной части Индийского океана и к западной части Тихого.

Выводы. Таким образом, на территории Восточного Закавказья (Азербайджан и Восточная Грузия) было изучено 5 переходных зон, в которых зафиксировано поведение геомагнитного поля во время 5 инверсий позднеплиоценового возраста.

Характеристики поля во время 4 инверсий, изученных ранее в Западной Туркмении, свидетельствуют о том, что во время одновозрастных инверсий на всей изученной территории (расстояние между районами исследований составляло до 1000 км) геомагнитное поле характеризовалось близкими чертами, резко различаясь по некоторым из них во время инверсий разного возраста.

Получены характеристики поля во время инверсии Матуяма—Брюнес, которую нам не удалось изучить на территории Западной Туркмении.

3. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В ТАДЖИКИСТАНЕ

На территории СССР, кроме описанных выше результатов изучения инверсий геомагнитного поля интересующего нас возраста, в настоящее время имеются единичные данные по характеристикам поля во время инверсий, полученные нами при работах в Таджикской депрессии и Г.А. Поспеловой (1976 г.), изучавшей инверсию Матуяма—Брюнес в Западной Сибири.

Несколько переходных зон нами было изучено в 1978—1979 гг. в пределах Таджикской депрессии в отложениях кайрубакской свиты и кызылсуйской серии, возраст которых по их положению в разрезе плиоплейстоцена Таджикистана, по костным остаткам млекопитающих и по термолюминесцентным датировкам определяется как зоплайстоцен-плейстоценовый (Путеводитель..., 1977). Эта привязка полностью подтверждается палеомагнитными данными, согласно которым отложения кайрубакской свиты и кызылсуйской серии накапливались в течение поздней части эпохи Матуямы и во время эпохи Брюнеса (Пеньков и др., 1976).

Переходные зоны изучались в долине р. Куруксай, в разрезе у кишлака Кайрубак (переход Матуяма—Брюнес), и в разрезе Чашманигар, расположенным на водоразделе рек Обимазара и Тиры, недалеко от кишлака Чашманигар, в 20 км восточнее первого. В этом обнажении были изучены переход Харамильо—Матуяма и часть разреза, в которой фиксируется кратковременный эпизод прямой полярности, возраст которого — поздняя часть эпохи Матуямы (между эпизодом Харамильо и границей Матуяма—Брюнес). В указанных обнажениях кайрубакская свита и кызылсуйская серия сложены субаэральными отложениями — лёссопочвенными покровными комплексами.

Переходные зоны были зафиксированы как в лёссях, так и в почвенных образованиях. В связи с этим были проведены исследования по выявлению минералов — носителей естественной остаточной намагниченности в первую очередь с целью выяснения отличия почв от лёссов, выяснения тех изменений, которые процесс почвообразования внес в ферромагнитную фракцию материнских лёсовых пород,

и, следовательно, степени его возможного влияния на первичную естественную остаточную намагниченность.

На основании результатов магнитоминералогических исследований можно сделать следующие основные выводы.

1. Все изученные отложения крайне однородны по составу ферромагнитной фракции. Никаких сколь-нибудь существенных отличий между лёссами, почвами и карбонатными иллювиальными горизонтами в основании ископаемых почв не обнаружено.

2. Основными ферромагнетиками в этих отложениях являются магнетит и маггемит.

3. Исходя из условий образования лёссовых отложений в Таджикской депрессии, источником материала для которых в основном служили осадочные породы горного обрамления депрессии, магнетит и маггемит наиболее вероятно являются обломочными минералами и несут ориентационную естественную намагниченность.

4. Отсутствие заметных различий по составу ферромагнитной фракции между почвами и лёссами позволяет предположить, что процесс почвообразования в условиях Таджикской депрессии не затронул сколь-нибудь значительно носителей намагниченности. В почвах сохранилась естественная остаточная намагниченность материнских лёссовых отложений, которая может быть использована для восстановления параметров древнего геомагнитного поля, т.е. геомагнитного поля времени образования материнской породы.

В то же время почвы характеризуются несколько более высокими значениями χ и J_n , что не позволяет предыдущий вывод принимать безоговорочно.

Лабораторные исследования поведения J_n при воздействии на нее переменным магнитным полем до $640 \cdot 10^2$ А/м и температурой до 350°C позволили выбрать в качестве метода выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности прогрев образцов в пространстве с нулевым магнитным полем при $T = 280^\circ\text{C}$ в течение 3 ч (3—4 образца из каждого уровня). Прогрев образцов до более высоких температур не оказывает сколь-нибудь существенных влияний на направление вектора J_n . Это свидетельствует о том, что сохранившаяся после нагрева до $T = 280^\circ\text{C}$ часть маггемита и магнетит являются носителями естественной остаточной намагниченности одного и того же направления. Разрушенная при этом воздействии часть J_n связана с современным магнитным полем и имеет вязкую природу.

Инверсия Харамильо—Матуяма. Инверсия Харамильо—Матуяма зафиксирована в разрезе Чашманигар. Переходная зона охватывает нижнюю половину почвы XIII (привязка почвенных комплексов по А.В. Пенькову и др. (1976)). Всего изучено ~ 3 м 20 см разреза, палеомагнитными образцами охарактеризовано 100 стратиграфических уровней. Расположенный под почвой лёсс и карбонатный иллювиальный горизонт почвы XIII намагнечены прямо, нижние ~ 80 см почвы в основном несут J_n^0 промежуточных направлений, верхняя часть почвы намагнечена обратно (рис. 96). На рисунке видно, что пониженные значения J_n^0 характеризуют большую часть разреза по сравнению с промежуточными направлениями вектора естественной остаточной намагниченности.

Исходя из мощности пород, соответствующих эпохе Матуямы после события Харамильо, и ее продолжительности, можно судить, что изменение направления геомагнитного поля произошло за $\sim 8 \cdot 10^3$ лет, пониженное геомагнитное поле характеризовало период в $\sim 1,5 \cdot 10^4$ лет. Даже если высказанное выше предположение о том, что почвы несут первичную естественную остаточную намагниченность, правильно, несомненно, что в лёссовых комплексах имеется большое количество перерывов, что заставляет относиться к полученным временными характеристикам с большой осторожностью.

На рис. 97 показано положение ВГП во время инверсии.

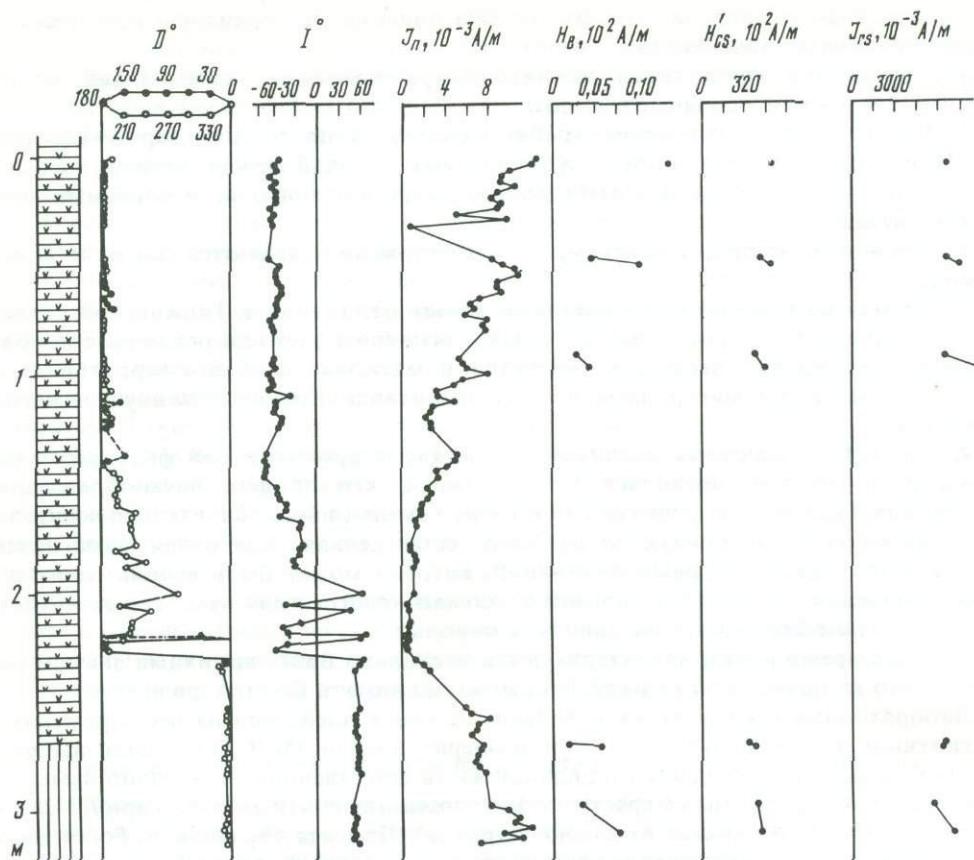


Рис. 96. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Харамильо—Матуяма (разрез Чашманигар)



Рис. 97. Траектория ВГП во время инверсии Харамильо—Матуяма (разрез Чашманигар)

Общую картину изменения геомагнитного поля в пределах Таджикской депрессии во время инверсии Харамильо—Матуяма можно представить следующим образом.

1. Понижение геомагнитного поля (величина J_n^0 уменьшается в 20 раз).
2. Резкое (быстрое) изменение направления поля на $\sim 180^\circ$.

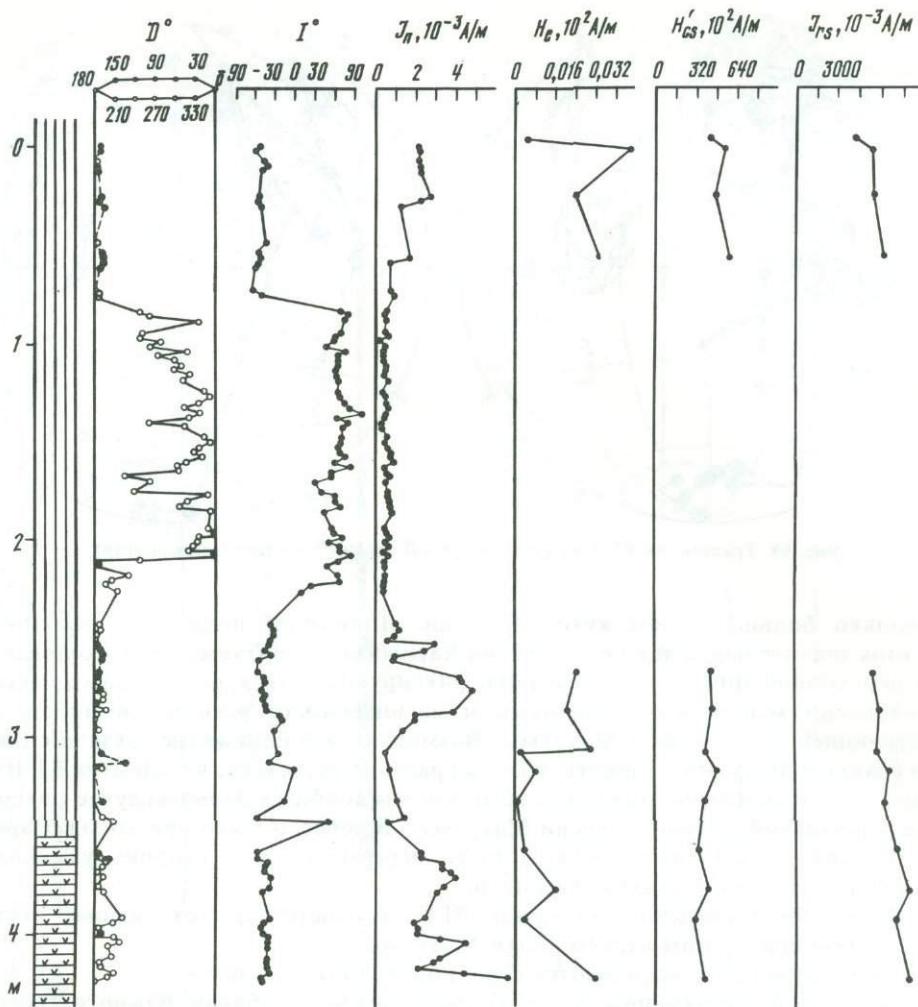


Рис. 98. Литологическая и магнитные характеристики пород $R-N-R$ переходной зоны в разрезе Чашманигар

3. Кратковременное возвращение ВГП в высокие широты северного полушария.
4. Расположение ВГП в течение довольно длительного времени в высоких широтах южного полушария с кратковременными перемещениями в средние и приэкваториальные широты северного полушария.

5. Постепенное перемещение ВГП в район Южного географического полюса.

6. Увеличение напряженности геомагнитного поля до прежнего уровня.

Опять-таки имея в виду прерывистость процесса накопления лёссовых толщ, мы считаем, что, вероятнее всего, нами зафиксированы фрагменты изменения поля во время инверсии.

$R-N-R$ инверсия (экскурс) в поздней части эпохи Матуямы. Поведение поля во время сближенных $R-N$ и $N-R$ инверсий (экскурсов) геомагнитного поля в поздней части эпохи Матуямы перед инверсией Матуяма—Брюнес было изучено в лёссовой части разреза Чашманигар между почвами X и IX. Всего было изучено 4,2 м разреза, образцы отобраны со 132 стратиграфических уровней. Изменение магнитных характеристик по разрезу представлено на рис. 98. Экскурс фиксируется в $\sim 1,5$ м разреза, что соответствует $\sim 1,6 \cdot 10^4$ лет, пониженное поле охватывает

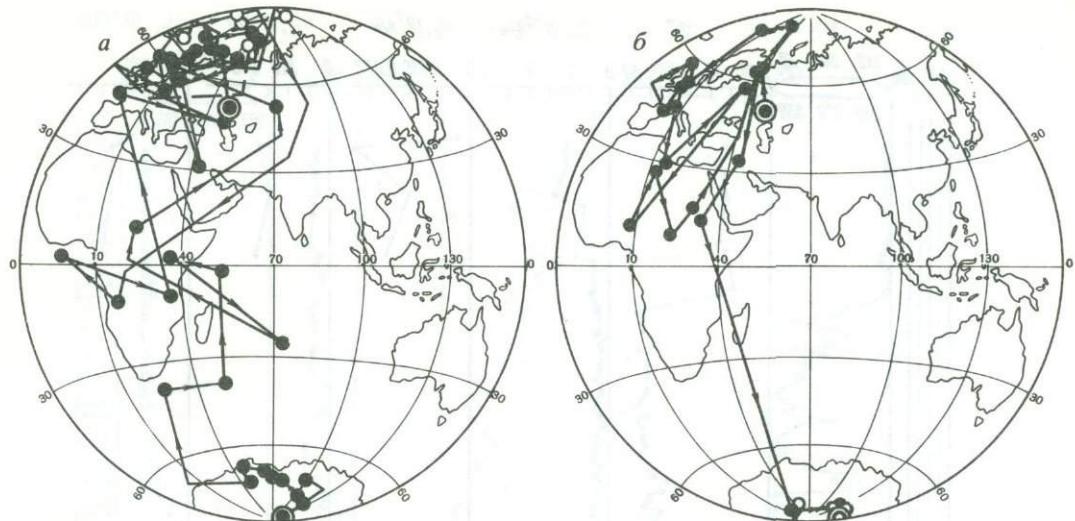


Рис. 99. Траектория ВГП во время $R-N-R$ экскурса (разрез Чашманигар), $n=1$

несколько больший промежуток времени. Понижение поля (по поведению J_n^0) не столь значительное, как при инверсии Харамильо—Матуяма. При этом величины J_n^0 в переходной зоне и в части разреза, фиксирующей экскурс, сравнимы, различие обусловлено меньшими величинами намагниченности всей части пород, соответствующей верхам зоны Матуямы. Возможно, это понижение связано с близостью границы Матуяма—Брюнес, которая располагается всего в $\sim 1,0$ м (на $1,1 \cdot 10^4$ лет) выше. Не исключена возможность того, что мы вообще в данном случае фиксируем поле в начальной стадии инверсии Матуяма—Брюнес, однако при этом все временные оценки, несомненно, должны быть пересмотрены в сторону уменьшения, и уменьшения довольно существенного.

На рис. 99 приведено положение ВГП, соответствующих самому экскурсу и соседствующим с ним частям эпохи Матуямы.

Довольно уверенно выделяются следующие состояния поля:

поле низкой напряженности, ВГП располагаются вблизи Южного географического полюса;

довольно плавный переход ВГП в район высоких широт северного полушария;

ВГП находятся в высоких широтах северного полушария с отдельными, но постепенными перемещениями в средние и приэкваториальные широты;

довольно быстрое перемещение ВГП в район Южного географического полюса;

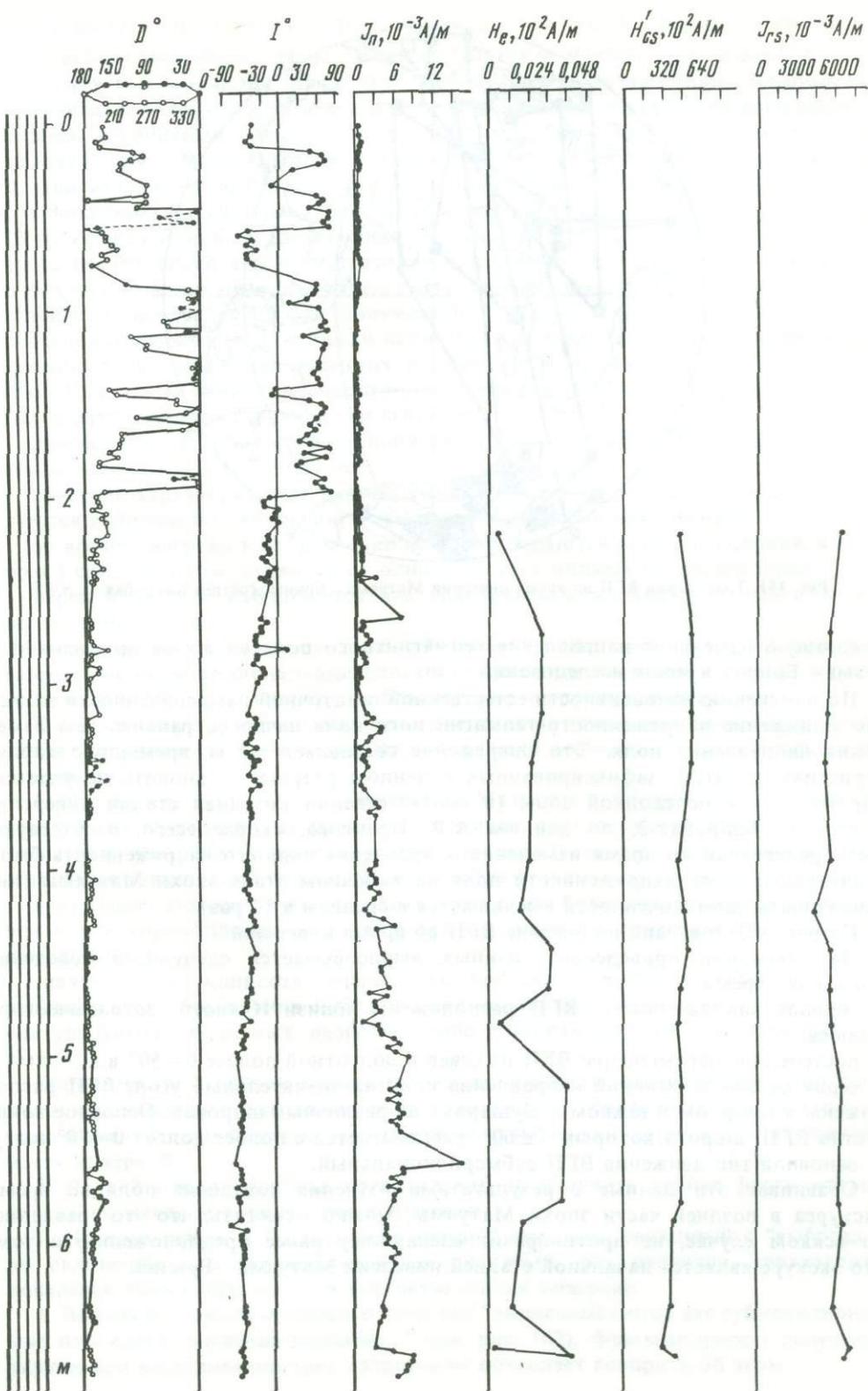
ВГП находятся в районе Южного географического полюса при все еще пониженной напряженности геомагнитного поля.

Все перемещения ВГП происходят в довольно узкой полосе долгот ($350-60^\circ$) в западной части восточного полушария.

Инверсия Матуяма—Брюнес. Переходная зона на границе Матуяма—Брюнес была изучена в разрезе Кайрубак-2 в лессовой толще непосредственно под почвой IX. Всего было опробовано $\sim 6,5$ м разреза, образцы представляют 203 стратиграфических уровня.

На рис. 100 показано распределение проекций векторов на сфере и изменение магнитных параметров по разрезу переходной зоны. Породы нижней части разреза намагниченны обратно, верхние 2 м, очевидно, несут намагниченность, от-

Рис. 100. Литологическая и магнитные характеристики пород переходной зоны Матуяма—Брюнес (разрез Кайрубак-2)



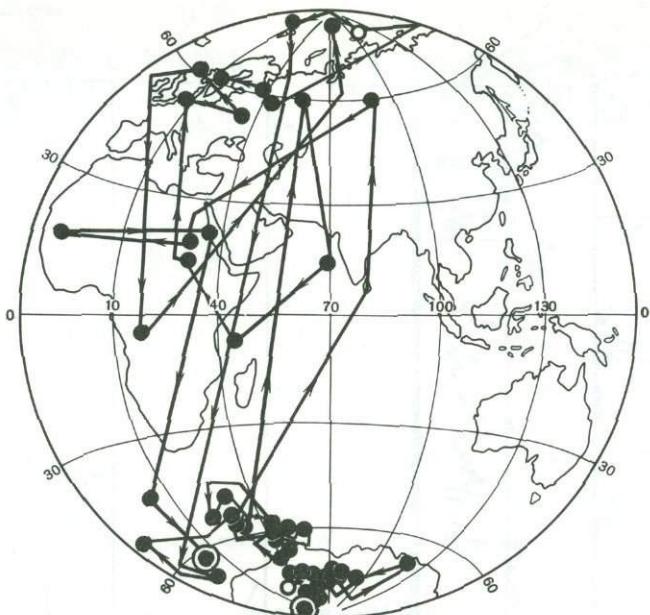


Рис. 101. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (разрез Кайрубак-2), $n = 3$

раждающую изменение направления геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Брюнес в месте исследований.

По изменению интенсивности естественной остаточной намагниченности видно, что понижение напряженности геомагнитного поля началось раньше, чем изменения направления поля. Это опережение составляет ~ 3 м, временную характеристику событий, зафиксированных в данном разрезе, установить не удается. Верхняя часть переходной зоны (и соответственно конечная стадия инверсии) в разрезе Кайрубак-2, по данным А.В. Пенькова, скорее всего, отсутствует. Непосредственно во время изменения направления поля его напряженность была значительно ниже напряженности поля на конечном этапе эпохи Матуямы (интенсивность намагниченности уменьшается в среднем в 10 раз).

На рис. 101 показано положение ВГП во время инверсии.

На основании приведенных данных вырисовывается следующее поведение поля в это время:

падение напряженности, ВГП расположены вблизи Южного географического полюса;

постепенное перемещение ВГП на север в долготной полосе $0—50^\circ$ в.д.;

серия резких изменений направления поля на значительный угол, ВГП расположены в северном и южном полушариях на различных широтах. Основное количество ВГП, широта которых $<\pm 60^\circ$, располагается в полосе долгот $0—70^\circ$ в.д.;

основной тип движения ВГП субмеридиональный.

Сравнивая эти данные с результатами изучения поведения поля во время экскурса в поздней части эпохи Матуямы, можно отметить, что это сравнение, во всяком случае, не противоречит сделанному ранее предположению о том, что экскурс является начальной стадией инверсии Матуяма—Брюнес.

4. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗУЧЕННЫЕ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Инверсия Матуяма—Брюнес. Инверсия Матуяма—Брюнес изучалась Г.А. Поспеловой (1976) в Западной Сибири. В долине р. Оби в разрезах Гоньба, Елунино и Шелаболиха в покровных отложениях, представленных песками, лёссовидными супесями, суглинками и ископаемыми почвами, были изучены переходные слои на границе палеомагнитных зон, которые автор считает зонами Матуямы и Брюнеса. В зависимости от литологии пород интервал отбора менялся от 10—20 см до 2 м. Зона перехода у Елунина, мощность которой составляет 13 м, охарактеризована 23 точками, у Гоньбы и Шелаболихи — по 4 м и 13 точек, т.е., несомненно, детальность исследований явно недостаточна при проведении таких работ. Во многом, очевидно, именно этим обстоятельством можно объяснить и малую представительность, неопределенность полученной картины: большие расстояния между последовательными положениями полюсов, хаотичность их перемещения, неопределенность в соединении соседних положений (а возможно, и ложность) и т.д. (рис. 102). По мнению Г.А. Поспеловой, геомагнитное поле во время этой инверсии характеризуется следующими чертами:

инверсия происходит на фоне пониженного геомагнитного поля, время существования которого $\sim(3-7)\cdot10^4$ лет;

инверсия характеризуется размытыми границами — в начале и конце ее наблюдаются выбросы по склонению и заниженные значения наклонений;

во время инверсии в направлении поля наблюдаются резкие изменения, в основном в средней части, отмечено от одного до трех полных возвратов поля;

перед инверсией наблюдается два кратковременных значительных изменения направлений поля;

перемещения ВГП имеют сложный характер. По трем разрезам вырисовываются две субмеридиональные плоскости движения полюсов — первая в полосе долгот 90—150° в.д. и вторая, приблизительно перпендикулярная первой.

К сожалению, приведенные автором сведения не позволяют провести детальный анализ результатов, однако нам представляется возможным сделать следующие замечания.

1. Отсутствие данных о мощности зон Матуямы и Брюнеса в изученных разрезах и их литологии не позволяет оценить достоверность временной характеристики инверсии. В любом случае продолжительность инверсии нам представляется завышенной по следующим соображениям:

покровные отложения всегда характеризуются большим количеством перерывов в осадконакоплении, что приводит к занижению средней скорости осадконакопления;

значительная мощность переходных зон свидетельствует о благоприятных условиях для образования пород во время инверсии, т.е. переходные зоны характеризуются (в данных разрезах) либо отсутствием, либо минимумом перерывов.

Используя для оценки временной характеристики инверсий среднюю (заниженную) скорость осадконакопления и мощность переходных зон, накапливавшихся значительно быстрее, мы получаем завышенные данные о продолжительности инверсий.

2. Редкий отбор образцов позволил автору получить крайне фрагментарную картину изменения поля во время инверсии.

3. Не ясен вывод о "размытости границ" инверсии, связанный с "выбросами" по склонению и с заниженными наклонениями, что, очевидно, характеризует поведение поля в начальную и конечную стадии инверсии.

4. Вызывает сомнение вывод о том, что "вырисовываются две субмеридиональные плоскости движения полюсов..." (см. рис. 102). Фрагментарность полученных картин при исследовании трех разрезов не позволяет говорить об этом.

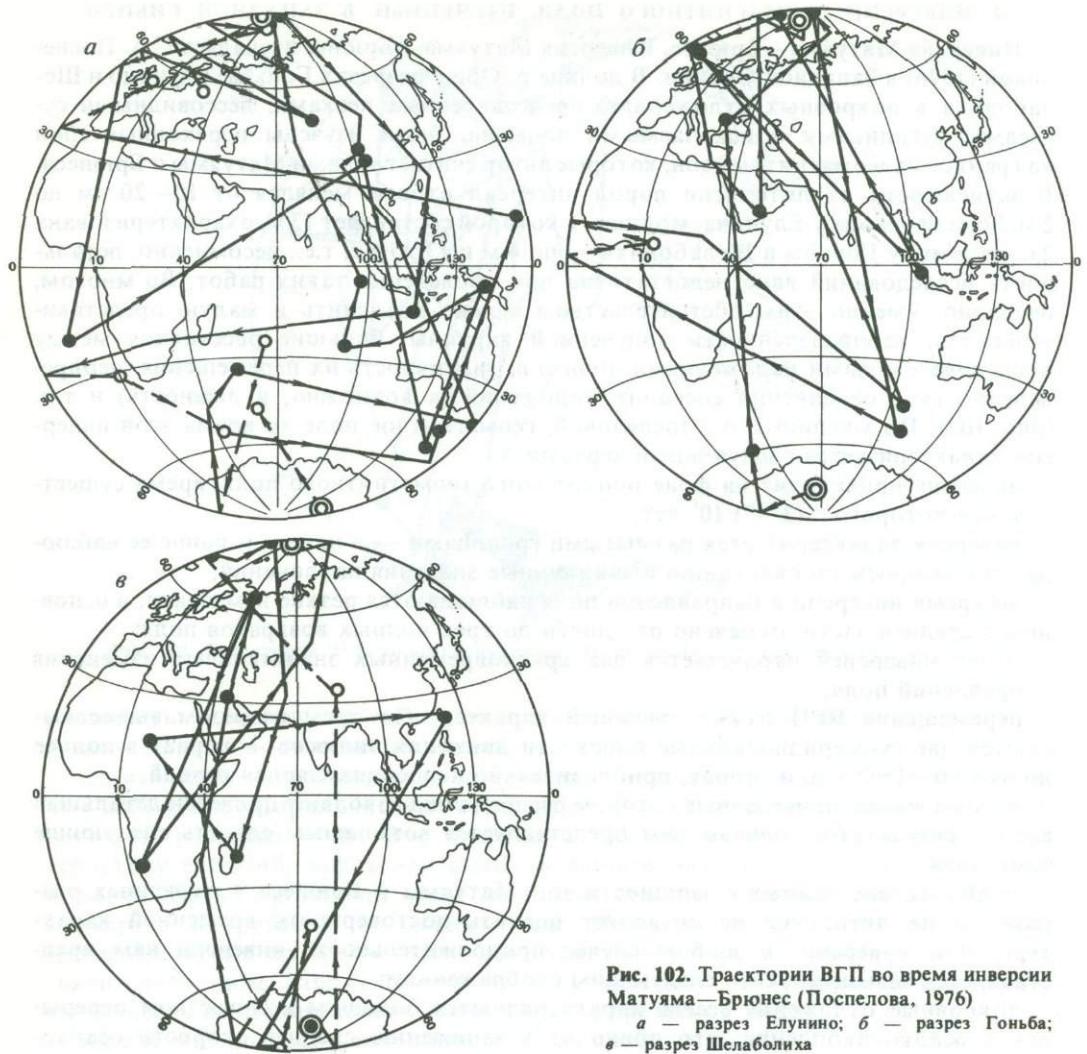


Рис. 102. Траектории ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес (Поспелова, 1976)
 а — разрез Елунино; б — разрез Гонба;
 в — разрез Шелаболиха

По нашему мнению, на основании полученных Г.А. Поспеловой данных можно сделать следующие основные выводы.

1. Инверсия Матуяма—Брюнес происходит при пониженной напряженности геомагнитного поля.
2. Основное количество переходных ВГП расположено в восточном полушарии.
3. Помимо промежуточных направлений, поле несколько раз во время инверсии характеризовалось обычными для *R* и *N* эпох направлениями.
4. Продолжительность инверсии менее $3 \cdot 10^4$ лет.

Полученные при исследованиях в Западной Сибири характеристики поведения геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Брюнес близки к результатам, которые были установлены при работах в Азербайджане и Таджикистане, однако расположение ВГП отличается от данных по этим районам, являясь как бы промежуточным между ними.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ГРАНИЦЫ БЕЗ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Наличие палеомагнитных границ, не содержащих слоев с промежуточными направлениями естественной остаточной намагниченности, отсутствие переходных зон на границах палеомагнитных подразделений известны давно и не являются уникальным явлением. Дело обстоит как раз наоборот, наличие переходных зон, в особенности переходных зон значительной мощности даже в толщах горных пород, характеризующихся большими скоростями осадконакопления, — событие довольно редкое. Именно этим не в последнюю очередь объясняется в общем-то незначительное количество данных о параметрах, характеризующих намагниченность переходных зон, довольно скучные сведения по поведению, изменению геомагнитного поля во время инверсий. Эта скучность материала становится особенно ощутимой при сравнении количества изученных переходных зон, исследовавшихся в самых различных пунктах земного шара, с числом инверсий геомагнитного поля даже за фанерозой.

Наличие крупных перерывов в процессе осадконакопления, размывов, уничтожения накопившихся толщ горных пород — явление хорошо известное в геологии. В результате этих причин исчезла информация, не только связанная с такими в общем-то кратковременными событиями, как инверсия геомагнитного поля, но и с событиями, охватывающими гораздо более значительные интервалы времени. Очень часто наличие этих перерывов и их продолжительность прямо или косвенно устанавливаются непосредственно по геологическим данным. В то же время несомненно наличие более мелких стратиграфических несогласий даже внутри как будто бы единых непрерывных толщ. Однако выявление этих перерывов и тем более выяснение их временной значимости в большинстве случаев практически невозможны. Любая смена фаций в принципе может рассматриваться как свидетельство возможного перерыва, однако решить, является ли появление, к примеру, прослоя песков в глинистой толще свидетельством перерыва, или с ним связано увеличение мощности (так как пески в общем накапливаются быстрее, чем глины), обычно весьма затруднительно, а часто и невозможно.

В некотором смысле определенные данные о частоте и возможной продолжительности перерывов в осадконакоплении в осадочных породах различного типа можно получить, анализируя характер смены направления естественной остаточной намагниченности на границах палеомагнитных подразделений, палеомагнитных тел. Несомненно, выход этот получается только как попутный и крайне нежелательный с точки зрения решения основной задачи — изучения характеристик, морфологии геомагнитного поля во время инверсий. Чем меньше информации о поле во время инверсии содержит разрез, тем значительнее был перерыв в осадконакоплении. При этом под отсутствием информации понимается не плохое качество палеомагнитной записи в имеющихся в разрезе породах, а отсутствие самих пород, фиксирующих изменение поля во время инверсий, пород, непосредственно образовавшихся во время инверсий геомагнитного поля. Можно представить, что в ряде случаев отмечаемое отсутствие пород, слагающих переходную зону, может быть кажущимся, инверсии поля происходили настолько быстро, что за это время просто не успевал накопиться сколь-нибудь заметный при современной методике исследования ($M_{\text{образца}} = 20-50$ мм) слой горной породы). Для того чтобы исключать такую возможность, в дальнейшем будет рассмотрено несколько примеров отсутствия (или недостаточной полноты) тех переходных зон, аналоги которых были изучены в других разрезах региона. Все приведенные ниже примеры получены непосредственно при работах, направленных на изучение переходных зон по обычной, описанной ранее, для этих работ методике.

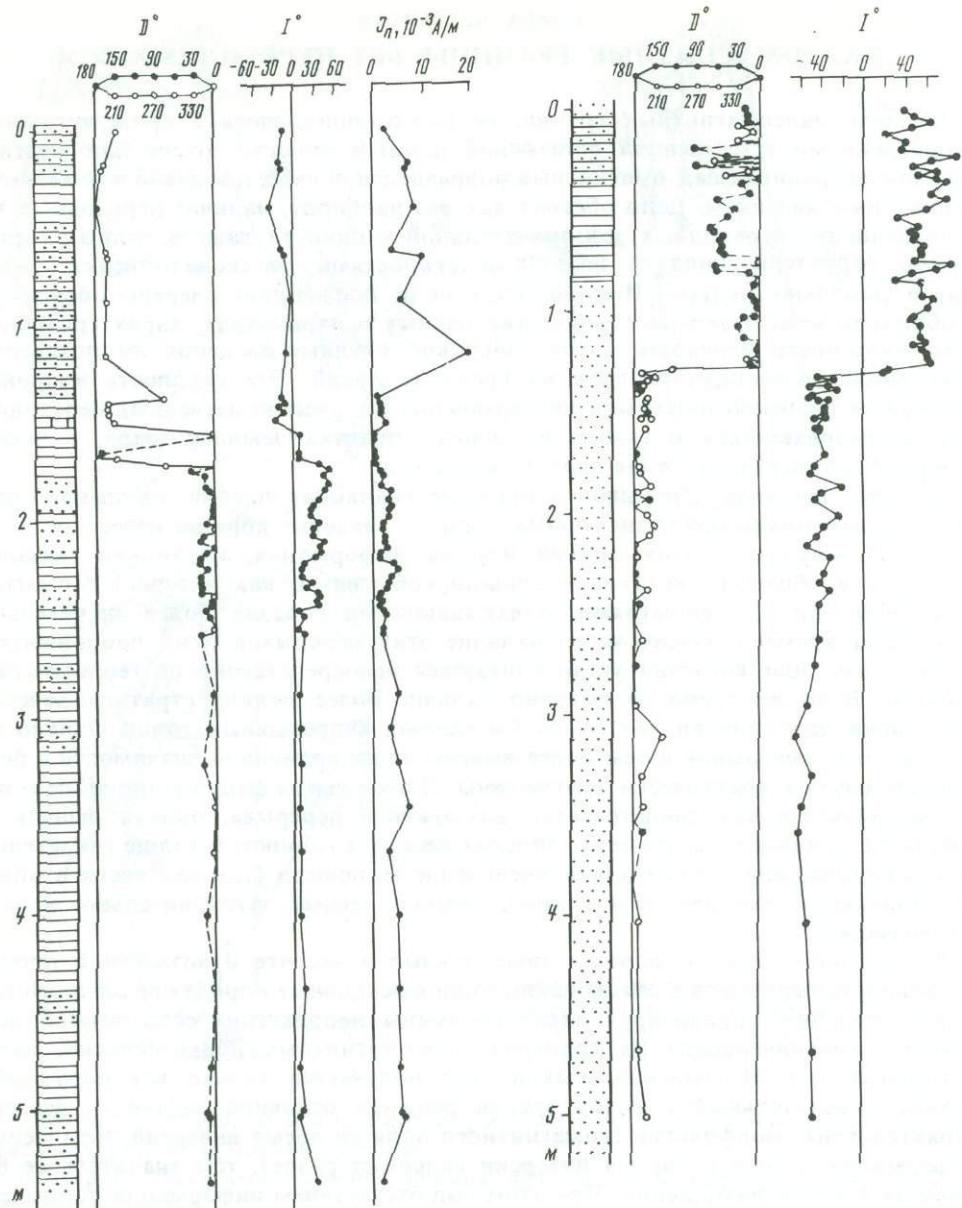


Рис. 103. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Гаусс—Матуяма, разрез Монжуклы

Рис. 104. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Матуяма—Харамильо, разрез Иссу

В предыдущих разделах работы были изложены результаты, полученные при изучении переходных слоев на границе палеомагнитных зон Гаусса и Матуямы. Специальный отбор палеомагнитных образцов в районе этой границы был нами проведен и на возвышенности Монжуклы в Западно-Туркменской низменности. Разрез акчагыльских морских отложений в пределах этой возвышенности представлен переслаиванием песков, алевролитов и глин пестрой окраски с преобладанием коричневых оттенков. Как видно на рис. 103, весь

переход, если отмеченное поведение вектора J_n действительно связано с инверсией, занимает всего 20 см. Сомнение в том, что отмеченное поведение вектора J_n отражает изменение поля во время инверсий, связано с тем, что промежуточные направления зафиксированы в прослое зеленых глин, намагниченность которых крайне мала ($< 10^{-4}$ А/м). Прямо намагниченная нижняя часть разреза представлена в основном зелено- и сероцветными породами, верхняя часть толщи пород акчагыльского возраста, породы которой намагниченны обратно, характеризуется в основном коричневым цветом. Другими словами, наблюдается аналогия в строении этой части разреза с разрезом акчагыльских отложений возвышенности Боядаг, на которой мощность переходной зоны составляет более 10 м. Продолжительность инверсии Гаусс—Матуяма, включая кратковременный эпизод (экскурс) в начальной стадии эпохи Матуямы, составляет, во всяком случае, не менее 10^4 лет. Таким образом, отсутствие в разрезе Монжукулы пограничных слоев зон Гаусса и Матуямы является явным свидетельством наличия в данном разрезе в этой его части перерыва в осадконакоплении продолжительностью более 10 тыс. лет.

В пределах Западной Туркмении переход Матуяма—Харамилью нами изучался, кроме описанных выше, в Западном Копетдаге, в разрезах Иссу и Куйджик, и на п-ове Челекен, на возвышенности Чохрак. В разрезе Куйджик среднеапшеронские отложения представлены в мелководных фациях аджидеринской свиты, в разрезе Иссу — прибрежными морскими фациями, а на п-ове Челекен — типичными морскими отложениями — глинями и алевролитами коричневого цвета с фауной моллюсков.

Результаты исследований представлены на рис. 104—106. Сравнивая эти данные с палеомагнитной характеристикой разрезов Монжукулы, Аджидере в Западной Туркмении и разреза Западный Боздаг в Центральном Азербайджане, можно сделать уверенный вывод, что отсутствие переходных слоев в разрезах Иссу, Куйджик и в разрезе п-ова Челекен связано с перерывом в осадконакоплении. Продолжительность перерыва не менее 10 тыс. лет. Во всех трех случаях перерыв выражается в наличии тонкого прослоя песка, подобные прослои различной мощности по разрезам встречаются неоднократно.

В разрезе Иссу подробно была изучена граница палеомагнитных зон Харамилью и Матуямы (верхняя граница зоны Харамилью) (рис. 107).

Изученная часть разреза представлена глинисто-алевролитовой пачкой пород, нижняя часть которой оказалась намагниченной прямо, а верхняя — обратно. Границей между ними является песчанистый прослой переменной мощности (0,5—70,0 см). Непосредственно граница (слой песка) изучалась трижды, но лишь в одном случае можно говорить о том, что в изученных породах, возможно, зафиксирована часть перехода. В основном песчанистая часть разреза намагничена прямо, т.е. она образовалась еще во время эпизода Харамилью, во время начальной стадии инверсии. Об этом свидетельствуют положения ВГП по данным D и I верхов песчаника, в общем согласующиеся с положением ВГП, полученных при изучении инверсии Харамилью—Матуяма в разрезе Куйджик. Отсутствуют же отложения, соответствующие более позднему времени, т.е. появление песка в данном случае является не показателем перерыва в осадкообразовании, а свидетельством некоторой смены режима, внешних условий, которые привели к погружению отлагавшегося в данном районе материала и, возможно, в дальнейшем к перерыву в осадконакоплении и даже к размытию части уже образовавшихся толщ. В данном разрезе, так же как и в описанных ранее, отсутствует часть пород, время накопления которых ~ 10 тыс. лет.

В лессовых толщах Таджикской депрессии в разрезе Кайрубак-1 отсутствуют переходные слои на границе зон Матуямы и Брюнеса, в то время как в соседнем разрезе Кайрубак-2 их мощность составляет ~ 2 м (расстояние между разрезами менее 1 км) (рис. 108).

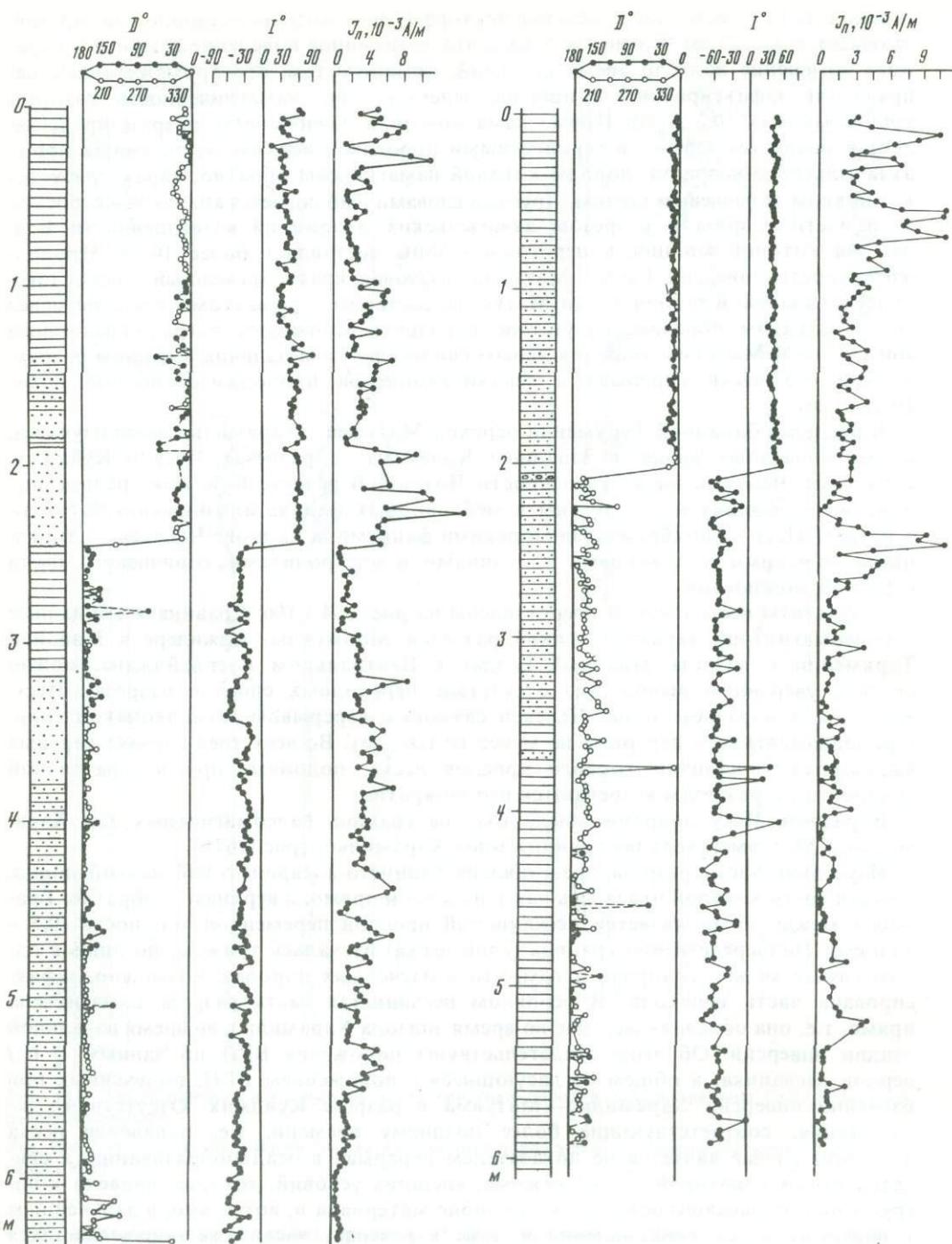


Рис. 105. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Матуяма—Харамильо, разрез Куйджик

Рис. 106. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Матуяма—Харамильо, разрез Челекен

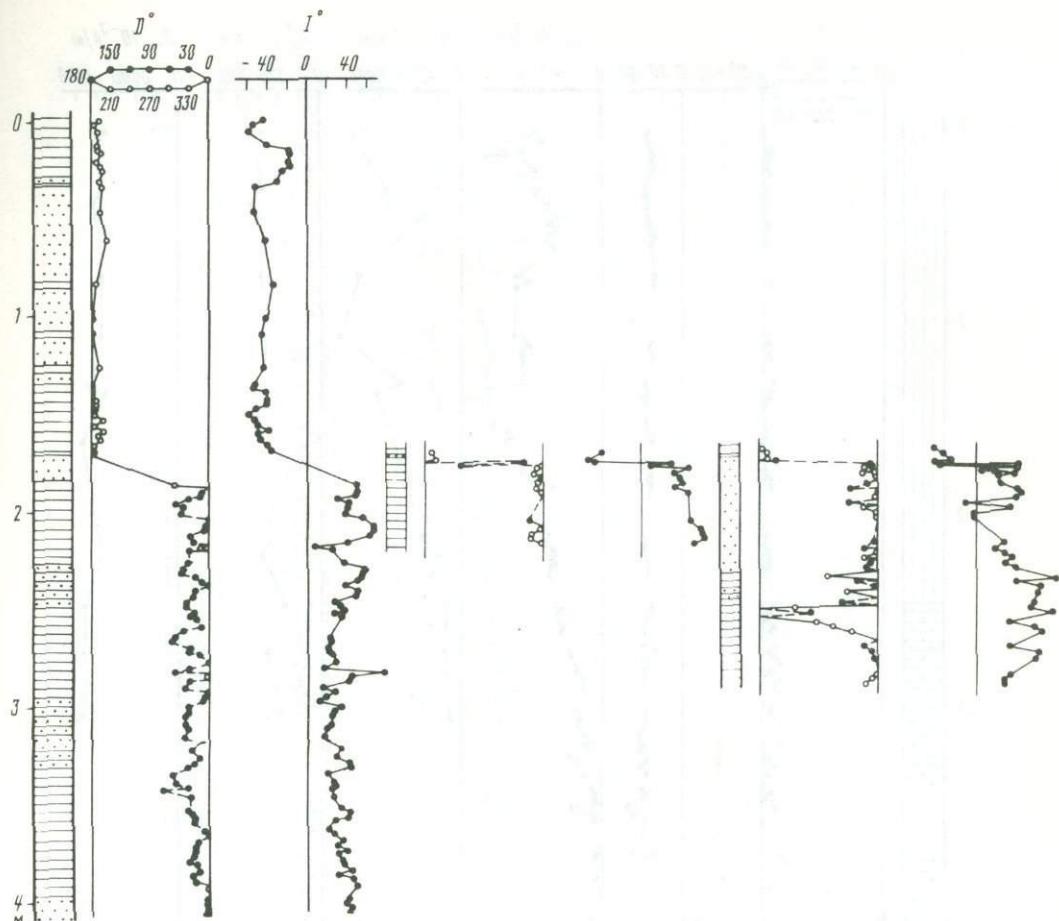


Рис. 107. Литологическая и магнитная характеристики пород в районе границы Харамильо—Матуюма, разрез Иссу

В качестве примеров отсутствия пограничных слоев можно привести также результаты изучения границы Маммот(?)—Граусс в разрезе хребта Халац (рис. 109) в Гяурском Копетдаге и границы Каена—Гаусс в разрезе Джейранкечмез в Восточном Азербайджане (рис. 110). В обоих случаях границей между обратно и прямо намагниченными породами являются прослои гравелитов, сами по себе указывающие на наличие перерывов, однако продолжительность перерывов (вернее, временной объем отсутствующих отложений) в этих случаях установить нельзя, так как нет данных о продолжительности инверсий Маммот—Гаусс и Каена—Гаусс.

Эти и многие другие примеры отсутствия переходных зон на границах палеомагнитных подразделений (или их неполноты, о чем говорилось в предыдущих разделах работы) свидетельствуют о наличии значительных перерывов в изученных разрезах в тех их частях, которые должны были этим зонам соответствовать. В то же время у нас нет в настоящее время достаточных оснований считать, что инверсии оказывают влияние на режим осадконакопления, способствуют перерыву в осадконакоплении. Наличие в целом ряда случаев мощных зон перехода хорошей сохранности часто в расположенных по соседству разрезах, само строение разрезов, не позволяющее отметить особые отличия переходных зон от других частей разрезов, и т.д., скорее всего, свидетельствуют о случайности самого

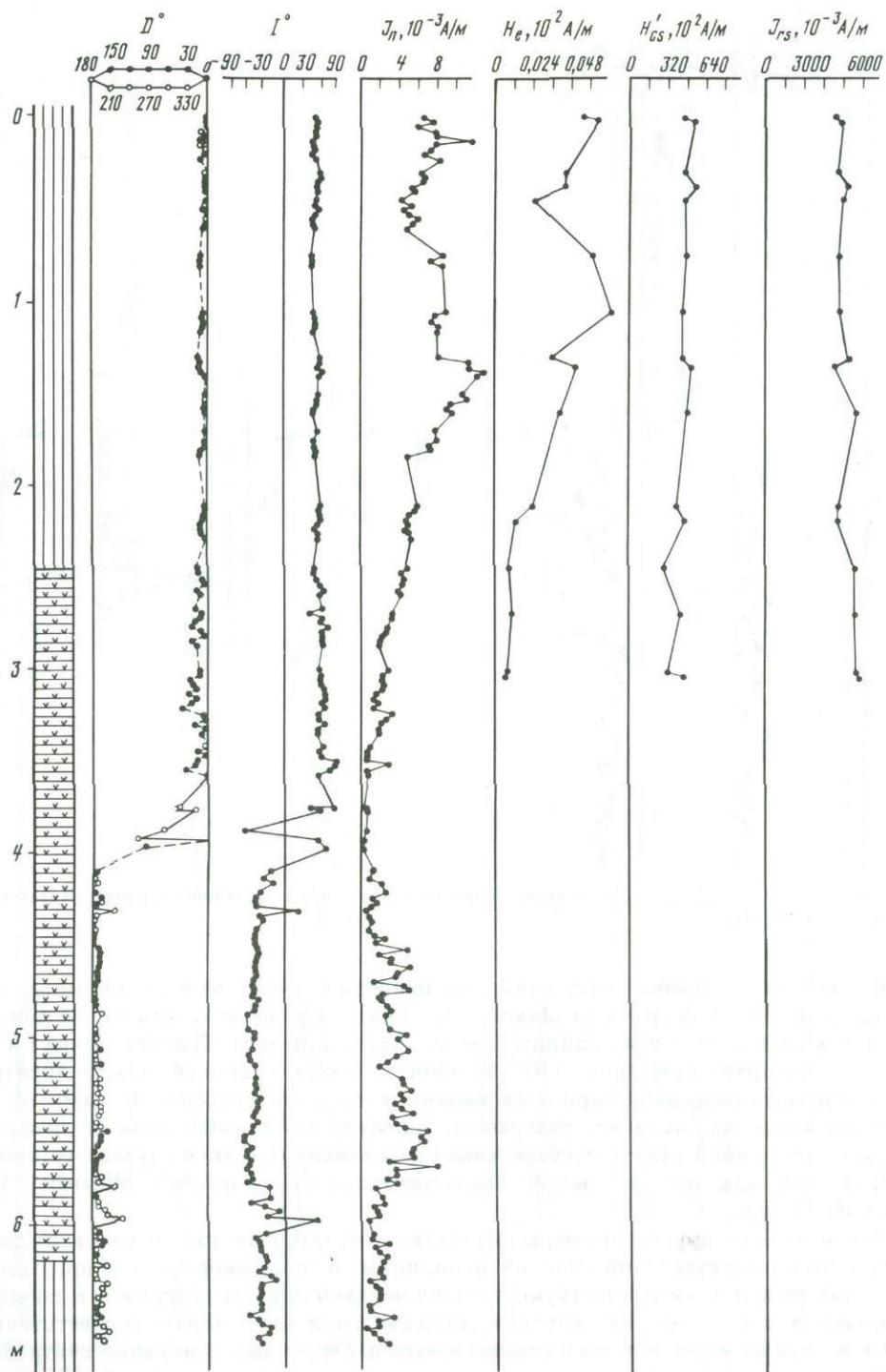


Рис. 108. Литологическая и магнитная характеристики пород в районе границы Матуяма—Брюнес, разрез Кайрубак-1

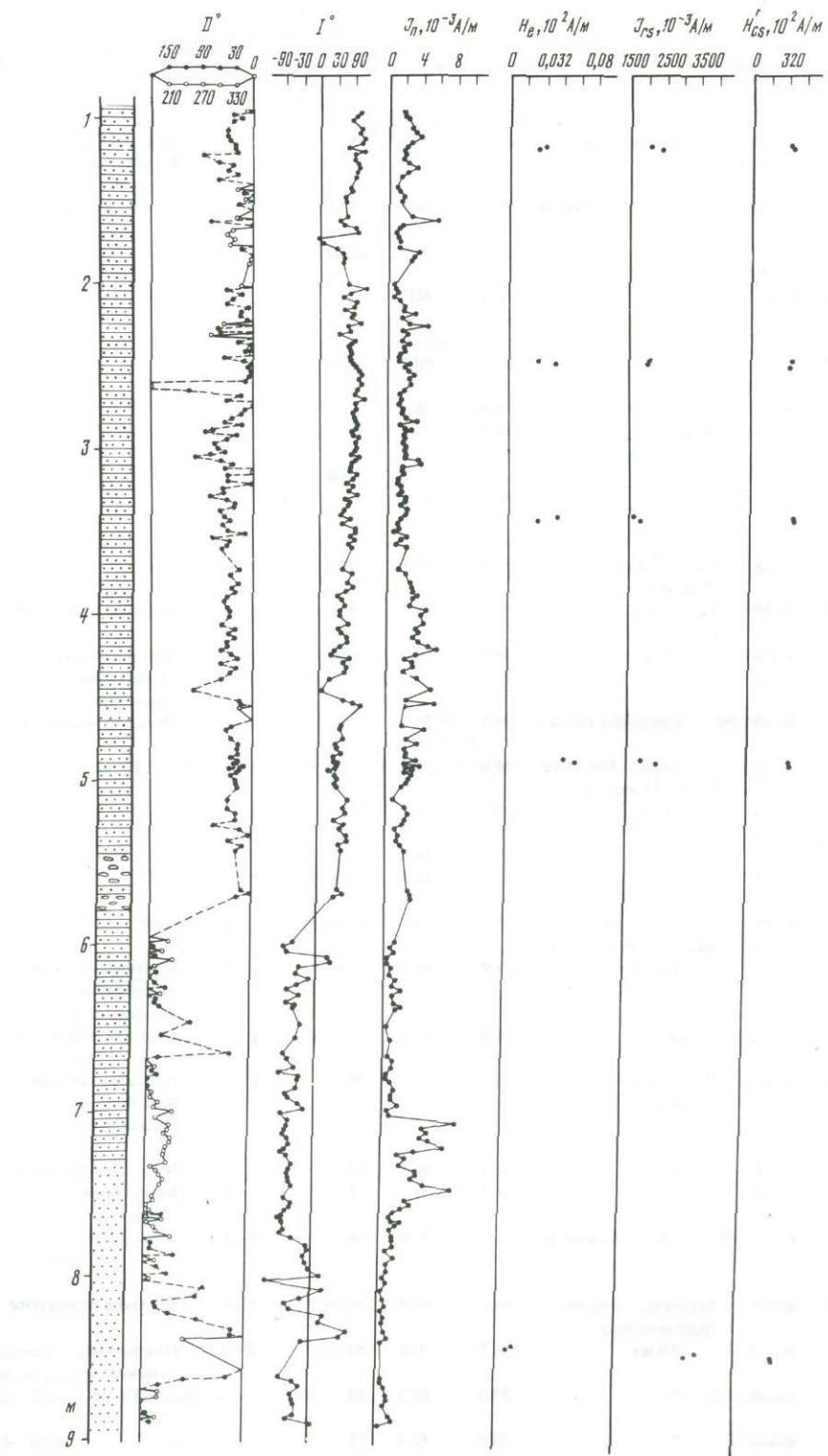


Рис. 109. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Маммут (?)—Гаусс, разрез Халац

Таблица 3

| Н.п. | Тип инверсии | Возраст | Координаты места исследования | | Количество переходных (промежуточных) точек | Количество образцов | Тип пород | |
|------|--------------|-------------------------------------|-------------------------------|----------------|---|---------------------|---------------------------------------|--|
| | | | с.ш. | в.д. | | | | |
| 1 | N—R | Средний миоцен | 37,9 | 57,4 | 58 | 2 | Континентальные бассейновые отложения | |
| 2 | N—R | Средний—поздний сармат | 39,0 | 56,3 | >100 | 2 | То же | |
| 3 | R—N—R | То же | 39,0 | 56,3 | >100 | 2—4 | " | |
| 4 | R—N | " | 39,0 | 56,3 | 40 | 2—4 | " | |
| 5 | N—R | " | 39,0 | 56,3 | >100 | 2—4 | " | |
| 6 | R—N | " | 39,0 | 56,3 | 20 | 2 | " | |
| 7 | N—R | Кохитос—Гильберт? (3,7 млн лет?) | 39,3 | 53,5 | 30 | 2 | " | |
| | N—R | То же | 39,4 и 40,0 | 53,5 и 49,0 | >100 | 2 | " | |
| 8 | N—R | Гаусс—Маммэ? | 37,9 | 57,5 | >100 | 2 | " | |
| | | (3,06 млн лет?) | | | | | | |
| 9 | N—R | Гаусс—Каена? | 39,0 | 55,2 | 16 | 2—3 | Морские отложения | |
| | N—R | То же | 40,3 | 49,0 | >100 | 2 | Континентальные бассейновые отложения | |
| 10 | N—R—N | Средний акчагыл | 39,0 | 56,3 | 21 | 2—3 | Морские отложения | |
| 11 | N—R | Гаусс—Матуяма (2,43 млн лет) | 39,0 | 56,3 | >100 | 2—3 | То же | |
| | N—R | То же | 39,1 | 56,4 | 55 | 2 | " | |
| | N—R | " | 38,8 | 56,6 | >100 | 2 | " | |
| | N—R | " | 39,2 | 54,8 | >100 | 2 | " | |
| | N—R | " | 41,3 | 46,2 | >100 | 2 | " | |
| 12 | R—N | Матуяма—Харамильо (0,95 млн лет) | 39,3 | 54,5 | >100 | 2—8 | " | |
| | R—N | То же | 38,9 | 56,2 | >100 | 2—3 | Континентальные бассейновые отложения | |
| | R—N | То же | 41,0 | 46,6 | 36 | 2 | Морские отложения | |
| 13 | N—R | Харамильо—Матуяма (0,89 млн лет) | 38,9 | 55,0 | 25 | 2 | Континентальные бассейновые отложения | |
| | N—R | То же | 41,0 | 46,5 | 37 | 2 | Морские отложения | |
| | N—R | " | 38,7 | 70,0 | 24 | 2—3 | Покровные отложения | |
| 14 | R—N—R | 0,89—0,69 млн лет | 38,7 | 70,0 | 50 | 2—3 | То же | |
| 15 | R—N | Матуяма—Брюнес (0,69 млн лет) | 40,8 | 47,0 | >100 | 2—4 | Морские отложения | |
| | R—N | То же | 38,7 | 70,0 | 80 | 2—3 | Покровные отложения | |
| | R—N | " | 53,5 | 83,5 | 23 | | То же | |
| | R—N | " | 53,5 | 82,5 | 13 | | " | |
| | R—N | " | 53,5 | 83,5 | 13 | | " | |

| Время на инверсию по H_{dp} , лет | Время на инверсию по изменению полярности, лет | Понижение поля во время инверсии | Тип движения ВГП | Наличие | | Источник |
|-------------------------------------|--|----------------------------------|-------------------------------------|----------|-----------|---------------------------|
| | | | | сгущений | возвратов | |
| Больше, чем по полюсу | Меньше, чем по H_{dp} | В 4—5 раз | Неупорядоченный | — | + | Гурарий, 1981 |
| То же | То же | Более 5 раз | То же | + | + | Гурарий, 1977 |
| " | $2 \cdot 10^4$ | Более 10 раз | " | + | + | Гурарий, наст. работа |
| " | $0,5 \cdot 10^4$ | То же | Значительная субширотная компонента | — | + | Гурарий, 1977 |
| " | $> 2 \cdot 10^4$ | " | Обе компоненты | + | + | Гурарий, наст. работа |
| " | Меньше, чем по H_{dp} | В 10 раз | То же | — | + | Гурарий, 1977 |
| $0,8 \cdot 10^4$ | $> 10^3$ | До 10 раз | " | + | + | Гурарий, 1972 |
| $1,6 \cdot 10^4$ | $< 1,6 \cdot 10^4$ | Более 4 раз | " | + | + | Петрова и др., 1963, 1965 |
| Больше, чем по полюсу | $< 6,5 \cdot 10^4$ | Более 10 раз | " | + | + | Гурарий, наст. работа |
| $7 \cdot 10^4$ | $< (1-3) \cdot 10^4$ | В 5 раз | Субмеридиональный | + | + | Гурарий, 1977 |
| — | — | То же | Неупорядоченный | + | + | Гурарий, наст. работа |
| Больше, чем по полюсу | — | В 10 раз | Субмеридиональный | — | + | Гурарий, 1977 |
| $< 10 \cdot 10^4$ | $< 2,5 \cdot 10^4$ | Более 10 раз | То же | + | + | Гурарий, 1973, 1976а, б |
| — | — | — | " | + | + | То же |
| — | — | — | " | + | + | " |
| — | — | — | " | + | + | " |
| — | — | ? | " | + | + | Гурарий, наст. работа |
| $1,5 \cdot 10^4$ | Меньше, чем по H_{dp} | Более 10 раз | " | + | + | Гурарий, 1976а, 1981 |
| $1 \cdot 10^4$ | То же | То же | " | + | + | То же |
| Больше, чем по полюсу | " | ? | " | — | — | Гурарий, наст. работа |
| — | — | — | " | — | + | То же |
| — | — | — | " | — | + | " |
| $1,5 \cdot 10^4$ | $0,8 \cdot 10^4$ | До 20 раз | " | — | + | " |
| — | — | — | " | + | + | " |
| Больше, чем по полюсу | $1,6 \cdot 10^4$ | Более 5 раз | " | + | + | " |
| $1,5 \cdot 10^4$ | $0,85 \cdot 10^4$ | Более 10 раз | " | + | + | " |
| Больше, чем по полюсу | ? | До 10 раз | " | + | + | " |
| $(3-7) \cdot 10^4$ | Меньше, чем по H_{dp} | — | " | — | + | Поспелова, 1976 |
| $(3-7) \cdot 10^4$ | То же | — | " | — | + | То же |
| $(3-7) \cdot 10^4$ | " | — | " | — | + | " |

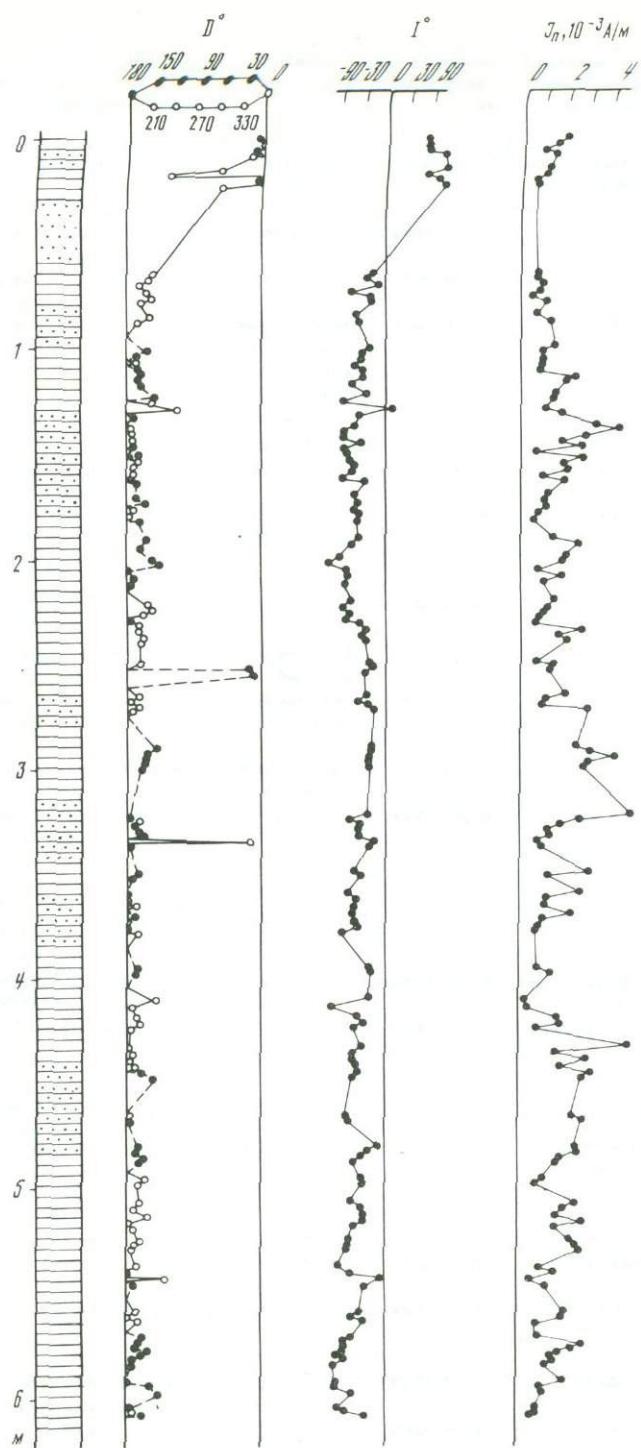


Рис. 110. Литологическая и магнитные характеристики пород в районе границы Каена—Гаусс, разрез Джейранкечmez

явления наличия или отсутствия переходной зоны в каждом конкретном разрезе, как и о случайном характере распределения самих перерывов. В то же время частое отсутствие в разрезах переходных слоев, занимающих крайне незначительную часть разрезов (во временном эквиваленте), свидетельствует о большом количестве таких перерывов.

По нашему мнению, приведенные примеры с большой очевидностью свидетельствуют о значительном количестве перерывов в осадконакоплении изученных толщ пород. Временной объем отсутствующих в разрезе отложений, связанных с каждым конкретным перерывом, может достигать 10 тыс. лет и более, не выделяясь при этом особыми характерными чертами, т.е. наличие таких перерывов практически не идентифицируется при обычных геологических исследованиях.

Выводы. Как видно из изложенного выше, на территории СССР изучено 30 переходных зон, в которых зафиксировано поведение геомагнитного поля во время 12 разновозрастных инверсий и 3 экскурсов неогенового возраста. Переходные зоны, соответствующие инверсиям N_8-R_7 (Кохитос—Гильберт), Гаусс—Каена, Матуяма—Харамильо и Харамильо—Матуяма, изучены в 2 регионах (расстояние между пунктами исследования 400—1000 км), а переходная зона Матуяма—Брюнес — в 3 регионах, максимальное расстояние между которыми достигает 3000 км.

Основные характеристики поля, выявленные при проведении этих исследований, сведены в табл. 3. При этом следует учесть, что точное количество переходных (инверсионных) ВГП подсчитывалось лишь в том случае, если их было меньше 100. К промежуточным ВГП относились и те ВГП, широта которых была больше $\pm 60^\circ$, если они отвечали, по мнению автора, инверсирующему полю. Понижение напряженности древнего поля оценивалось по изменению $J_n^0, H_e, J_n^0/J_{rs}$, т.е. приведенные цифры ни в коем случае нельзя считать абсолютными ни в одном из описанных случаев.

Анализ характеристик поля во время всех изученных инверсий будет проведен в главе шестой настоящей работы. Здесь же следует еще раз подчеркнуть роль исследований переходных зон в качестве количественного критерия временных оценок перерывов в осадконакоплении различных горных пород.

ГЛАВА ПЯТАЯ ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДРЕВНИЕ ЭПОХИ

В задачу данной работы не входит детальная характеристика поведения поля во время инверсий, которые происходили в далеком геологическом прошлом, однако анализ данных, полученных при изучении более молодых событий, их обобщение оказались бы неполными без сопоставления, сравнения с характеристиками древних явлений.

В связи с этим, не вдаваясь в детали, вкратце попытаемся проанализировать данные об изменениях геомагнитного поля во время инверсий в докембрии, палеозое и мезозое.

1. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДОКЕМБРИИ

В настоящее время имеются сведения о характеристиках геомагнитного поля только во время одной инверсии докембрийского возраста. Переходные слои между зонами прямой и обратной намагниченности были обнаружены Д. Бингхамом и М. Эвансом (Bingham, Evans, 1976) при изучении палеомагнетизма тонкозернистых красноцветных осадочных пород формации Старк (Канада), возраст которой 1750 млн лет. Мощность переходной зоны состав-

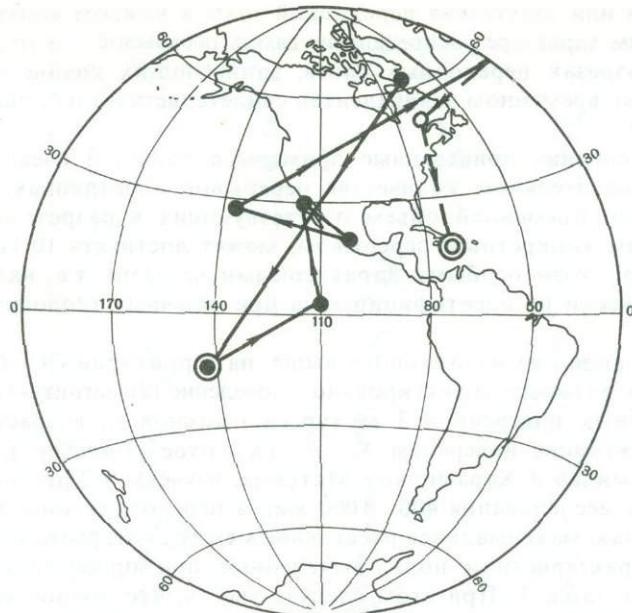


Рис. 111. Траектория ВПГ во время инверсии возраста 1740 млн лет (Bingham, Evans, 1976)

ляет 25 м, что, по мнению авторов, возможно, свидетельствует о большей продолжительности инверсий в протерозое по сравнению с фанерозоем. Промежуточные направления векторов естественной остаточной намагниченности были получены в результате термочистки ($T=450-500^{\circ}\text{C}$). Последовательные изменения положений ВГП для 5 моментов времени инверсии (образцы отбирались через большие интервалы) представлены на рис. 111. В основном они расположены вблизи большого круга, соединяющего древние N и R полюса, в этом же направлении смешался ВГП во время экскурса, предшествовавшего инверсии.

Уменьшение интенсивности намагниченности в 2—5 раз в образцах переходной зоны можно рассматривать как свидетельство уменьшения напряженности геомагнитного поля во время протерозойской инверсии.

К сожалению, редкий отбор образцов и отсутствие других данных не позволяют оценить детали изменения поля во время этой инверсии и ее продолжительность, сама по себе мощность переходной зоны не может рассматриваться в качестве временной характеристики.

2. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

М. Мак-Елхинни (McElhinny, 1970), изучая нижнекембрийские красноцветные песчаники в Западном Пакистане, выделил две переходные зоны следующих друг за другом $R-N$ и $N-R$ инверсий. К сожалению, очень малая скорость осадконакопления (или незначительная продолжительность инверсий) привела к тому, что мощность переходных зон составляет 1,5 и 1,0 см, промежуточные направления поля зафиксированы в каждом случае лишь одним образом, интенсивность намагниченности при этом уменьшалась в 4 раза. Учитывая мощность зоны прямой намагниченности (~ 2 см), следует отметить вероятность весьма малой скорости осадконакопления, однако нельзя исключить и еще две возможности: в изученном разрезе представлены лишь отдельные уцелевшие фрагменты некогда более мощного разреза; во всем разрезе присутствует еди-

ная переходная зона, накопившаяся во время инверсии, имевшей вид резких неоднократных смен полярности поля.

К сожалению, имеющиеся данные не позволяют отдать предпочтение ни одному из этих предположений.

Нами в 1966 г. изучены переходные зоны, образовавшиеся во время 5 позднекембрийских инверсий (3 инверсии $R-N$ и 2 инверсии $N-R$) (Гуарий, 1968; Гуарий, Трубихин, 1968). Переходные зоны изучались в красноцветных отложениях эвенкийской свиты верхнего кембра Сибирской платформы в среднем течении р. Ангара, в урочище Красный Яр (у пос. Богучаны). Мощность переходных зон колебалась от 0,5 до 6,5 м. Комплекс лабораторных исследований, включавший в себя магнитоминералогические исследования (J_r , (H), H'_{cs} , J_{rs} (T), H'_{cs} (T) и др.), изучение α , J_{rv} , H'_c , J_h (h), J_n (T), использование метода H_e и опыты по переосаждению позволили сделать следующие выводы.

1. Во время инверсий геомагнитного поля напряженность поля значительно уменьшалась, составляя в отдельные моменты не более 15% напряженности магнитного поля в стабильном состоянии.

2. Во время инверсий магнитный полюс перемещался от одного стабильного положения к другому по довольно сложному, характерному для каждой инверсии пути (рис. 112).

Для позднекембрийского времени представляется возможным выделить три этапа инверсий геомагнитного поля:

падение напряженности поля при постоянном положении полюса (сохраняется дипольный характер геомагнитного поля);

перемещение полюса при низкой напряженности поля (дипольное поле, скорее всего, отсутствует, наблюдаемое перемещение полюса является кажущимся);

новое стабильное положение полюса, напряженность поля постепенно достигает своего нормального значения (восстанавливается дипольный характер геомагнитного поля).

Определяющим для установления начала и конца инверсии являются пониженные значения напряженности геомагнитного поля.

3. Продолжительность изученных инверсий, исходя из общей мощности отложений эвенкийской свиты, продолжительности ее накопления и мощности зон перехода, составляла $(0,06-0,86) \cdot 10^6$ лет.

Анализируя в настоящее время полученные данные, приходится согласиться с этими выводами. Следует лишь сделать два замечания.

Несомненно, интервал отбора палеомагнитных образцов (5—40 см) не соответствует современным требованиям. Редкий отбор образцов привел к тому, что изменения направлений поля во время инверсий изучены фрагментарно.

Вызывает некоторое сомнение установленная продолжительность инверсий, в первую очередь это относится к продолжительности инверсии N_5-R_5 , составляющей $\sim 0,86 \cdot 10^6$ лет.

Нам кажется, что эта цифра значительно завышена, однако уточнить ее в настоящее время не представляется возможным.

Изменение геомагнитного поля во время раннепалеозойских (позднекембрийских и раннеордовикских) инверсий на Сибирской платформе, в верхнем течении р. Лены, изучалось А.Я. Кравчинским (1968). Переходные зоны исследовались им в отложениях верхоленской свиты (верхний кембр) и устькутской свиты (нижний ордовик). По данным Кравчинского, инверсии происходили при пониженном геомагнитном поле, полюс во время инверсий перемещался в основном вдоль палеомеридаана, включающего направление современного магнитного поля в месте проведения работ, продолжительность инверсий достигала $1,5 \cdot 10^6$ лет.

Само по себе полосовое распределение J_n , включающее направление перемагничивания, заставляет с осторожностью относиться к результатам, полу-

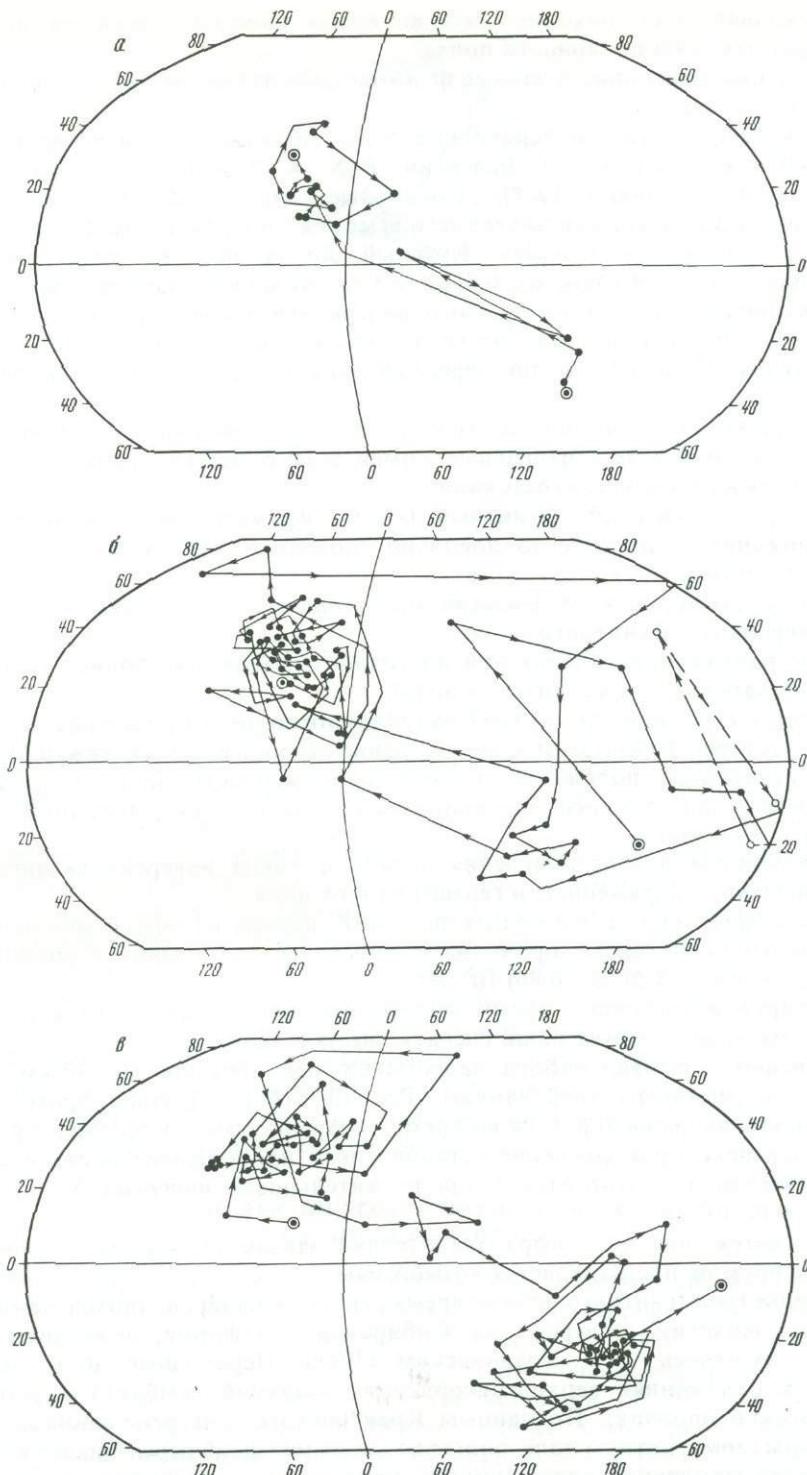


Рис. 112. Траектории ВГП во время 5 позднекембрийских инверсий (обнажение Красный Яр, р. Ангара)

ченным в данном исследовании. Несколько настораживает и соотношение мощностей (и соответственно временных характеристик) палеомагнитных зон и зон перехода. Из изученных Кравчинским 200 м разреза верхоленской свиты, что составляет до 50% ее общей мощности, 120 м слагают переходные зоны. Другими словами, из 17—18 млн лет, в течение которых накапливалась изученная часть свиты, 10,2—10,8 млн лет существовало инверсионное поле и только 6,8—7,2 млн лет — стабильное поле прямой и обратной полярности. Конечно, в настоящее время мы крайне мало знаем о продолжительности эпох стабильного состояния поля и инверсий в раннем палеозое, однако вытекающее из данных А.Я. Кравчинского соотношение находится в явном противоречии как с нашими данными, так и с результатами В.П. Родионова, изучавшего верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения на Сибирской платформе, и с данными других исследователей, проводивших изучение палеомагнетизма нижнего палеозоя в других районах земного шара.

Наиболее существенный вклад в изучение характеристик геомагнитного поля во время раннепалеозойских инверсий (как и вообще характеристики геомагнитного поля в этот отрезок времени) внесли В.П. Родионов и А.Н. Храмов (Родионов, Начасова, 1966; Родионов, 1969, 1981; Родионов, Храмов, 1973, 1976; Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Буха и др., 1976; Палеомагнитология, 1982), изучавшие палеомагнетизм нижнепалеозойских отложений в различных местах Сибирской платформы.

Проводя магнитостратиграфические исследования верхнекембрийских и ордовикских отложений, В.П. Родионов и А.Н. Храмов выявили и изучили ряд переходных зон в обнажениях по р. Лене.

R-N и *N-R* переходные зоны в средней части верхоленской свиты верхнего кембрия были изучены ими у д. Ичёры, и серия последовательных переходных слоев зоны неустойчивой полярности в верхах отложений верхнего кембрия — у деревень Змеиново, Половинка и Хамра. Расстояние от д. Змеиново до д. Хамры составляет 500 км. В отложениях нижнего ордовика, 3 км ниже устья р. Мандра изучена *R-N* переходная зона, и в отложениях у д. Березовской — последовательные *R-N*, *N-R* и *R-N* переходные зоны в среднеордовикских отложениях.

Авторы считают, что характер изменения геомагнитного поля во время позднекембрийских и ордовикских инверсий значительно различается. Для позднекембрийских инверсий характерны плавные, растянутые во времени изменения (рис. 113), ордовикские инверсии характеризуются серией резких изменений поля до 180° (правда, нечто подобное отмечено ими и при изучении *R-N* и *N-R* инверсий середины позднего кембрия у д. Ичёры). Количество таких резких колебаний направлений поля в инверсиях, изученных у д. Ичёры, составляет 8 и 16, раннеордовикская инверсия характеризуется тремя сериями изменения полярности поля, разделенными временно стабилизирующимся полем прямой полярности, для инверсий среднего ордовика число таких изменений направлений поля — от 1 до 7.

Все инверсии начинались с понижения напряженности геомагнитного поля, на фоне пониженного в 2—3 раза поля (оценка напряженности поля проводилась по Q и J_n) происходит изменение направления поля, после чего восстанавливается прежнее значение напряженности. Пять следующих друг за другом инверсий, которые произошли во время эпохи неустойчивой полярности в конце позднего кембрия, характеризуются различным изменением положений ВГП.

Продолжительность инверсий в позднем кембрии составляла 10, 170 и 330 тыс. лет, в среднем ордовике — 180 и 200 тыс. лет, продолжительность инверсии в нижнем ордовике авторами не оценивается.

По поводу приведенных В.П. Родионовым и А.Н. Храмовым оценок продолжительности инверсий следует отметить следующее.

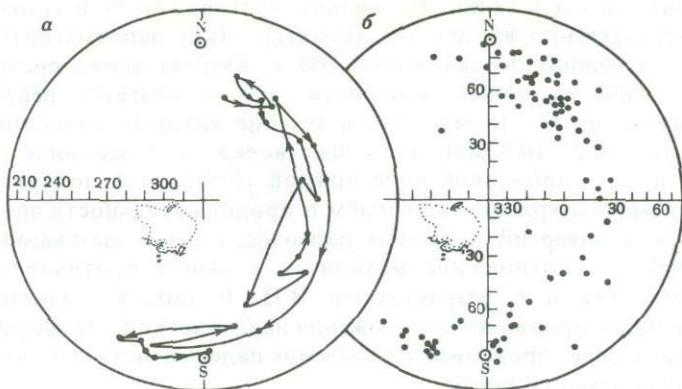


Рис. 113. Верткальные геомагнитные полюса во время позднекембрийской инверсии $N-R$ (относительно палеогеографической сетки)

a — траектория ВГП (разрез Хампа); *б* — распределение ВГП по данным всех обнажений (Храмов и др., 1974)

1. Минимальная оценка продолжительности инверсии составляла не более 1 тыс. лет (R_3-N инверсия в среднем ордовике). Вся инверсия выражается в резком (примерно на 180°) изменении направления поля, фиксируемом двумя соседними палеомагнитными образцами. Подобное поведение поля, вернее, вектора естественной остаточной намагниченности отмечается неоднократно и при изучении более молодых образований и обычно связано с наличием перерывов в изучаемых горных породах. Для утверждения того, что таково было поведение именно геомагнитного поля, необходимо проведение специальных исследований, исключающих возможность пропуска перерыва в изучаемой толще. К сожалению, авторы не указывают на проведение такого рода исследований, в связи с чем отмеченная выше продолжительность инверсии должна приниматься в качестве сугубо предварительной.

2. В конце позднего кембра авторами выделяется состояние переходного режима геомагнитного поля продолжительностью порядка 330 тыс. лет, в котором отмечается 5 инверсий, разделенных "стабильными" состояниями поля той или иной полярности. При этом продолжительность каждого такого "стабильного" состояния составляла 30—50 тыс. лет. Непонятно, считают ли В. П. Родионов и А. Н. Храмов все это состояние поля единой инверсией поля (под инверсией в данном случае понимается изменение направления поля от одной устойчивой полярности к другой, а не колебания направлений поля во времени инверсии) или серией следующих друг за другом инверсий. В связи с этим неясно, характеристикой какого состояния поля является продолжительность 330 тыс. лет.

3. С учетом изложенного времененная характеристика изученных В. П. Родионовым и А. Н. Храмовым инверсий выражается как 80, 100, 170 и 200 тыс. лет, что довольно близко к полученным нами цифрам 60, 120, 120 и 240 тыс. лет, однако значительно меньше 860 тыс. лет, условно установленных нами для инверсии N_5-R_5 , и тем более $1.5 \cdot 10^6$ лет (данные А. Я. Кравчинского).

3. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

В настоящее время полностью отсутствуют сведения об изменениях поля во время инверсий в среднем палеозое. Наиболее древние из изученных позднепалеозийских инверсий — это инверсии предположительно среднепермского времени, произошедшие на границах магнитного эпизода нормальной полярности Квадрадо дель Пимиенто, изученного Д. Валенсио и др. (Valencio et al., 1977) при исследовании красноцветных терригенных отложений группы Пагнацо в Аргентине.

Рис. 114. Траектория ВГП во время эпизода Квадрато
дель Пимиенто (Valencio et al., 1977)

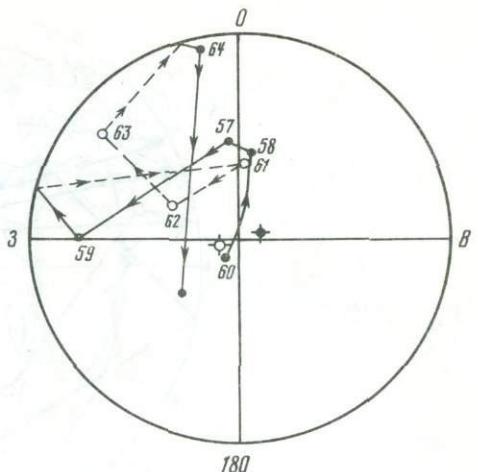
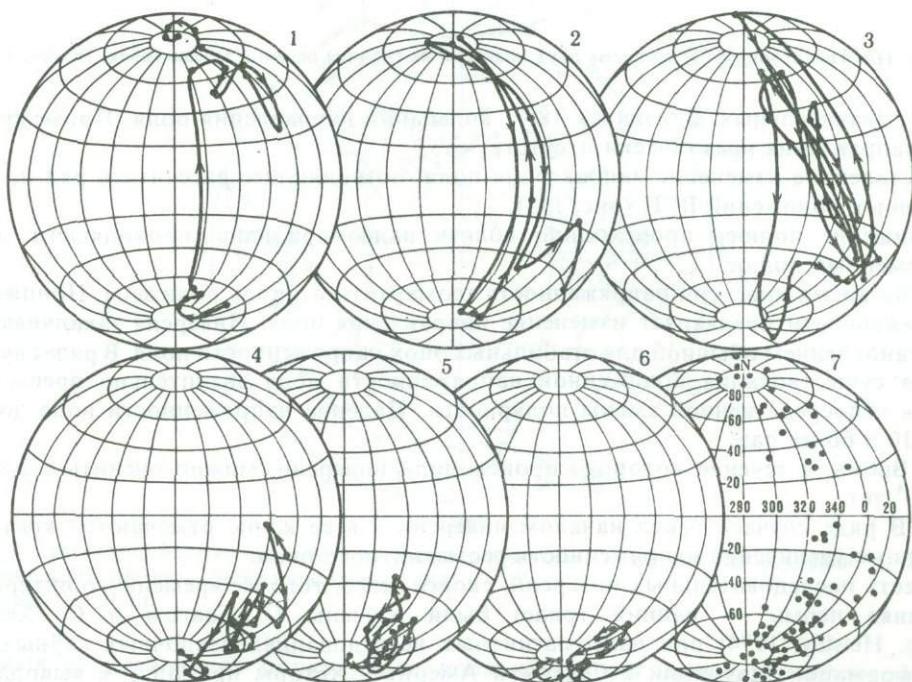


Рис. 115. Траектории ВГП при позднепермской
инверсии (разрез Медвежий Взвод, р. Юг)

1—6 — последовательные траектории ВГП; 7 — распределение ВГП (Буров, 1979)



К сожалению, эти результаты можно принимать лишь как сугубо предварительные, так как образцы отбирались крайне редко. Переходные ВГП располагаются для обеих инверсий в пределах долгот 10° в.д. — 90° з.д. (рис. 114).

Ряд инверсий геомагнитного поля позднепермского—раннетриасового времени был изучен Б.В. Буровым, И.П. Слауцитайс и др. (Слауцитайс, 1973, 1981; Буров, 1979; Буров и др., 1977) на северо-востоке Русской платформы, в бассейнах рек Вятки и Волги, и на п-ове Маньышлак. В результате исследований авторы приходят к ряду выводов об изменениях поля, которые практически сводятся к следующему.

1. В этот период существовали инверсии трех основных типов:
резкая смена полярности. В разрезе выражается в противоположной намагниченности соседних по мощности образцов;



Рис. 116. Траектории ВГП во время двух инверсий на границе перми и триаса (Baag, Helsley, 1974)

ряд значительных, близких к 180° , колебаний направления поля. Промежуточные направления практически отсутствуют:

постепенное изменение направления поля, позволяющее рассчитать ряд промежуточных положений ВГП (рис. 115).

Движение полюса происходило вблизи палеомериана, проходящего через современный полюс.

2. Во время инверсии напряженность геомагнитного поля понижена. Понижение напряженности предваряет изменение направления поля. Инверсия заканчивается восстановлением обычной для стабильных эпох напряженности поля. В ряде случаев время существования пониженной напряженности поля значительно превышает время непосредственной смены полярности. Падение напряженности поля достигает 10 и более раз.

3. Время, в течение которого происходили инверсии, можно оценить в $2 \cdot 10^3 - 2,2 \cdot 10^4$ лет.

4. В ряде случаев перед началом инверсии и в ее конце отмечаются кратковременные увеличения напряженности геомагнитного поля.

Шесть последовательных инверсий, скорее всего, того же временного интервала (поздняя пермь — ранний триас) были изучены С. Баагом и С. Хелсли (Baag, Helsley, 1974) при палеомагнитных исследованиях осадочных горных пород формации Маункопи в Северной Америке. Авторы приходят к выводам о поведении поля во время этих инверсий, хорошо согласующимся с выводами Б. В. Бурова и др., однако оценивают время инверсий в $(1-5) \cdot 10^4$ лет.

Положение ВГП во время двух инверсий, характеризующихся постепенным изменением направления поля (координаты ВГП вычислены нами по слаженным кривым D и I), представлено на рис. 116.

Очень интересные результаты, характеризующие поведение поля во время раннетриасовой $N-R$ инверсии, были получены Е. Херрero-Бервера и С. Хелсли (Неггето-Бервера, Helsley, 1983) при изучении красноцветов формации Чагуотер в Вайоминге, США. Переходная зона изучалась в 3 профилях, расстояния между которыми составляли 90 и 25 м, что позволяло их уверенно коррелировать. Сходимость данных очень хорошая (рис. 117). Выводы авторов заключаются в следующем.

Во время инверсии величина поля в среднем составляет 25% от поля в стационарные периоды, понижаясь в отдельные отрезки времени до 9%.

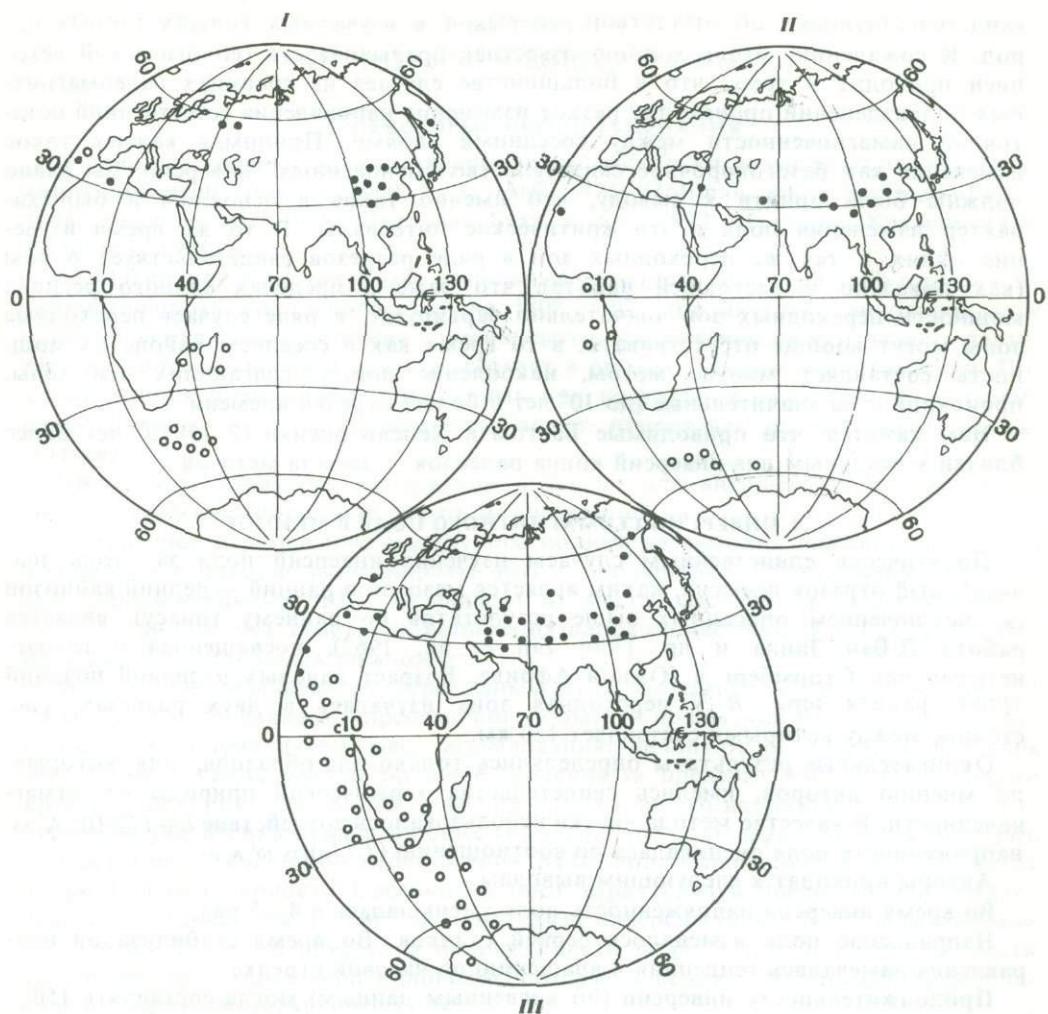


Рис. 117. Траектории ВГП во время $N-R$ инверсии по результатам исследований формации Чагуотер, Вайоминг, США (Herrero—Bervera and Helsley, 1983)

Профили — I, II, III

Время существования пониженного поля превышает время изменения знака поля в 3 раза, продолжительность смены знака поля менее 36,9 тыс. лет.

Отмечаются периоды быстрого изменения направления поля и периоды его стабилизации.

Перемещение ВГП происходит в полосе долгот, отличающихся на 90° от долготы места исследования.

По поводу результатов, представленных в этих 3 обширных исследованиях позднепалеозойских—раннемезозойских инверсий, следует заметить следующее.

Вызывает некоторое сомнение объяснение связи увеличения J_n перед инверсией и после нее, изученных Б. В. Буровым и др., с повышением напряженности геомагнитного поля, так как практически во всех случаях такое повышение J_n сопровождается увеличением α_e .

По-нашему мнению, ни в коем случае нельзя безоговорочно принимать за истинное изменение поля во время инверсий, характеризующихся резкой, фиксируемой соседними образцами сменой полярности, без специальных исследований,

свидетельствующих об отсутствии перерывов в изучаемых толщах горных пород. К сожалению, столь хорошо известная прерывистость геологической летописи приводит к тому, что в большинстве случаев на границах палеомагнитных подразделений происходит резкое изменение направления естественной остаточной намагниченности между соседними слоями. Принимая каждое такое изменение как безоговорочное свидетельство "мгновенных" инверсий, мы давно должны были прийти к выводу, что именно таков в основном и был характер изменения поля в эти критические интервалы. В то же время изучение одних и тех же переходных зон в ряде разрезов свидетельствует о том (как показано в настоящей работе), что даже в пределах единого региона мощности переходных зон значительно варьируют, в ряде случаев переходные зоны могут вообще отсутствовать, в то время как в соседнем районе их мощность составляет многие метры, накопление пород, слагающих эти зоны, происходило за значительные (до 10^4 лет и более) отрезки времени.

Нам кажется, что приводимые Баагом и Хелсли оценки $(2-5) \cdot 10^4$ лет более близки к реальным для инверсий конца палеозоя — начала мезозоя.

4. ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЗОЗОЕ

Практически единственным случаем изучения инверсий поля за столь значительный отрезок времени, каким является мезозой и ранний—средний кайнозой (за исключением описанных выше результатов по раннему триасу), является работа Д. Ван Зиля и др. (Van Zijl et al., 1962), посвященная палеомагнетизму лав Стормберг в Южной Африке. Возраст лавовых излияний поздний триас—ранняя юра. $R-N$ переходная зона изучалась в двух разрезах, расстояние между которыми составляет 130 км.

Окончательные результаты определялись только для образцов, для которых, по мнению авторов, имелись свидетельства термической природы их намагниченности. В качестве метода чистки использовалось воздействие $h = 172 \cdot 10^2$ А/м, напряженность поля оценивалась по соотношению $(J_n/J_{n1}) 175 \cdot 10^2$ А/м.

Авторы приходят к следующим выводам.

Во время инверсии напряженность поля уменьшалась в 4—5 раз.

Направление поля изменялось серией скачков. Во время стабилизации направления намечалась тенденция к вращению по часовой стрелке.

Продолжительность инверсии (по косвенным данным) могла составлять 150—12 000 лет.

Во время инверсии дипольное поле отсутствует, J_n^0 отражает поведение не-дипольной части геомагнитного поля.

Имеется еще работа Г. Пулайя и Р. Верма (Pullaiah, Verma, 1970), в которой авторы изучали $R-N$ переходную зону в меловых песчаниках формации Турупати в Индии. Однако всего две переходные точки и химическая (по мнению авторов) природа естественной остаточной намагниченности заставляют относиться к этим данным с известной осторожностью.

Выводы. Таким образом, краткий обзор данных об изменениях геомагнитного поля в древние эпохи позволяет сделать следующие выводы.

1. Инверсии геомагнитного поля происходили при пониженной (в 2—10 и более раз) напряженности поля.

2. Изменение направления поля либо происходило постепенно, либо характеризовалось серией резких (до 180°) поворотов.

3. Время существования пониженного поля превышало (иногда довольно значительно) время изменения направления.

4. Продолжительность инверсий составляла $1 \cdot 10^3 - 1,5 \cdot 10^6$ лет, наиболее уверенные данные колеблются от $2 \cdot 10^4$ до $2,4 \cdot 10^5$ лет. По первым трем характеристикам древние инверсии практически не отличаются от инверсий позднего кайнозоя, однако продолжительность их в ряде случаев была существенно больше.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

АНАЛИЗ ИМЕЮЩИХСЯ ДАННЫХ

1. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В принципе заранее можно предположить несколько возможных путей протекания инверсий (Nagata, 1969; Cox, 1969, 1975; Hoffman, 1977; Hoffman, Fuller, 1978; Fuller et al., 1979; Петрова, Буха и др., 1972; Петрова, Храмов, 1970; Головков, 1975; и др.).

А. Магнитное поле сохраняет дипольный характер. Инверсия либо происходит путем поворота дипольного поля на 180° , либо при инверсии дипольное поле одного направления постепенно уменьшается, напряженность его падает, достигает нулевого значения и затем возникает в противоположном направлении. Поворот диполя либо может происходить при постоянной напряженности геомагнитного поля, либо напряженность может изменяться (скорее всего, уменьшаться).

При таком характере протекания инверсии для внешнего наблюдателя изменение геомагнитного поля имело бы следующий вид:

постепенное перемещение магнитного полюса из высоких палеоширот одного полушария в высокие палеошироты другого полушария. Расположение переходных (промежуточных) ВГП не зависит от места наблюдения, исследования — поворот диполя без заметного понижения напряженности поля и без существенного роста недипольных компонент;

постепенное перемещение переходных ВГП, положение которых не зависит от места исследования. С определенного момента положения ВГП для различных наблюдателей (различных мест исследования) начинают различаться, различия могут иметь сколь угодно большие значения (в пределах 180° дуги большого круга) — поворот дипольного поля при понижении его напряженности и соответственном увеличении вклада в общее геомагнитное поле недипольных компонент;

отсутствие какого-либо перемещения ВГП, поле одной полярности сменяется полем другой полярности. Соседние полюса, характеризующие центральную часть инверсии, отличаются на 180° . Весь интервал инверсии может быть зафиксирован только при изучении поведения напряженности поля — переход напряженности дипольного поля через 0 при одновременном уменьшении до 0 напряженности недипольной части геомагнитного поля;

увеличение девиации, с определенного момента — кажущееся перемещение ВГП любого характера, в общем отличающееся для различных мест исследований, значительная девиация с последующей стабилизацией ВГП в области высоких широт — переход напряженности дипольного поля через 0 при относительном (и тем более абсолютном) увеличении недипольной части.

Б. Во время инверсии дипольное поле разрушается, переходит в мультипольное и затем вновь в дипольное противоположного направления. При этом могут реализоваться два механизма:

распад поля, являющегося результатом действия крупномасштабных движений (динамомеханизм Брагинского и др.) (Bullard, Gellman, 1954; Брагинский, 1967, 1976). В этом случае во время инверсии движения (перемещения) ВГП могут иметь сколь угодно неупорядоченный характер, в общем различный для разных мест исследования. Степень различия зависит всецело от недипольности поля;

распад поля, возникшего в результате работы мелкомасштабного динамика (динамо Паркера—Леви) (Parker, 1969; Levy, 1971, 1972a,b). В зависимости от направленности, хода процесса разрушения и восстановления дипольного геомагнитного поля и вида инверсии ($N-R$ или $R-N$) промежуточные ВГП должны располагаться либо вдоль меридиана, проходящего через точку, в которой

проводятся исследования, либо вдоль меридиана, отстоящего от меридиана места исследований на 180° . Однако такая правильная, упорядоченная картина должна наблюдаться лишь в том случае, если распад и восстановление динамо Паркера—Леви происходят в чистом виде, в отсутствие неосимметричной недипольной части поля. В то же время наличие такого недипольного поля может исказить эту картину практически сколь угодно.

В. Особый интерес представляют модели инверсирующего поля, предложенные В.П. Головковым (1975) и Г.Н. Петровой (Петрова, Храмов, 1970; Петрова, Буха и др., 1972). По мнению В.П. Головкова, крупномасштабное динамо, работающее при стационарном режиме геомагнитного поля, во время инверсии не распадается, а заменяется другим механизмом поддержания поля (скорее всего, мелкомасштабным динамо с неупорядоченными турбулентными движениями). В случае работы такого механизма поле во время инверсии должно характеризоваться пониженной, но не постоянной напряженностью, большим количеством (до 10) резких изменений направлений (до 180°), изменением периодов вековых вариаций по сравнению со стационарным режимом, отсутствием изменений поля со временем, характерным для главного периода ($\sim 10^4$ лет), различными координатами промежуточных ВГП для разных мест исследования и т.д.

По модели Г.Н. Петровой и А.Н. Храмова мелкомасштабная турбулентность, ответственная за вековые вариации во время стационарных режимов (в первую очередь за вековые вариации с периодом ~ 600 лет), усиливается в период инверсий по мере уменьшения магнитного момента поля, связанного с работой основного крупномасштабного динамо, так как уменьшается фактор, мешающий ее развитию. Работа основного механизма динамо не нарушается полностью, а отесняется мелкомасштабной турбулентностью в меньший объем. Интенсивность мелкомасштабной турбулентности в разных частях ядра контролируется неоднородностями границы ядро—мантия, проявлениями которых в настоящее время являются мировые аномалии. При реализации этого механизма во время инверсий должно наблюдаться падение напряженности геомагнитного поля в несколько раз, сохранение основного периода изменения поля ($\sim 10^4$ лет), увеличение амплитуды вековых вариаций, различие в координатах переходных ВГП при изучении инверсии в разных местах земного шара. В то же время приуроченность наиболее интенсивной мелкомасштабной турбулентности к основным неоднородностям границы ядро—мантия может приводить к появлению на поверхности Земли мест "преимущественного расположения ВГП" для инверсий определенного отрезка времени.

Таким образом, критическими для определения того, какой из двух последних механизмов динамо реализуется во время инверсий, являются данные по амплитудам и периодам вековых вариаций стационарного и инверсирующего геомагнитного поля.

В то же время в общем можно заранее констатировать, что упорядоченная, закономерная картина кардинального изменения именно тех элементов геомагнитного поля, которые изучаются при палеомагнитных исследованиях (склонение, наклонение, напряженность), будет иметь место лишь в том случае, если роль недипольной, хаотически изменяющейся части геомагнитного поля будет невелика по сравнению с основным инверсирующим полем вне зависимости от того, дипольный или мультипольный характер оно будет иметь.

К настоящему времени изучено около 80 инверсий, как будто бы внушительная цифра. Однако нужно учесть, что это количество распределяется на интервал времени в 0,5 млрд лет и на всю территорию земного шара, что за это время произошло по крайней мере около 300 изменений полярности геомагнитного поля. На приведенной диаграмме (рис. 118) показано временное распределение инверсий поля и их изученность. Как видно, наибольшее количество данных по характеристикам поля во время инверсий имеется для кайнозоя, и даже не

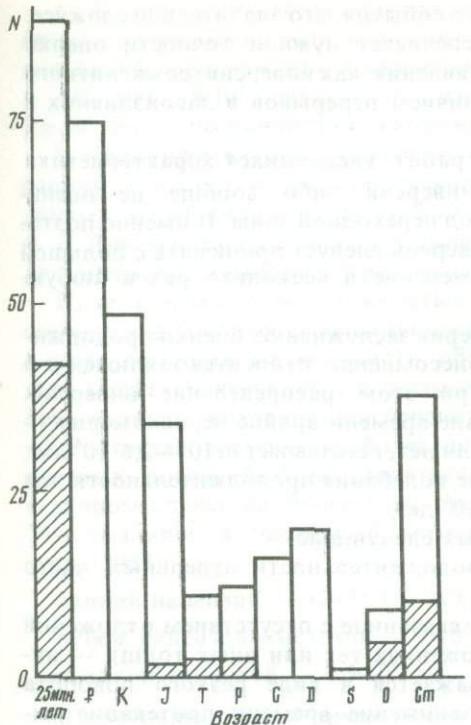
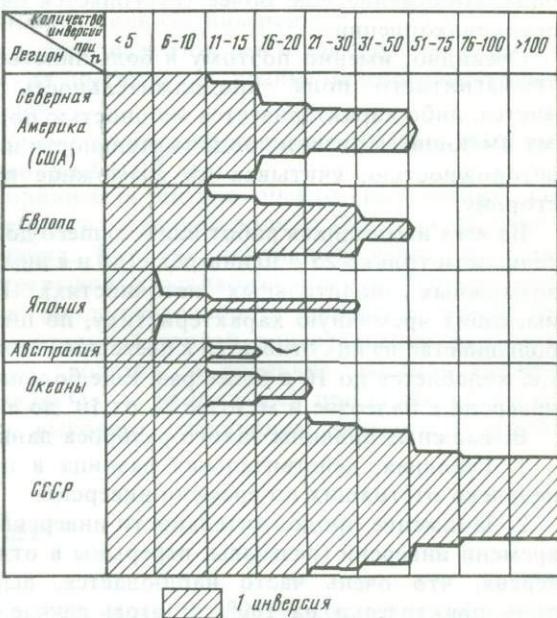


Рис. 118. Количество инверсий и их изученность (заштрихованная часть)

Рис. 119. Количество изученных инверсий в позднем кайнозое и детальность исследований



для всего кайнозоя, а для последних его 20—25 млн лет, — изучено около 45 инверсий. Даже для этого отрезка времени это не такое уж большое количество данных, особенно если учесть, что за исследуемый промежуток времени геомагнитное поле по крайней мере 73 раза изменяло свою полярность.

В действительности же дело обстоит еще хуже. Из указанных 45 инверсий только 33 охарактеризованы шестью и более промежуточными, явно "инверсионными" данными, 10 и более промежуточных данных получено только для 27 инверсий, не менее 20 точками охарактеризовано лишь 19 инверсий, точнее, 16 инверсий и 3 эпизода (рис. 119). Точный возраст установлен лишь для 13 инверсий, к шкале палеомагнитных инверсий привязано 7 изученных инверсий, из них 2 и более раз в разных местах заведомо одна и та же инверсия изучена только в 5 случаях — инверсии Матуяма—Брюнес, Харамильо—Матуяма, Матуяма—Харамильо, Олдувей—Матуяма и Гаусс—Матуяма (имеется в виду, что инверсия изучалась в пунктах, расстояние между которыми более 2—3 тыс. км).

Проанализируем имеющиеся данные.

2. ВРЕМЯ, В ТЕЧЕНИЕ КОТОРОГО ПРОИСХОДИТ ИНВЕРСИЯ

При оценке возраста инверсий палеомагнитологи обычно идут по одному из трех путей: абсолютные радиологические датировки (в основном при изучении изверженных пород), привязка к гео- и магнитохронологической (или магнитостратиграфической) шкалам. Несомненно, что ни один из этих способов не гарантирует нас от ошибок, однако в общем в целом ряде случаев они позволяют получать неплохие результаты.

При изучении же непосредственно инверсий нам необходимо, помимо их воз-

раста, оценить и продолжительность изучаемого события, что значительно сложнее. Ни один из используемых методов не обеспечивает нужной точности оценки продолжительности такого кратковременного явления, как инверсия геомагнитного поля. Положение еще более усугубляется наличием перерывов в лавоизлияниях и осадконакоплении.

Очевидно, именно поэтому в большинстве работ, касающихся характеристики геомагнитного поля, продолжительность инверсий либо вообще не оценивается, либо характеризуется мощностью пород переходной зоны. И именно поэтому имеющиеся оценки продолжительности инверсий следует принимать с большой осторожностью, учитывая их возможное изменение в несколько раз в любую сторону.

Из всех имеющихся работ наибольшего доверия заслуживают оценки продолжительности только 25—30 инверсий (но и к ним, несомненно, относится заключение о возможных значительных неточностях). При этом распределение инверсий, имеющих временную характеристику, по шкале времени крайне неравномерно — большинство из них относится к последним 25 млн лет, t составляет $n \cdot 10^3$ — $2,6 \cdot 10^4$ лет, т.е. колеблется до 10 и более раз. Еще большие колебания продолжительности для инверсий в палеозое и мезозое — от 10^3 до $n \cdot 10^5$ лет.

Возможные причины такого разброса данных следующие.

1. Реальная, действительная разница в продолжительности отдельных, часто недалеко отстоящих по времени инверсий.

2. Занижение продолжительности инверсий, связанное с отсутствием отложений времени инверсии (размыты, перерывы в отложениях тех или иных толщ), — инверсия, что очень часто наблюдается, выражается в виде резкого поворота поля практически на 180° . В этом случае занижение времени протекания инверсии может быть сколь угодно большим.

3. Завышение продолжительности инверсии — наличие перерывов в образовании толщи горных пород приводит нас к занижению средней скорости накопления этих пород. Отсутствие перерывов непосредственно в породах переходной зоны приводит к общему увеличению времени ее образования. Этой ошибки не будет лишь в случае равномерного распределения перерывов во всей толще, включая и переходную зону. Нам кажется, что ошибка в сторону увеличения продолжительности инверсии будет в общем все же меньше, чем возможная ошибка в сторону уменьшения.

Однако при изучении древних инверсий может проявиться источник ошибок, приводящий к завышению (и довольно существенному) продолжительности инверсий, — соединение ряда последовательных близких по времени инверсий в единую инверсию, т.е. включение в инверсию примыкающего к ней эпизода (эпизодов).

Наличие факторов, приводящих к указанным выше ошибкам, несомненно, гораздо проще выявляется при изучении молодых объектов.

Анализируя имеющиеся в настоящее время данные о продолжительности инверсий, можно сделать следующие основные выводы.

1. Более или менее достоверная оценка продолжительности инверсий позднего кайнозоя (последние 25—30 млн лет) колеблется от 10^3 до $2,5 \cdot 10^4$ лет (по изменению направления поля).

2. Время пониженной напряженности геомагнитного поля, которое можно увязать с инверсией, изменяется в этих же пределах.

3. Понижение напряженности поля во время инверсии либо происходит синхронно с изменением направления, либо занимает больший (в 2—3 и более раза) интервал времени.

Расхождение между первыми двумя и третьим выводом связано с тем, что в редких случаях для одной и той же инверсии указывается и та и другая продолжительность.

4. В принципе колебания значений в пределах 10^3 — $2,5 \cdot 10^4$ лет кажутся вполне разумными, если вспомнить указанные выше возможные причины этих колебаний, средняя продолжительность инверсий в позднем кайнозое близка к 10^4 лет ($8 \cdot 10^3$ лет — по изменению направления поля (14 инверсий), $1,6 \cdot 10^4$ лет — по снижению напряженности поля (16 инверсий)).

5. Продолжительность инверсий на рубеже палеозоя—мезозоя (поздняя пермь—ранний триас) и в мезозое, исходя из имеющихся крайне немногочисленных данных, колеблется от $2 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^4$ лет.

6. Для разного палеозоя продолжительность инверсий составляет 10^3 —(2 — 3) $\cdot 10^5$ лет (по оценкам Давыдова и Кравчинского, до $1,5 \cdot 10^6$ лет).

Пока следует с осторожностью принимать низкие оценки, полученные для случаев, когда инверсия выражается резким изменением поля на 180° , фиксируемым в двух соседних по мощности образцах. Как уже отмечалось выше, эти данные могут являться результатом перерывов в осадконакоплении. Кроме того, при наличии реальной дисперсии в продолжительности инверсий определенного отрезка времени наиболее показательной чертой при сравнении разновозрастных инверсий будет являться не сходство, а различие данных, которое в данном случае наиболее явно проявляется по наибольшей продолжительности. Это различие в настоящей момент выглядит следующим образом (Гуарий и др., 1983):

ранний палеозой — $(2$ — $3)$ $\cdot 10^5$ лет;
рубеж палеозоя—мезозоя — $5 \cdot 10^4$ лет;
поздний кайнозой — $2,5 \cdot 10^4$ лет.

В настоящее время трудно оценить реальность этого расхождения по целому ряду причин, указанных ранее. Сам по себе факт различия (или совпадения) характерных времен, в течение которых происходили инверсии геомагнитного поля в различные отрезки времени в прошлом, представляет чрезвычайный интерес. Скорость протекания тех или иных процессов в ядре прямо связана с различными характеристиками ядра — размерами, плотностью вещества, температурой и т.д., т.е. временная характеристика инверсий является в то же время и характеристикой эволюции ядра. В связи с этим наметившаяся тенденция убывания времени протекания инверсий от нижнего палеозоя к современности представляется крайне интересной, хотя реальность ее требует подтверждения в последующих исследованиях.

Представляет интерес и тот факт, что среднее время протекания инверсий в позднем кайнозое ($8 \cdot 10^3$ лет по изменению направления и $1,6 \cdot 10^4$ лет по уменьшению напряженности поля) близко по значению к периоду изменения магнитного момента Земли (8 — 10) $\cdot 10^3$ лет, установленному по архео- и палеомагнитным данным (Бурлацкая, 1970, 1972) и принятому в настоящее время в качестве основного периода колебания динамомеханизма, ответственного за наличие у Земли магнитного поля. Пока рано говорить о значении этого совпадения, тем более что сами эти цифры нуждаются в подтверждении и уточнении. Однако сразу же возникает по крайней мере два вопроса.

Какое из этих значений (t по направлению или t по H_{dp}) в действительности совпадает с величиной периода основного колебания?

Если такое совпадение реально существует, не означает ли это, что отмеченная дисперсия характеристик времени протекания инверсий (несомненно, в течение какого-то определенного временного интервала) может быть кажущейся и связана с возможными ошибками в определении этой характеристики?

Если это так, то сразу же возникает сомнение в глобальности экскурсов геомагнитного поля, имеющих продолжительность менее 10^4 лет (несомненно, если мы правильно устанавливаем границы экскурсов и не ошибаемся при определении их продолжительности).

3. НАПРЯЖЕННОСТЬ ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ

Определение палеонапряженности геомагнитного поля в настоящее время сталкивается со значительными трудностями, связанными как с отсутствием хорошо разработанных общедоступных методик таких исследований, так и с выбором подходящих объектов. Практически, как и много лет назад, у нас на вооружении есть лишь метод Телье для пород, обладающих термонамагниченностью, и метод переосаждения для осадочных пород, намагниченность которых имеет ориентационное происхождение. Однако оба эти метода весьма трудоемки и предъявляют весьма значительные требования к объектам, на которых они могут применяться: отсутствие минералогических изменений после образования J_n^0 , однокомпонентность намагниченности, отсутствие различного рода изменений в процессе лабораторных экспериментов, уверенность, что намагниченность изучаемых объектов имеет именно термоостаточное или ориентационное происхождение, и т.д.

При целевых исследованиях, направленных непосредственно на определение величины H_{dp} , эти трудности в общем могут быть обойдены путем тщательного подбора подходящих объектов, и все же в настоящее время достоверные определения палеонапряженности крайне малочисленны, особенно по сравнению с объемом стратиграфических и тектонических палеомагнитных работ.

При работах по изучению характеристик поля во время инверсий вопрос о выборе объекта диктуется самим объектом исследования — породами, слагающими переходную зону, которые, за редким исключением, крайне неблагоприятны для изучения H_{dp} . В связи с этим приходится прибегать к одной из многочисленных методик определения относительных изменений H_{dp} во время инверсий, основанных на нормировании J_n^0 по какому-нибудь виду лабораторной намагниченности или по магнитной восприимчивости. Все эти методы обладают целым рядом недостатков, главным из которых, даже в благоприятном случае (однородное строение разреза при постоянном содержании одного и того же ферромагнетика), является отсутствие каких-либо уверенных численных характеристик. Приходится оперировать понятиями "больше" и "меньше". Все числовые характеристики, которые в целом ряде случаев авторами относятся к напряженности геомагнитного поля, практически характеризуют изменчивость того или иного параметра, несомненно связанного с напряженностью геомагнитного поля, но неизвестной нам зависимостью; в целом ряде работ выводы о палеонапряженности делаются просто исходя из колебаний интенсивности намагниченности.

В.А. Шашканов и В.В. Металлова (1982) предложили новый метод определения палеонапряженности, который позволяет обойти большинство из указанных выше трудностей. Однако физические основы "метода ступенчатого перемагничивания", и в первую очередь физическое его обоснование для определения палеонапряженности при изучении осадочных горных пород, в настоящее время нельзя считать удовлетворительными. Имеется практически только одна работа (Soe et al., 1981), в которой при изучении поведения поля во время $R-N$ инверсии, имеющей возраст $15,1 \pm 0,3$ млн лет, для определения изменения напряженности поля использовался метод Телье. В результате исследований авторы приходят к выводу о понижении поля до 10 раз. Правда, при изучении обожженных контактов юрского возраста А.С. Большаков и Г.М. Соловьевников (1976, 1980) установили падение напряженности поля в 5—6 раз и связали его с инверсией поля. Вывод авторов, что эти контакты образовались во время инверсий, подтверждается и анализом направлений J_n^0 , однако это исследование, к сожалению, не позволяет установить ни приуроченности полученных данных к определенной стадии инверсии, ни тем более динамики изменения H_{dp} .

Во время 4 инверсий (Jork et al., 1971; Watkins, 1969; Goldstein et al., 1969;

Shaw, 1975) поведение напряженности геомагнитного поля изучалось по методу, предложенному Ван Зилем (Van Zijl et al., 1962). Все эти данные свидетельствуют о значительном понижении поля (до 4—20 раз), при этом для $R-N$ инверсии возраста $15,1 \pm 0,3$ млн лет, изученной по методу Телье и методу Ван Зиля, получены согласующиеся данные.

Для характеристики поведения H_{dp} во время 5 позднекембрийских инверсий, изученных нами в Восточной Сибири (Гурарий, 1968, 1969), и инверсии Кохитос—Гильберт (Петрова и др., 1965) использовались единичные опыты по пересаждению, которые свидетельствуют о понижении поля, во всяком случае во время позднекембрийских инверсий, до 7 раз.

Изучение относительных изменений палеонапряженности (вернее, параметров, связанных с напряженностью поля) также свидетельствует об уменьшении поля во время инверсий, значение этих параметров изменяется в 1,5—20 раз.

В то же время Шоу и Вильсон (Shaw, 1975; Wilson et al., 1972) отметили, что во время инверсии R_3-N_3 (лавы Исландии) в центральной части инверсии, в тот момент, когда ВГП находился в районе экватора, напряженность поля вновь увеличивалась, достигая значений, характерных для до- и послеинверсионного времени. В принципе это очень интересный факт, однако не отмечавшийся больше никем из палеомагнитологов, занимающихся обсуждаемой проблемой.

Для ряда инверсий (Van Zijl et al., 1962; Буров, 1979; Палеомагнитология, 1982) отмечается кратковременно повышение поля до и после инверсии, как бы ограничивающее общее понижение поля во время инверсии. Показательно, что подобные повышения напряженности отмечаются только авторами, изучавшими инверсии в палеозое и мезозое. Ни один из авторов, исследовавших инверсии позднего кайнозоя, такое поведение поля не отмечает. Является ли это характерной чертой некоторых палеозойских и мезозойских инверсий (некоторых, так как, кроме отмеченных случаев, подобная характеристика поведения поля не отмечена и для других инверсий того же возраста), или в указанных случаях фиксируется поведение естественной остаточной намагниченности, отражающей не изменение напряженности магнитного поля, а других параметров (состав и количество ферромагнитной фракции, условия образования намагниченности и ее вид и т.д.), неизвестно. Следует лишь отметить, что во всех случаях для инверсий поздней перми увеличение J_n^0 сопровождается ростом значений α . Однако сам по себе факт такого поведения напряженности геомагнитного поля в приинверсионные периоды очень интересен и заслуживает дальнейшего изучения.

Таким образом, в настоящее время можно считать твердо установленным фактом значительное (в 2—10 и более раз) понижение напряженности геомагнитного поля во время инверсий. Понижение напряженности либо происходит одновременно с изменением направления поля, либо охватывает более значительный (в 2—3 и более раза) временной интервал. Крайне незначительное количество сведений об абсолютном изменении напряженности поля не позволяет провести сравнительный анализ разновозрастных инверсий.

4. ИЗМЕНЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ

Изменение направления поля (намагниченности) во время инверсий в настоящее время представляется либо в виде последовательных положений ВГП, либо в виде графиков изменения склонения и наклонения вектора естественной остаточной намагниченности по разрезу переходной зоны. Если правомочность представления данных в виде графиков D и I сомнения не вызывает, то пересчет их в координаты ВГП по общезвестным формулам имеет реальный смысл лишь в случае поля центрального диполя. Наличие такого поля во время инверсий по меньшей мере является недоказанным, поэтому этот пересчет в

общем случае неправомочен, вычисленные таким образом координаты ВГП могут не соответствовать реальному распределению поля во время инверсий. Однако в настоящее время у нас отсутствует другой способ представления полученных данных в виде, пригодном для сравнения результатов из различных мест земного шара.

В связи с этим анализ изменения направления поля пока удобнее всего проводить, рассматривая общее расположение ВГП и их последовательные положения, сравнение же результатов из различных мест и будет являться критерием реальности полученных картин.

К сожалению, различные авторы по-разному приводят окончательные результаты (вне зависимости от того, даются ли они в виде направлений намагниченности или координат ВГП): либо для каждого временного интервала, представленного единичным (или несколькими) образцом, либо осредняя данные по соседним по мощности (времени) образцам (временным интервалам). Осреднение данных вызвано, во-первых, часто наблюдаемым разбросом величин, характеризующих направление поля, и, во-вторых, попыткой выделить среднее, наиболее общее направление для какого-то интервала времени, освободившись от наиболее подвижных, изменяющихся компонент. Однако подобное осреднение в целом ряде случаев приводит к получению ложной картины довольно плавного, постепенного изменения геомагнитного поля в месте исследований, не имеющего ничего общего с действительностью. В то же время нечто подобное происходит часто и в природе, особенно при образовании объектов, скорость возникновения которых очень мала, — глубоководных океанических осадков и т.д. В связи с этим осреднение, очевидно, является законной операцией при приведении различных объектов к единому масштабу, однако должно применяться с осторожностью, с пониманием того, к какого рода ошибкам оно может привести.

Один из наиболее важных вопросов, который необходимо выяснить перед анализом имеющихся данных, — это вопрос о реальности получаемых результатов, их соответствие действительной картине изменения поля во время инверсий в месте исследований.

Наиболее достоверным способом выяснения реальности полученной картины, степени ее соответствия древнему геомагнитному полю является сравнение результатов изучения одной и той же инверсии в едином регионе на различных объектах. Объекты могут различаться по типу пород, составу, условиям залегания и т.д. Несомненно, этот наиболее достоверный путь реализовать крайне сложно. В настоящее время имеется лишь несколько примеров подобных исследований.

1. Инверсия Матуяма—Брюнес была изучена в четырех пунктах Центральной Европы (при этом в одном обнажении дважды, различными исследователями), однако во всех этих случаях переходная зона была сложена континентальными покровными отложениями (лессопочвенные комплексы). Инверсия изучалась в Чехословакии, недалеко от г. Праги (обнажение Суходол) А. Коши (Kočí, 1974) и у г. Брно (обнажение Червени Копец) В. Буха и А. Коши (Bucha, 1970; Kočí, 1973). Кроме того, эта же инверсия была изучена А. Коши и В. Шибравой (Kočí, Šibrava, 1976) в ФРГ, недалеко от городов Брюгген и Регансберг. Расположение ВГП, координаты которых были вычислены по результатам этих исследований, представлено на рис. 17—19. Сразу же бросается в глаза резкое отличие ВГП, полученных при изучении инверсии в Брюггене, от данных по Чехословакии. Это различие можно рассматривать двояко:

полученные данные не отражают реальной картины изменения поля;
исследовались разновозрастные инверсии.

В пользу второго предположения говорит определенное совпадение результатов изучения инверсии в переходных зонах Суходол и Червени Копец. Сопоставле-

ние результатов по Чехословакии является очень ярким примером как совпадения данных по некоторым характеристикам, так и их различия при изучении одного и того же объекта и разных объектов. О совпадении результатов можно говорить, лишь имея в виду наиболее общие характеристики — общий характер "перемещения" ВГП и близость долготных полос, в которых эти "перемещения" происходят. При этом близость эта довольно относительная, различия достигают нескольких десятков градусов (30 — 40°).

2. Не менее ярким примером того, что в общих чертах получаемые данные можно рассматривать как отражение древнего поля и, кроме того, как показатель того, с какой точностью эти данные древнее поле отражают, являются результаты изучения той же инверсии Матуяма—Брюнес в приэкваториальной части Тихого океана, вблизи Америки, проведенного Фриидом (Fuller et al., 1979) (см. рис. 36). И в данном случае можно говорить лишь об определенном подобии наблюдаемой картины при довольно значительном различии в положении отдельных кривых, вдоль которых располагаются последовательные ВГП (в экваториальной области различие составляет 40°).

3. В качестве третьего примера реальности получаемых данных и меры этой реальности можно рассмотреть пример изучения все той же инверсии Матуяма—Брюнес в Японии (Niituma, 1971). По двум разрезам, изученным практически в одном и том же месте, получены данные, совпадающие в общих чертах, но значительно отличающиеся в деталях (см. рис. 30).

4. Нами довольно детально дважды изучена инверсия Матуяма—Харамилью в Западной Туркмении (Гурарий, 1981). Переходные зоны расположены в разрезах, удаленных друг от друга на 150 км, разрезы сложены породами разного типа с различными основными ферромагнетиками (морские и континентальные осадки, гематит и магнетит), различно залегающими. И опять-таки можно говорить об общем сходстве полученной картины (см. рис. 78, 80) и о значительном различии деталей расположения переходных ВГП.

5. Подобная же картина получена при изучении инверсии Гаусс—Матуяма в трех переходных зонах в Западной Туркмении (Гурарий, 1976б) (см. рис. 68, 69, 71). Опять наблюдается довольно хорошее совпадение общей картины расположения ВГП и значительные отличия в деталях.

6. Такие же выводы можно сделать, рассматривая данные, полученные при изучении переходных зон в изверженных горных породах (N - R инверсия плиоценового времени, изученная К. Момозе (Momose, 1958) в двух разрезах в Японии, и R - N инверсия миоценового времени ($15,1$ млн лет), исследованная Н. Воткинсом (Watkins, 1969) и Голдштейном и др. (Goldstein et al., 1969) в трех разрезах штата Орегон в США) (рис. 4, 7 и 27).

По нашему мнению, приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы.

Во всех рассмотренных случаях при изучении переходных зон было установлено изменение элементов геомагнитного поля, близкое к реальным только в самых общих чертах.

Это соответствие реальности выражается в выделении территории на поверхности земного шара, к которой приурочено основное количество переходных ВГП, в выяснении общего характера "перемещения" ВГП во время инверсий — наличие возвратов, сгущений, долготной и широтной компонент "движения" и т.д.

Обеспечиваемая лабораторными исследованиями (а вероятнее всего, условиями фиксации в естественной остаточной намагниченности изменений элементов поля во время инверсии) точность позволяет выделять даже место расположения ВГП с достоверностью, не превышающей 20 — 40° дуги большого круга. Тем более сомнительной кажется возможность выделения и корреляции в настоящее время отдельных тонких черт изменения поля — количества возвратов, петель и т.д.

Именно такую точность данных и следует иметь в виду, сравнивая харак-

теристики одновозрастных инверсий, изученных в разных частях Земли, и сопоставляя между собой разновозрастные инверсии.

Сопоставление данных по одной и той же инверсии, изученной в разных местах земного шара. В принципе анализ данных по одно- или разновозрастным инверсиям нас интересует в первую очередь для решения основного, наиболее важного вопроса: каков же был характер геомагнитного поля во время инверсий — дипольный или мультипольный? И несомненно, наиболее четкий ответ на этот вопрос может быть получен при сравнении характеристик одной и той же инверсии (в первую очередь расположения переходных ВГП), изученной в разных точках на поверхности Земли.

Учитывая возможное изменение взаимного расположения отдельных континентов, блоков земной коры в течение длительного времени в результате дрейфа, такой анализ правомочно проводить либо для участков, взаимное положение которых по всем воззрениям оставалось неизменным, либо для инверсий, возраст которых незначителен.

К сожалению, в настоящее время имеются данные только по четырем инверсиям, которые отвечают этим требованиям, — инверсии Гаусс—Матуяма, инверсии на границе события Харамильо и инверсии Матуяма—Брюнес.

Инверсия Матуяма—Брюнес. Результаты, полученные при изучении инверсии Матуяма—Брюнес в различных точках земной поверхности, их достоверность, однозначность возрастной привязки и т.д. были описаны ранее.

Инверсия изучалась в Японии (Niitsuma, 1971), США (Hillhouse, Cox, 1976), в восточной части приэкваториальной зоны Тихого океана (Fuller et al., 1979), на севере центральной части Тихого океана (Kawai et al., 1973), в Центральной Европе (Bucha, 1970, 1973; Kočí, 1973), на Кавказе (Гурарий, наст. работа), в Таджикистане (Гурарий, Пеньков, наст. работа) и в Западной Сибири (Поспелова, 1976) (рис. 120).

Сравнивая данные по США и Японии и по США, Японии, Тихому океану и Центральной Европе, Д. Хиллхауз и Кокс (Hillhouse, Cox, 1976) и М. Фуллер, И. Вильямс и К. Гофман (Fuller et al., 1979) приходят к выводу об отсутствии дипольного поля во время инверсий, по крайней мере во время данной инверсии.

Не отрицая основного вывода указанных авторов, нам бы хотелось отметить: совпадение данных, полученных по оз. Текопа в США и по востоку приэкваториальной зоны Тихого океана (расстояние между пунктами исследования ~4000 км);

совпадение данных по Японии и Кавказу (расстояние ~7500 км);
значительное совпадение территорий, на которых располагаются переходные ВГП, полученные при исследованиях в Японии и Центральной Европе (расстояние ~9000 км);

Большую разницу в положениях ВГП, полученных при изучении инверсии на севере центральной части Тихого океана, как с данными по США (расстояние ~5000 км), так и с данными по Японии (расстояние ~5000 км);

различие данных по Таджикистану с данными по Кавказу (расстояние ~1800 км) и близость первых данных по США;

резкое различие результатов по ЧССР и ФРГ (расстояние ~500 км).

Инверсия Харамильо—Матуяма. Инверсия изучалась на Кавказе, в Западной Туркмении, Таджикистане, в южной части Индийского океана и в северо-западной части Тихого океана (Гурарий, наст. работа; Opdyke et al., 1973; Hammond et al., 1979). К сожалению, в двух последних работах получены координаты единичных промежуточных ВГП, что не позволяет, по нашему мнению, даже предварительно наметить путь перемещения полюса. Можно лишь отметить, что переходный ВГП, расположенный в южном полушарии (Opdyke et al., 1973), находится в том же районе, в котором концентрируются ВГП

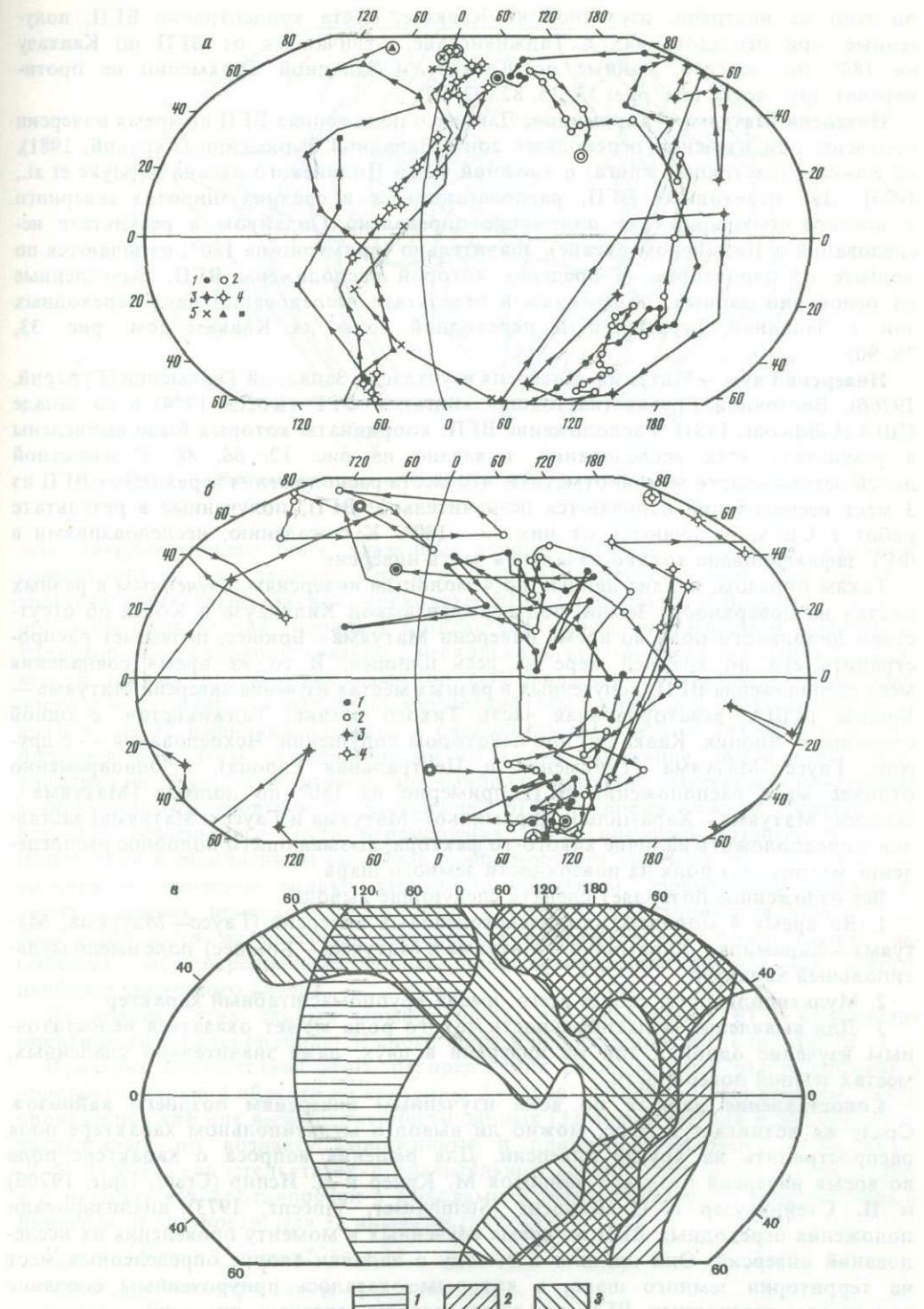


Рис. 120. Положение ВГП во время инверсии Матуяма—Брюнес

а, б — траектория ВГП; в — ареалы рассеяния; а: 1, 2 — Япония (Niitsuma, 1971), 3 — Кавказ (наст. работа), 4 — Северная Америка (Hillhouse, Cox, 1976), 5 — Тихий океан (Fuller et al., 1979); б: 1, 2, 4 — Европа (Bucha, 1970; Коци, 1970, 1973); 3 — Тихий океан (Kawai et al., 1973); в: 1 — Северная Америка, Тихий океан, 2 — Азия, 3 — Европа

по этой же инверсии, изученной на Кавказе, места концентрации ВГП, полученные при исследованиях в Таджикистане, отличаются от ВГП по Кавказу на 180° по долготе, данные по Кавказу и Западной Туркмении не противоречат друг другу (см. рис. 33, 35, 82, 92, 97).

Инверсия Матуяма—Харамильо. Данные о положениях ВГП во время инверсии получены при изучении переходных зон в Западной Туркмении (Гуарий, 1981), на Кавказе (настоящая книга) и в южной части Индийского океана (Opdyke et al., 1973). Два переходных ВГП, располагающиеся в средних широтах северного и южного полушарий (их положение определено Опдейком в результате исследований в Индийском океане), значительно (примерно на 180°) отличаются по долготе от территории, в пределах которой расположены ВГП, вычисленные на основании данных, полученных в результате исследований двух переходных зон в Западной Туркмении и переходной зоны на Кавказе (см. рис. 33, 78, 90).

Инверсия Гаусс—Матуяма. Инверсия изучалась в Западной Туркмении (Гуарий, 1976б), Восточной Грузии (настоящая книга), в ФРГ (Kośi, 1974) и на западе США (Liddicoat, 1981). Расположение ВГП, координаты которых были вычислены в результате этих исследований, показано на рис. 12, 68, 88. С известной долей осторожности можно отметить, что места расположения переходных ВГП из 3 мест исследований отличаются незначительно, ВГП, полученные в результате работ в США, отличаются от них на $\sim 180^{\circ}$. К сожалению, исследованиями в ФРГ зафиксирована только начальная часть инверсии.

Таким образом, анализ данных по 4 молодым инверсиям, изученным в разных местах на поверхности Земли, подтверждая вывод Хиллахаузса и Кокса об отсутствии дипольного поля во время инверсии Матуяма—Брюнес, позволяет распространить его по крайней мере на весь плиоцен. В то же время совпадения мест расположения ВГП, полученных в разных местах изучения инверсий Матуяма—Брюнес (США, экваториальная часть Тихого океана, Таджикистан, с одной стороны, и Япония, Кавказ и, при некотором допущении, Чехословакия — с другой), Гаусс—Матуяма (Туркмения и Центральная Европа), и одновременно отличие мест расположения ВГП примерно на 180° по долготе (Матуяма—Брюнес, Матуяма—Харамильо, Харамильо—Матуяма и Гаусс—Матуяма) заставляют предположить наличие какого-то фактора, вызывающего подобное распределение магнитного поля на поверхности земного шара.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Во время 4 молодых плиоплейстоценовых инверсий (Гаусс—Матуяма, Матуяма—Харамильо, Харамильо—Матуяма и Матуяма—Брюнес) поле имело мультипольный характер.

2. Мультипольность, скорее всего, имела крупномасштабный характер.

3. Для выявления мультипольности такого рода может оказаться недостаточным изучение одной и той же инверсии в двух, даже значительно удаленных, местах земной поверхности.

Сопоставление данных по всем изученным инверсиям позднего кайнозоя. Сразу же возникает вопрос, можно ли вывод о мультипольном характере поля распространить на другие инверсии. Для решения вопроса о характере поля во время инверсий позднего кайнозоя М. Криер и Д. Испир (Creeg, Ispir, 1970б) и П. Стейнхаузер и С. Винценз (Steinhauser, Vincenz, 1973) анализировали положения переходных ВГП во время изученных к моменту проведения их исследований инверсий. Они пришли к выводу о наличии вполне определенных мест на территории земного шара, к которым оказалось приуроченным основное количество переходных ВГП во время разновозрастных инверсий, изученных в различных местах на поверхности Земли. Такое распределение ВГП позволило им сделать вывод, что во время инверсий поле имело дипольный характер.

В то же время, несмотря на согласующийся как будто бы вывод о харак-

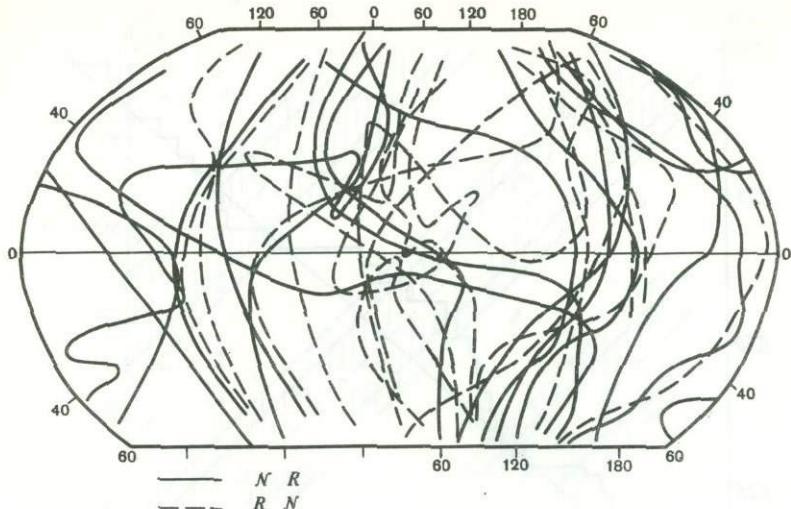


Рис. 121. Обобщенные траектории ВГП во время инверсий в позднем кайнозое

тере инверсирующего поля, указанные авторы приходят к нему на основании совершенно разных данных: Криер и Испир говорят об одной области преимущественного расположения переходных ВГП, Стейнхаузер и Винценз — о двух, при этом одна из них совпадает с областью, выделенной Криером и Испиром. Различие это в основном связано с несколько разным числом анализируемых инверсий (12 и 18), что уже само по себе является показателем неоднозначности и неустойчивости выделенных структур. Мы попытались провести подобный анализ для 32 имеющихся в нашем распоряжении инверсий позднего кайнозоя, оперируя при этом не единичными ВГП (во избежание преимущественного влияния на результаты данных по наиболее детально изученным инверсиям), а обобщенными кривыми "перемещения" ВГП во время каждой инверсии. На рис. 121 сведены все "пути перемещения" ВГП инверсий позднего кайнозоя (опять-таки в обобщенном виде) вне зависимости от места их изучения. На этот рисунок не нанесены только данные по инверсиям, перемещение полюса во время которых происходило по очень сложным траекториям; в том случае, если одна и та же инверсия изучалась в одном регионе более 1 раза, наносились либо осредненные данные, либо перемещение полюса для одного, наиболее уверенного случая.

Из анализа этих данных можно видеть, что переходные ВГП покрывают практически всю территорию земного шара в полосе широт 60° с.ш.— 60° ю.ш.

Проверка соответствия этого распределения равномерному распределению в приэкваториальной области по критерию Куипера (Kuiper, 1960; Stephens, 1965), проведенная как для всей совокупности данных (32 инверсии), так и для инверсий, разделенных по возрасту (миоценовые и плиоплейстоценовые) и по знаку ($R-N$ и $N-R$), свидетельствует о значительной вероятности этого соответствия, что находится в противоречии с выводами Криера и Испира и Стейнхаузера и Винценза. В частности, для 32 инверсий (рис. 122)

$$V_{\text{изм}} = \sqrt{N}(\max \Delta^+ \times \max \Delta^-) = 1,15$$

$$\text{при } V_{\text{крит}}(P=0,95) = 1,65 \text{ и } V_{\text{крит}}(P=0,90) = 1,55.$$

Наличие мест преимущественного расположения промежуточных ВГП совершенно справедливо рассматривалось в этих работах как свидетельство в пользу наличия дипольного поля во время инверсий. Отсутствие таких (или такого)

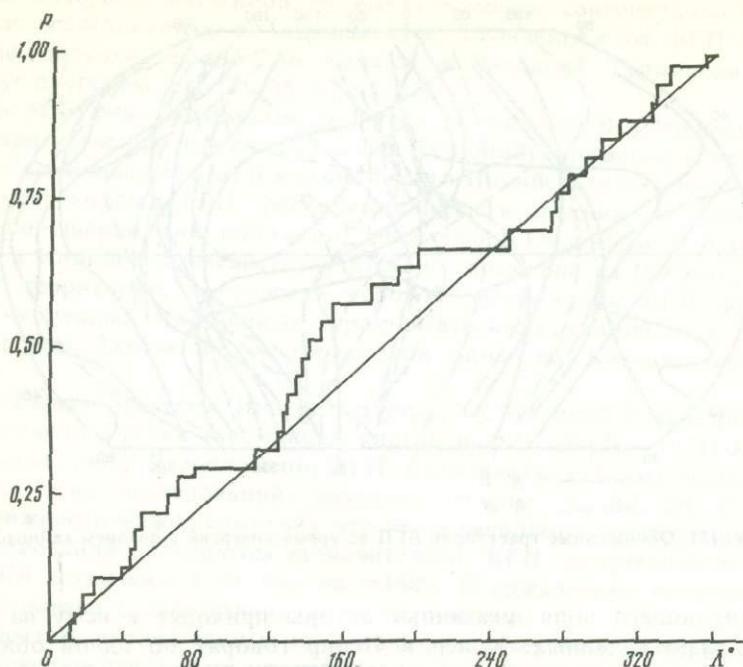


Рис. 122. Проверка равномерности распределения траектории ВГП в приэкваториальной зоне

сгущений при анализе разновозрастных инверсий само по себе не является показателем вида поля в инверсионные периоды, допуская как мультипольный, так и дипольный его характер.

В то же время по характеру поведения, изменения элементов геомагнитного поля — уменьшению напряженности поля и степени этого уменьшения, большей продолжительности интервала пониженной напряженности поля по сравнению с изменением направления поля, самому характеру изменения направлений поля (наличию сгущений, возвратов, петель, периодов быстрой изменчивости направлений и т.д.) — инверсии, для которых мультипольный характер поля можно считать установленным, ничем не отличаются от других изученных инверсий позднего кайнозоя. Более того, для целого ряда этих инверсий изменения поля имеют еще более неупорядоченный, хаотический характер.

Все это, по нашему мнению, позволяет сделать предварительный вывод что мультипольность является характерной чертой поля во время всех инверсий.

К. Гоффман (Hoffman, 1977) высказал предположение, что если геомагнитное поле возбуждается в результате работы а ω динамо, описанного Е. Паркером (Parker, 1969) и Е. Леви (Levi, 1972а, б; 1971), то во время инверсий может существовать квадрупольное или октупольное поле. В зависимости от того, в какой части (или частях) ядра возникает инверсионное осесимметричное поле, от вида инверсии ($N-R$ или $R-N$) и расположения места исследования (южное или северное полушарие) переходные ВГП должны располагаться вдоль меридиана, проходящего через пункт исследования, либо отстоять от него на 180° . Сама по себе проверка соответствия экспериментальных данных такому распределению представляет несомненный интерес, так как в случае успеха может рассматриваться в качестве свидетельства в пользу того, что геомагнитное поле является результатом работы именно а ω (a^2) динамо (или динамо, близкого ему по характеристикам). Однако трудно предположить, чтобы во время инверсии существовали только осесимметричные компоненты поля, наличие же составляющих поля, не симметричных относительно оси, может исказить ожи-

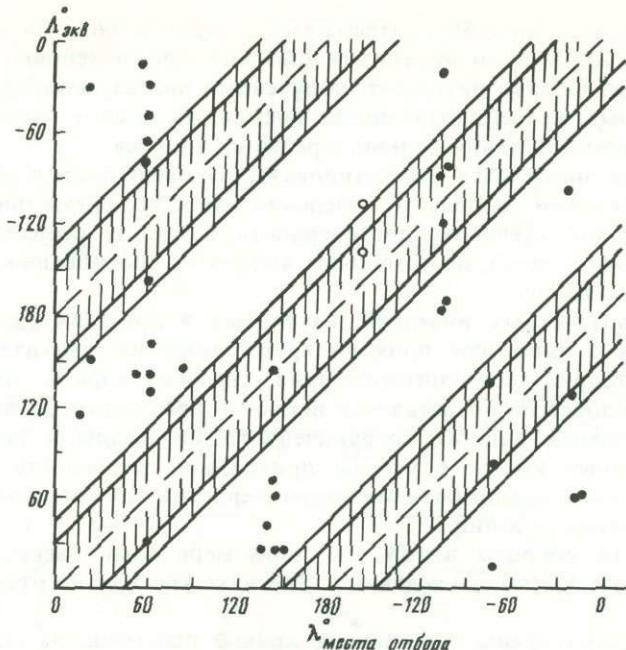


Рис. 123. Зависимость долготы траекторий ВГП в приэкваториальной зоне и долготы места исследований

даемое распределение ВГП сколь угодно сильно. В связи с этим в последующих работах К. Гоффман и М. Фуллер (Hoffman, Fuller, 1978) и М. Фуллер, И. Вильямс и К. Гоффман (Fuller et al., 1979) уже рассматривают приуроченность переходных ВГП не к определенному меридиану, а к полушариям, центральным меридианом которых является меридиан пункта исследования.

Проанализировав данные по ряду инверсий, эти авторы приходят к выводу, что для $R-N$ инверсий позднего кайнозоя, изученных в северном полушарии, в общем как будто наблюдается приуроченность переходных ВГП к полушарию, центральным меридианом которого является меридиан пункта исследований, однако отклонения достигают 130° .

Анализ долгот точек пересечений полос положений ВГП с экватором по $R-N$ и $N-R$ инверсиям, изученным в северном полушарии, скорее всего, свидетельствует против $\alpha\omega$ динамо (рис. 123). Из 34 инверсий только для 10 можно говорить о наличии какой-то связи долготы пересечения с долготой места отбора образцов (или ей противоположной) при ширине такой полосы в 60° . Увеличение ширины полосы до 90° практически не изменяет указанного соотношения.

Как уже отмечалось, основные различия при реальности инверсирующих динамо В.П. Головкова, А.Н. Храмова и Г.Н. Петровой должны проявиться в характеристиках вековых вариаций геомагнитного поля. К сожалению, как видно из приведенного ранее материала, в большинстве случаев имеющиеся в нашем распоряжении сведения об изменениях элементов поля во время инверсий не позволяют даже ставить вопрос о выделении вековых вариаций на основании таких данных. В то же время результаты анализа геомагнитного поля во время детально изученной инверсии Матуяма—Харамильо (переходная зона изучалась в Западной Туркмении, на возвышенности Монжукулы) (Гурадий, 1981) с известной долей осторожности можно рассматривать в пользу того, что во время этой инверсии сохранялся основной период изменения напряженности ($T=9000$ лет) и увеличивалась амплитуда вариаций с периодом ~ 600 лет (Петрова и др., 1980).

Другими словами, как будто бы подтверждается картина, которая должна была бы наблюдаться при реализации механизма инверсии, предложенного Г.Н. Петровой и А.Н. Храмовым. Однако результат, полученный при изучении одной инверсии, если учесть к тому же неоднозначность временных оценок явлений, не может служить основанием для окончательного решения вопроса.

Таким образом, приходится констатировать, что имеющиеся в настоящее время в нашем распоряжении данные о поведении поля во время инверсий, свидетельствуя с высокой степенью достоверности в пользу существования в эти периоды недипольного поля, не позволяют высказать обоснованное мнение о виде инверсирующего динамо.

Анализ разновозрастных инверсий, изученных в пределах единых регионов. Помимо вопроса о характере поля во время инверсий, значительный интерес с точки зрения теории геомагнитного поля, строения ядра и характера происходящих в нем процессов представляет вопрос о временном различии инверсий, изученных в пределах единого, ограниченного по площади региона. Особое значение эти данные имеют с учетом прикладной значимости характеристик инверсирующего поля, значимости этих характеристик для корреляции одновозрастных палеомагнитных границ.

В принципе эти вопросы в той или иной мере нами рассматривались при описании и анализе имеющихся данных. Здесь же мы кратко просуммируем эти результаты.

На рис. 124 представлены обобщенные кривые перемещения переходных ВГП ряда наиболее полно изученных инверсий на территории США, Европы, Японии и СССР.

На основе анализа этих данных можно сделать следующие заключения.

Наблюдается как совпадение территорий расположения переходных ВГП для ряда разновозрастных инверсий, изученных в единых регионах, так и их существенное различие.

Совпадение территорий наблюдается для миоценовых инверсий, изученных на территории США и Японии, а также для позднеплиоценовых инверсий, изученных в США и Таджикистане.

Различные территории расположения переходных ВГП наблюдаются для последовательных инверсий, изученных на территории Исландии, Туркмении, Закавказья, для миоценовых и плиоценовых инверсий, изученных в США и Японии, и для последовательных эоплейстоценовых и четвертичных инверсий, изученных в пределах акваторий Тихого, Индийского и Атлантического океанов.

Даже в том случае, когда места расположения переходных ВГП разновозрастных инверсий в целом совпадают, эти инверсии различаются между собой по характеру перемещения ВГП, расположению и количеству сгущений, количеству и амплитуде возвратов и по другим параметрам, характеризующим движение ВГП во время инверсий.

Из отмеченного ранее с несомненностью вытекает, что, несмотря на мультипольный характер инверсирующего поля, региональная значимость характеристик этого поля для корреляции палеомагнитных границ в целом ряде случаев несомнена.

В то же время представляет большой интерес наблюдаемое совпадение мест расположения переходных ВГП разновозрастных инверсий для отдельных регионов в течение длительных интервалов времени, различие разных интервалов времени для этих регионов по местам расположения ВГП и наличие регионов, в пределах которых в течение опять-таки довольно длительных временных интервалов места преимущественных расположений ВГП различаются от инверсии к инверсии, хотя и могут "совпадать" для инверсий, существенно отличающихся по возрасту. Переходя от внешних характеристик геомагнитного поля во время инверсий к его источникам, к характеру движений в ядре, мы должны заключить,

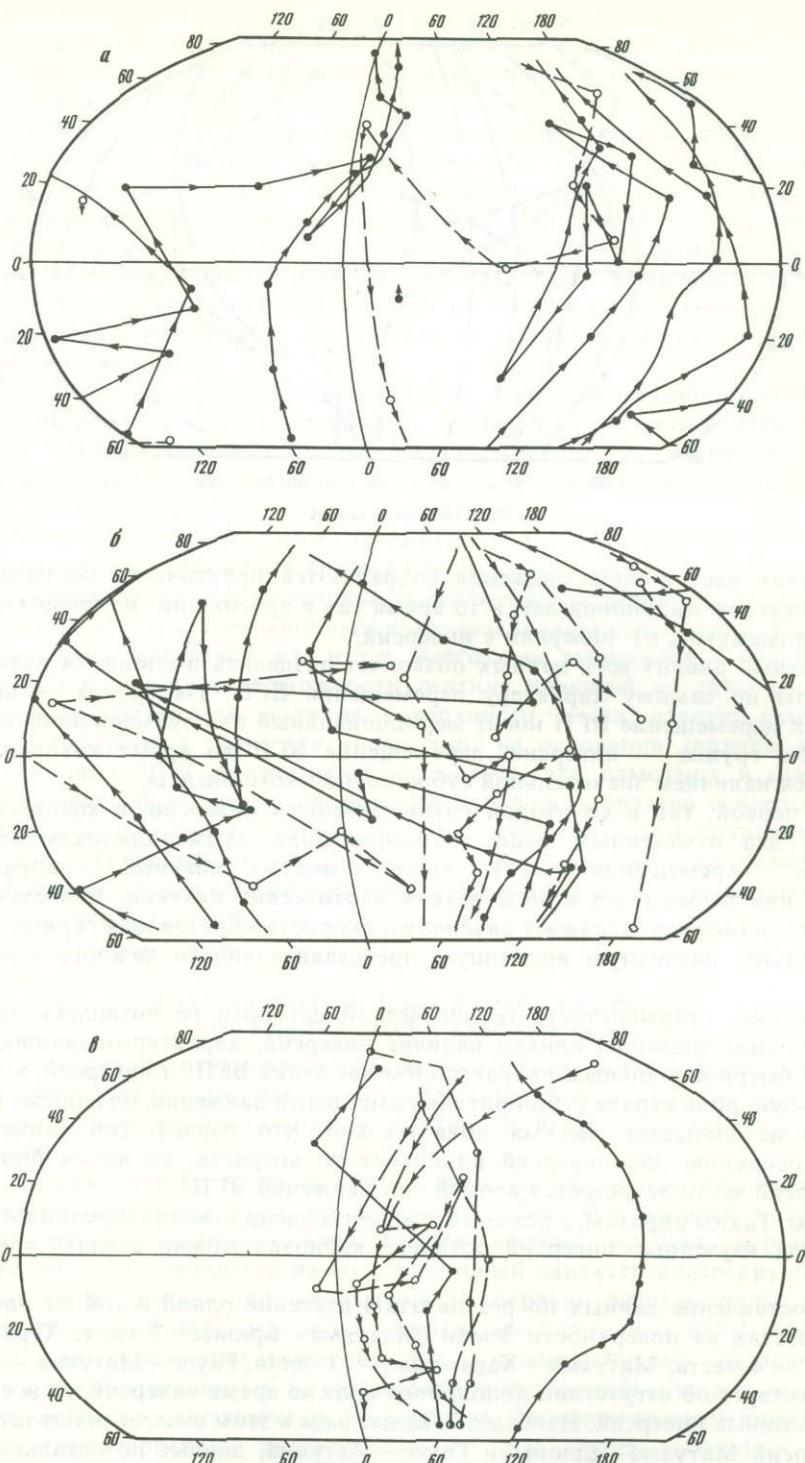


Рис. 124. Обобщенные траектории ВГП во время инверсий в позднем кайнозое
 а — США; б — Европа; в — Япония; г — СССР (Северная Азия и Закавказье)

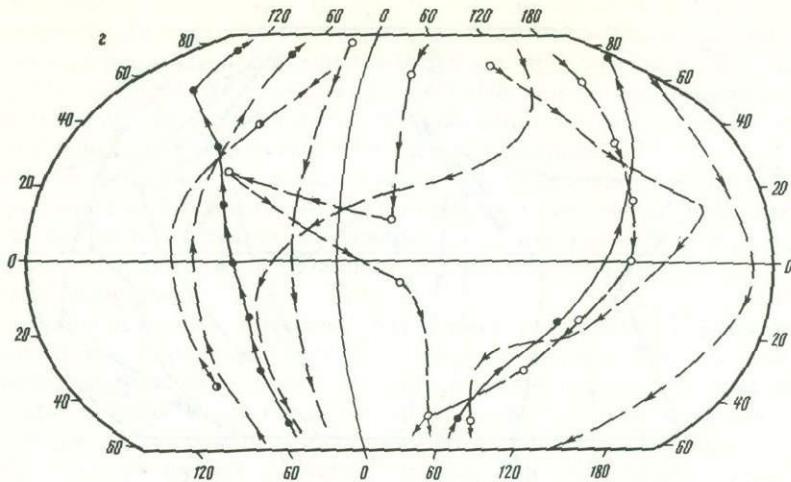


Рис. 124 (окончание)

что в одних частях ядра движения сохраняются практически неизменными в течение десятков миллионов лет, в то время как в других они изменяются за короткий промежуток, от инверсии к инверсии.

Совместный анализ всех данных позволяет разделить имеющиеся инверсии на две группы по самому характеру перемещения ВГП. 1-я группа — инверсии, в которых перемещение ВГП носит меридиональный или субмеридиональный характер. 2-я группа — инверсии, перемещения ВГП во время которых характеризуются наличием значительной субширотной компоненты.

Как в первой, так и во второй группе имеются инверсии, в которых можно выделить два отмеченных выше состояния поля, субмеридиональные и субширотные перемещения ВГП могут иметь плавный, направленный характер или выражаться в виде резких хаотических скачков. Является ли это отличие реальным или отражает различную скорость образования горных пород и, следовательно, различную временную представительность каждого единичного образца?

Несомненно, прерывистость геологической летописи не позволяет придавать им абсолютное значение, однако наличие инверсий, характеризовавшихся в основном субмеридиональным направлением движения ВГП, и инверсий, в которых значительную роль играла субширотная компонента движения, по нашему мнению, сомнений не вызывает. Весьма показательно, что первый тип движений отмечен в основном для инверсий плиоценового возраста, во время более древних инверсий часто встречается второй тип движений ВГП.

Выводы. Таким образом, в результате анализа расположения переходных ВГП во время ряда изученных инверсий позднего кайнозоя можно сделать следующие выводы.

1. Сопоставление данных по результатам изучения одной и той же инверсии в разных местах на поверхности Земли (Матуяма—Брюнес—7 мест, Харамильо—Матуяма — 4 места, Матуяма—Харамильо — 3 места, Гаусс—Матуяма — 3 места) свидетельствует об отсутствии дипольного поля во время инверсий, во всяком случае — указанных инверсий. Наиболее показательны в этом смысле результаты изучения инверсий Матуяма—Брюнес и Гаусс—Матуяма, данные по остальным 2 инверсиям лишь не противоречат выводу о характере поля во время этих инверсий и тем самым придают ему более широкий характер.

В то же время сравнение характеристик изменения направлений поля во время этих инверсий и остальных инверсий в позднем кайнозое позволяет

распространить его и на другие инверсии, хотя не исключено, что во время разных инверсий характер поля был различным, во всяком случае время отсутствия дипольного поля и степень мультипольности могли для разных инверсий различаться.

2. Близкие, в ряде случаев совпадающие места (полосы) расположения промежуточных ВГП наблюдаются при изучении одной и той же инверсии на расстояниях до 4 тыс и даже до 7 тыс. км (Матуяма—Брюнес, США, и приэкваториальная часть Тихого океана, Закавказье и Япония). В то же время значительные отличия могут наблюдаться при расстояниях между пунктами исследования ~1800 км (Матуяма—Брюнес и Харамильо—Матуяма, Закавказье и Таджикистан).

3. Разновозрастные инверсии, изученные в пределах единого региона, могут как значительно различаться по местам расположения переходных ВГП, так и практически совпадать.

4. Даже простой просмотр характера изменений положений ВГП во время разных инверсий позволяет заметить существенную разницу в характере "перемещения" ВГП: наличие сгущений, возвратов, петель, значительной субширотной компоненты перемещений и т.д. Последнее особенно характерно для доплиоценовых инверсий.

Используя отмеченные выше особенности, Г.Н. Петрова и Г.В. Рассанова (1982) предложили разделить инверсии на несколько типов — с преимущественным расположением ВГП вдоль меридиана, со значительной субширотной компонентой перемещения, — характеризующихся наличием значительного числа ВГП в низких широтах (или отсутствием их) и т.д. Всего ими выделяется 5 типов инверсий. Не отрицая в принципе возможности деления инверсий на типы по характеру изменения геомагнитного поля на поверхности Земли, следует отметить, что отнесение инверсии к тому или иному типу на основании картины распределения переходных ВГП должно восприниматься, что отмечают и сами авторы, весьма условно. И в первую очередь эта условность связана с прерывистостью геологической летописи (особенно в случае изучения лав и покровных образований) и с осреднением характеристик поля по довольно значительным интервалам времени (при изучении медленно накапливающихся осадочных глубоководных осадков и т.д.).

5. ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ И РЕШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ранее мы кратко останавливались на возможном побочном выходе, который может иметь место при изучении переходных зон, — на выявлении наличия перерывов в породообразовании и выяснении временных характеристик этих перерывов.

А.Н. Храмов (1958) впервые указал на возможную стратиграфическую значимость характеристик поля во время инверсий. Изложенный в предыдущих разделах работы материал является, по нашему мнению, хорошей иллюстрацией того, что, несмотря на мультипольный характер инверсирующего поля, в целом ряде случаев его параметры (в первую очередь ряды D и I по разрезу переходной зоны или последовательные положения ВГП) могут использоваться для корреляции одновозрастных палеомагнитных границ (а следовательно, и одновозрастных геологических образований) или для выяснения их разновозрастности в пределах единых регионов. Линейные размеры территорий, для которых характеристики инверсирующего поля могут использоваться в качестве коррелятивов, во всяком случае, не меньше 2—3 тыс. км.

Несколько подробнее следует остановиться на возможной тектонической значимости изучаемых параметров.

В настоящее время палеомагнитные данные довольно широко используются

для решения целого ряда тектонических задач как регионального, так и в особенности глобального характера. Имеется большое количество реконструкций взаимного расположения материков (или отдельных плит) в прошлом, составленных либо с использованием палеомагнитных данных, либо на их основании. Действительно, все имевшие место попытки объяснить закономерности миграции виртуальных палеомагнитных полюсов для различных континентов, принимая неизменным современное их положение, не увенчались успехом. Однако, в частности, вопрос о связи этих закономерностей с существованием в прошлом геомагнитного поля недипольного вида с повестки дня не снимается.

Нам представляется, что изучение характеристик геомагнитного поля во время инверсий позволяет провести постановку контрольного эксперимента реальности мобилистских реконструкций (Гуарий, 1977а). Идея этого эксперимента заключается в следующем: при изучении одной и той же зоны перехода (одной и той же инверсии) мы должны получить (как было отмечено) близкие характеристики изменения геомагнитного поля при исследованиях в пределах единого региона. Наиболее показательными в этом смысле будут характеристики векторных величин, которые позволяют нам вычислять координаты ВГП.

Если территории, на которых изучается та или иная инверсия, находятся достаточно близко друг к другу и не меняли своего взаимного расположения, то пути полюса для одной и той же инверсии должны для этих территорий совпадать и будут различаться, если после инверсии взаимное положение регионов изменилось.

Таким образом, совпадение путей перемещения полюса для одновозрастных инверсий, изученных в единых регионах при их современном положении, является доказательством отсутствия взаимных перемещений этих территорий в течение времени после инверсии. И наоборот, совпадение путей миграции полюсов во время инверсий при учете мобилистских реконструкций и соответственно их расхождение в современном положении плит, регионов является практически однозначным доказательством реальности значительных взаимных горизонтальных перемещений отдельных регионов, правильности мобилистских построений. Если в принципе можно допустить существование сложного, недипольного поля в прошлом, т.е. поля, которое могло бы объяснить отмеченные палеомагнетизмом разные положения одновозрастных геомагнитных полюсов для различных континентов, то предположить, что изменение этого поля во время инверсий происходило именно таким образом, что векторы поля совпадали именно в мобилистских реконструкциях, практически невозможно.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

АНАЛИЗ ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

1. ВОЗМОЖНАЯ МЕТОДИКА АНАЛИЗА НАПРАВЛЕНИЙ ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ

При описании изменения геомагнитного поля во время инверсий ранее использовались данные, обработанные стандартным для палеомагнитных исследований методом. При такой обработке при расчете координат полюса и оценке их достоверности предполагается, что поле, усредненное за определенный интервал времени, является дипольным и множество проекций векторов J_n на единичную сферу подчиняется статистике Р. Фишера (Fisher, 1953), предполагающей наличие "истинного" направления.

Соблюдение этих условий не очевидно по крайней мере при изучении переходных зон. Как было показано, отсутствие дипольного поля, во всяком случае, во время некоторых инверсий не вызывает сомнения, а во время остальных — вполне

вероятно. Нет у нас достаточных оснований для того, чтобы предполагать наличие фиксированного направления поля даже за промежуток времени, соответствующий накоплению слоя осадка (или оставанию лавы), равного по мощности образцу, т.е. направление J_n^0 , измеренное в отдельном образце, соответствует не реальному, а какому-то осредненному направлению быстро меняющегося магнитного поля в месте отбора.

Для обработки такого рода данных В.Н. Вадковским и М.Р. Мамиконьян (Вадковский, 1978; Вадковский и др., 1980) была разработана методика, заключающаяся в рассмотрении всей совокупности векторов J_n^0 по переходной зоне, спроектированных на поверхность сферы (или плоскость D, I). При этом не делалось никаких предположений относительно вида распределения. Единственным необходимым условием являлось наличие достаточно большого количества данных (>100). Практически эта методика включает в себя три отдельные процедуры.

1. Все единичные направления наносятся на плоскость D, I , и их совокупность анализируется на наличие максимумов плотности распределения.

2. Анализ процесса формирования максимумов плотности распределения во времени проводится по программе "Инверсия", реализующей один из методов кластерного анализа (Дюран, Оделл, 1977; Елисеева, 1977) с некоторыми изменениями, учитывающими специфику задачи.

Алгоритм предлагаемого метода заключается в следующем. В качестве основного параметра, характеризующего группу точек с координатами D_i и I_i , принято среднее расстояние между всеми парами точек

$$\bar{R} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k R_i, \quad R_i = R_{mi}$$

где R_{mi} — расстояние между двумя точками на сфере, вычисляемое с помощью углов Эйлера (Ильин, Позняк, 1971). При этом максимальное значение R_{mi} равно 180° . Число всех пар точек в группе, содержащей n значений, $k = n(n-1)/2$. Соответственно дисперсия расстояний в группе определяется как

$$\sigma_R^2 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (\bar{R} - R_i)^2.$$

Вычисляются средние значения склонения и наклонения

$$\bar{D} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_i, \quad \bar{I} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I_i$$

и их дисперсии

$$\sigma_D^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{D} - D_i)^2 \text{ и}$$

$$\sigma_I^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{I} - I_i)^2.$$

Пусть имеется N значений D_i и I_i , относящихся к одной переходной зоне, причем i изменяется от 1 до N , соответствуя ходу времени от начала переходной зоны к концу. Первоначально задается большое количество групп l с малым количеством точек в каждой:

$$n = N/l.$$

Группы объединяются попарно, если величина статистического критерия различия меньше некоторого заданного значения. В качестве меры сходства принят критерий Стьюдента (Худсон, 1967):

$$t = |\mu_m^i - \mu_{m+1}^i| / (\sigma_m^i/n_m - \sigma_{m+1}^i/n_{m+1}),$$

где μ_m^i и μ_{m+1}^i — величины средних значений расстояния ($i=1$), склонения ($i=2$) и наклонения ($i=3$), а σ_m^i и σ_{m+1}^i — их дисперсии в группах m и $m+1$. Из трех вычис-

ленных значений критерия выбирается максимальный и сравнивается со значением $t = 3,0$. Число степеней свободы

$$V = n_m + n_{m+1} - 2.$$

Для объединенных таким образом групп снова проводятся вычисления указанных средних, дисперсий и критериев Стьюдента по каждой соседней паре. Итерационный процесс объединения групп проводится до тех пор, пока для всех соседних пар групп t_{\max} не станет больше порогового значения. При этом количество точек в сформированных группах оказывается различным, но кратным первоначально заданному.

Различие дисперсий расстояния между соседними парами групп устанавливается по критерию Р. Фишера (Fisher, 1953):

$$F = \sigma_m^2 / \sigma_{m+1}^2,$$

где σ_m^2 и σ_{m+1}^2 — соответственно дисперсии в группах m и $m + 1$.

Статистическими параметрами, характеризующими группу, являются: среднее расстояние между всеми точками в группе, дисперсия расстояний, средние значения склонения и наклонения и их дисперсии, параметры линии регрессии между значениями D и I в группе и коэффициент корреляции между D и I , значение среднего азимута, т.е. направления от точки к точке, дисперсия азимута, гистограммы распределений расстояний, азимутов и литологических параметров, если таковые имеются.

3. Определение положения максимумов плотности распределения, разделенных по времени, для чего используется метод, предложенный С.Е. Курчинян и М.И. Шимелевич (1974).

Для выделения нормальных двумерных распределений профили $D = \text{const}$ или $I = \text{const}$, сглаженные скользящим окном, сравнивались с эталонным нормальным распределением с заданной дисперсией. По последовательным наборам профилей $D = \text{const}$ и $I = \text{const}$ строились линии регрессии. Точка пересечения линий регрессии определяет центр нормального двумерного распределения на плоскости (D, I). Размеры окна сглаживания выбираются в зависимости от количества исходных данных.

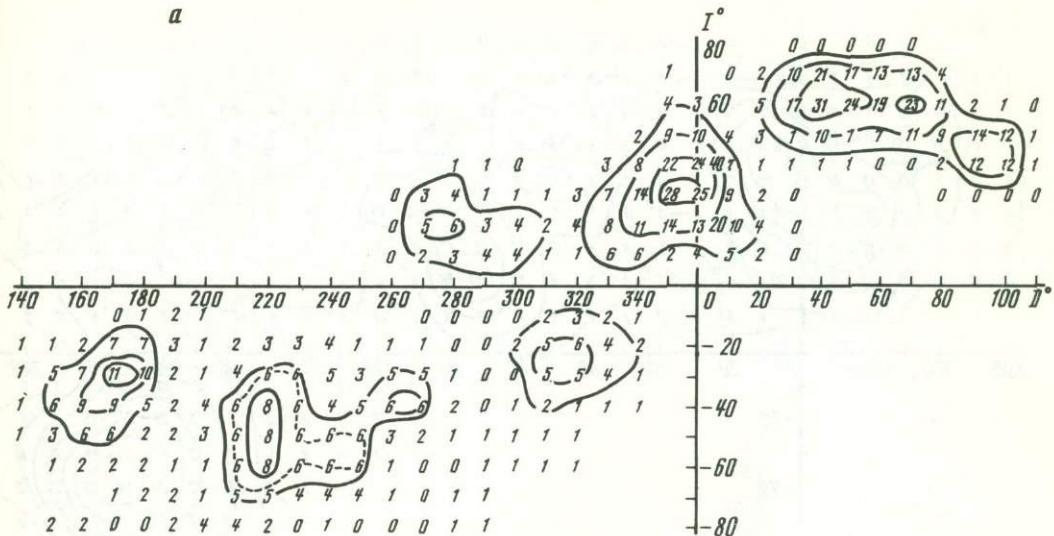
По этой методике были обработаны результаты, полученные при изучении инверсий Гаусс—Матуяма (Западная Туркмения, разрез Пырнуар) (Гурарий, 1973, 1976б) и Матуяма—Харамильо (Западная Туркмения, разрезы Монжуклы и Аджидере) (Гурарий, 1981).

На рис. 125 видно, что распределения векторов J_n^0 не являются случайными и не образуют полос с равномерной плотностью. Отчетливо выделяется несколько максимумов плотности распределений значений D_i и I_i . Анализируя эти распределения по отдельным сглаженным профилям $D = \text{const}$ и $I = \text{const}$, удалось найти центры нормальных распределений и построить линии регрессии (рис. 126). Размеры окна сглаживания указаны в подписи к рис. 125. Точки пересечения линий регрессии являются центрами двумерных нормальных распределений. Номера, стоящие у этих центров, обозначают последовательность их образования от начала переходного процесса к концу.

Как видно из рис. 126, в течение переходного процесса выделяется несколько нормальных распределений значений D и I для всех трех разрезов. Координаты центров распределений приведены в табл. 4, где σ_D и σ_I — соответствующие среднеквадратичные отклонения, а N — количество пар значений D и I , образующих данное распределение.

Наличие ограниченного количества нормальных распределений значений D и I свидетельствует о существовании нескольких устойчивых состояний геомагнитного поля в точке отбора образцов переходной зоны. В этом случае можно говорить о фиксированном направлении поля, сохраняющемся в течение некоторого

а



б

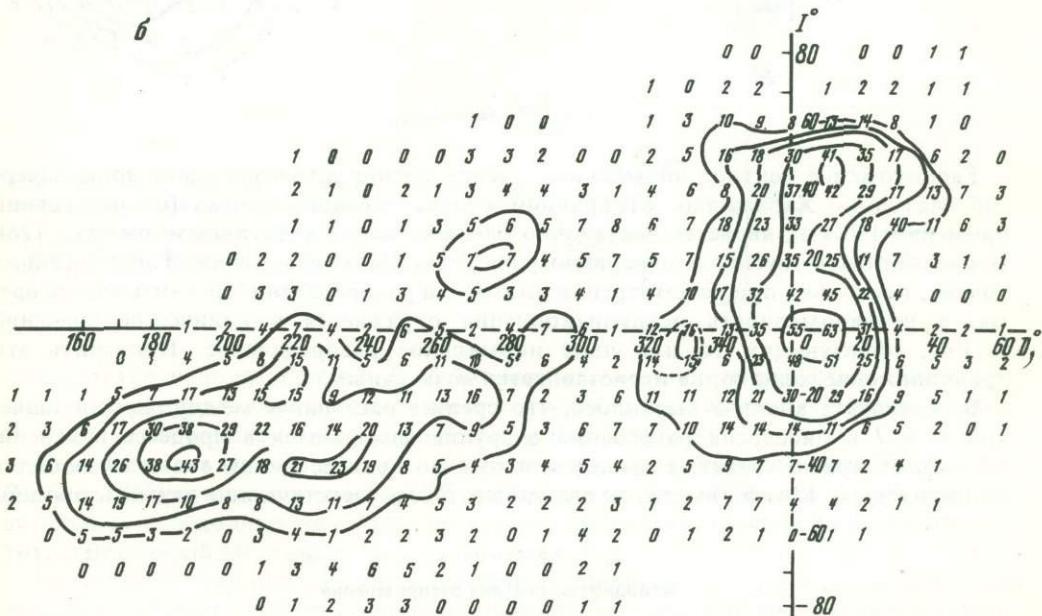


Рис. 125. Распределение направлений J_n^0 на плоскости (D, I)

Окно $20^\circ \times 20^\circ$, шаг 10° ; изолинии — вблизи максимумов; а, б — Матуяма—Харамильо, разрезы Аджидере и Монжукуль; в — Гаусс—Матуяма, разрез Пырнуар-1

рого промежутка времени. Наборы значений D и I , не входящие в указанные распределения, соответствуют таким состояниям геомагнитного поля, когда не существует фиксированного направления поля или скорость его изменения велика по сравнению со скоростью осадконакопления, если исключить возможность получения грубых ошибок измерений.

Координаты центров нормальных распределений для двух разновозрастных инверсий — Гаусс—Матуяма и Матуяма—Харамильо — отличаются друг от друга, что видно по рис. 126, а также из табл. 4. Это свидетельствует о том, что для исследованных инверсий $N-R$ и $R-N$ расположение центров распределений не является симметричным.

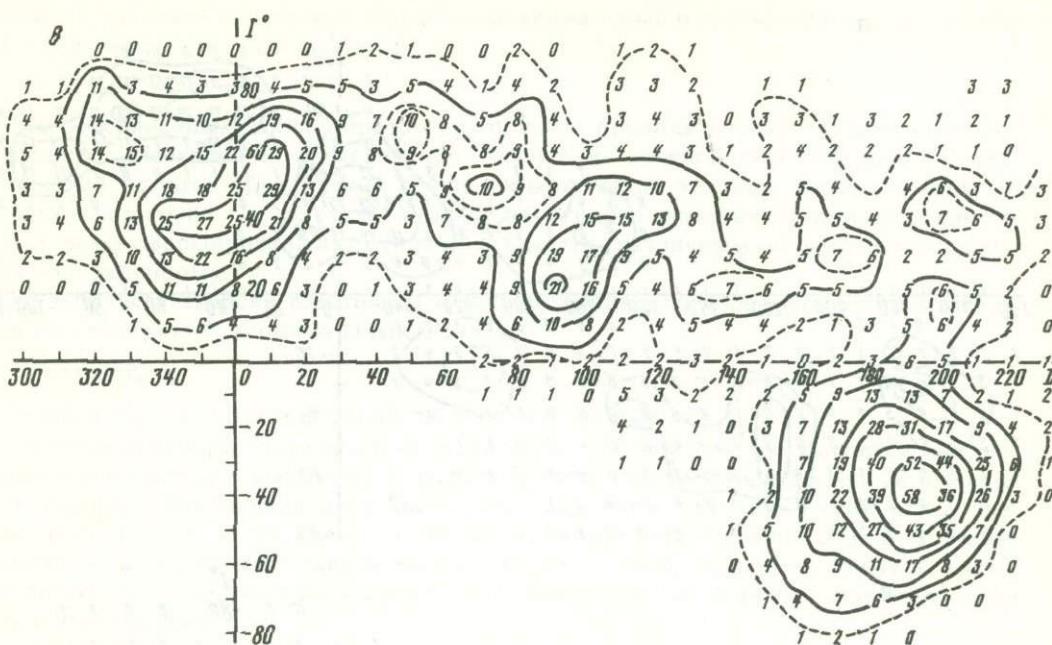


Рис. 125 (окончание)

Расположение центров нормальных распределений для переходной зоны инверсий Матуяма—Харамильо, отобранный в двух соседних точках (на расстоянии примерно 150 км), является достаточно близким, но не идентичным (см. рис. 126). Это может быть обусловлено неравномерностью осадконакопления в двух соседних точках, поскольку при рассмотрении плотности распределений не учитывается время, а неравномерность осадконакопления отражается в количестве значений D и I , образующих то или иное нормальное распределение. Проверить это предположение, однако, не представляется возможным.

В результате анализа выявилось, что среднее расстояние между парами значений D и I и дисперсия расстояний в группе изменяются в процессе инверсии. Этот факт можно увязать с выводом о том, что процесс смены знака не является стационарным. Можно выделить два уровня \bar{R} , соответствующие двум состояниям

Таблица 4
Координаты центров распределений

| Макси- мум | Инверсия Гаусс—Матуяма ($N-R$) | | | | | Инверсия Матуяма—Харамильо ($R-N$) | | | | | | | | | |
|---------------|----------------------------------|-----|------------|------------|-----|--------------------------------------|-----|------------|------------|-----|------------------|-----|------------|------------|-----|
| | Разрез Пырнуар | | | | | Разрез Аджидере | | | | | Разрез Монжукулы | | | | |
| | D | I | σ_D | σ_I | N | D | I | σ_D | σ_I | N | D | I | σ_D | σ_I | N |
| 1 | 332 | 64 | 14 | 8 | 33 | 168 | —35 | 12 | 14 | 22 | 171 | —40 | 11 | 7 | 32 |
| 2 | 343 | 38 | 12 | 11 | 45 | 220 | —50 | 10 | 21 | 20 | 190 | —37 | 9 | 8 | 70 |
| 3 | 10 | 58 | 10 | 13 | 62 | 245 | —56 | 09 | 9 | 12 | 222 | —10 | 10 | 7 | 28 |
| 4 | 1 | 29 | 10 | 11 | 69 | 265 | —37 | 9 | 8 | 9 | 232 | —39 | 10 | 13 | 70 |
| 5 | 50 | 67 | — | — | — | 315 | —25 | 11 | 10 | 17 | 330 | —3 | 11 | 6 | 36 |
| 6 | 94 | 24 | 10 | 12 | 56 | 355 | 33 | 18 | 11 | 58 | 5 | —3 | 14 | 10 | 230 |
| 7 | 196 | —37 | 13 | 10 | 183 | 41 | 62 | 10 | 7 | 41 | 37 | 37 | 8 | 7 | 20 |
| 8 | 70 | 52 | 10 | 11 | 31 | 68 | 61 | 9 | 9 | 39 | 7 | 43 | 10 | 12 | 125 |
| 9 | — | — | — | — | — | 95 | 45 | 8 | 7 | 25 | — | — | — | — | — |

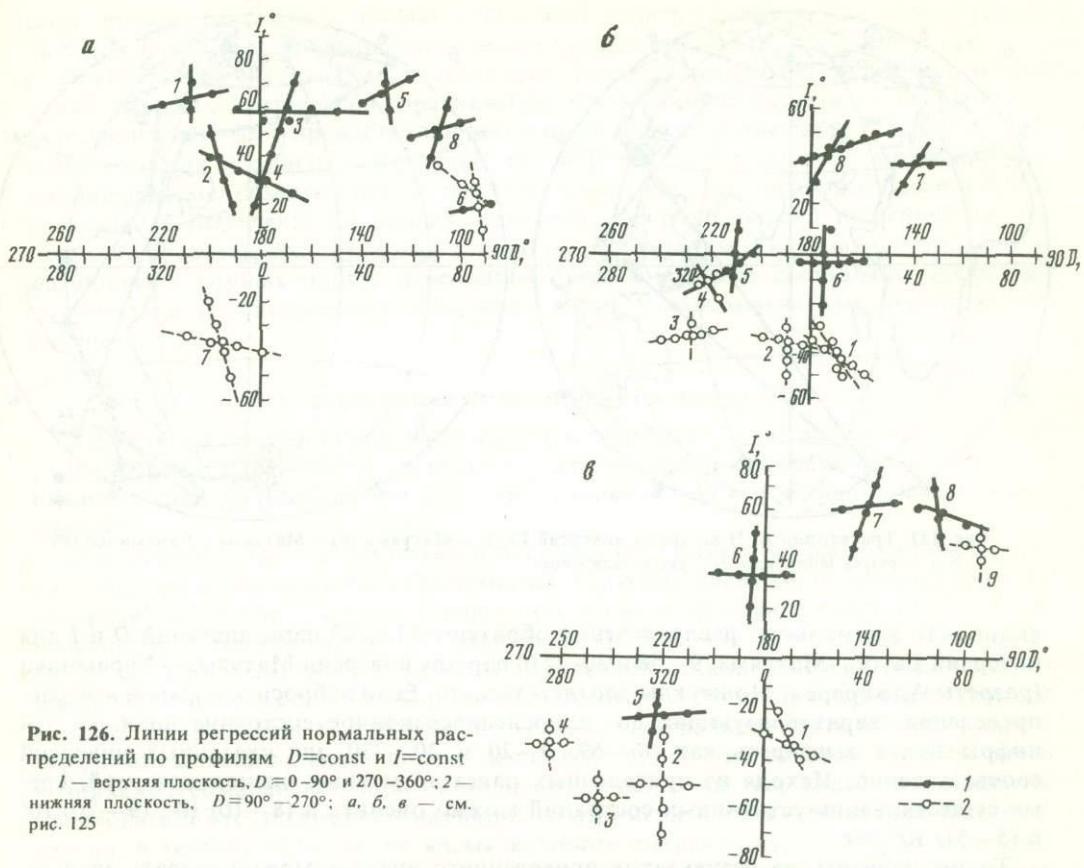


Рис. 126. Линии регрессий нормальных распределений по профилям $D=\text{const}$ и $I=\text{const}$

1 — верхняя плоскость, $D = 0-90^\circ$ и $270-360^\circ$; 2 — нижняя плоскость, $D = 90^\circ-270^\circ$; а, б, в — см. рис. 125

геомагнитного поля. Уровню $\bar{R} < 30^\circ$ можно сопоставить устойчивое состояние поля с фиксированным направлением в данной точке отбора образцов, уровню $\bar{R} > 30^\circ$ — состояние поля, разделяющее устойчивые.

Подобные два уровня можно выделить и по параметрам кучности Р. Фишера (Fisher, 1953), приведенным в работе (Dagley, Zowley, 1974) для шести последовательных переходных зон третичных инверсий, зафиксированных в лавовых потоках Восточной Исландии.

Отсутствие стационарности переходного процесса подтверждается анализом зависимости дисперсии расстояний σ_R^2 от величины среднего расстояния \bar{R} в группе. При малых значениях \bar{R} дисперсия пропорциональна квадрату среднего расстояния. При больших значениях \bar{R} эта пропорциональность нарушается, а распределение расстояний не подчиняется нормальному закону.

Анализируя значения среднего расстояния в группе \bar{R} в зависимости от величины поля H_c , можно отметить, что при малых значениях H_c существуют группы как с малыми, так и с большими значениями \bar{R} , т.е. наличие групп с большими значениями нельзя объяснить недостаточным ориентированием ферромагнитных частиц в осадке.

Как уже было указано, центры нормальных распределений, соответствующих устойчивому состоянию геомагнитного поля во время инверсий, являются характеристиками определенной инверсии, изученной в данном пункте. Для сопоставления результатов, полученных в разных местах, по $D_{\text{ср}}$, $I_{\text{ср}}$ можно вычислять координаты палеополюсов (рис. 127). Представляет интерес оценка времени существования устойчивых состояний поля во время рассмотренных инверсий. Из табл. 4

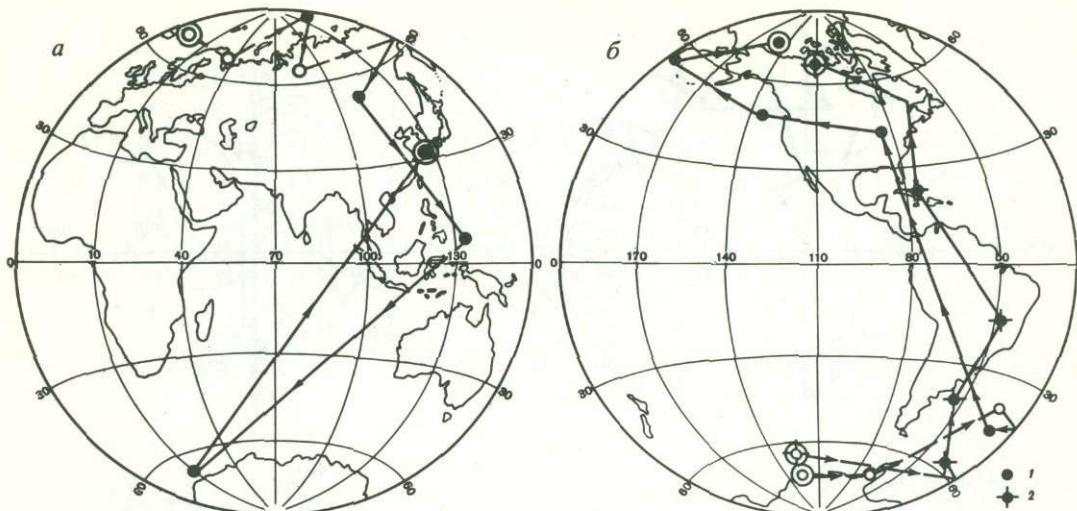


Рис. 127. Траектории ВГП во время инверсий Гаусс—Матуяма (а) и Матуяма—Харамильо (б): 1 — разрез Монжуклы, 2 — разрез Аджидере

видно, что нормальные распределения образуют 33—183 пары значений D и I для инверсии Гаусс—Матуяма, 9—58 и 20—230 пар для инверсии Матуяма—Харамильо (разрезы Аджидере и Монжуклы соответственно). Если отбросить нормальные распределения, характеризующие до- и послеинверсионное состояние поля, то эти цифры будут выглядеть как 56—69, 9—20 и 20—230 для указанных инверсий соответственно. Исходя из приведенных ранее временных оценок инверсий, время существования устойчивых состояний можно оценить в $(8—10) \cdot 10^3$, $(9—20) \cdot 10^2$ и $(5—51) \cdot 10^2$ лет.

Таким образом, из результатов приведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. В течение процесса смены знака геомагнитного поля для исследованных инверсий выделено несколько максимумов плотности распределения значений склонения и наклонения, соответствующих устойчивым состояниям геомагнитного поля.

Эти распределения характеризуются малыми значениями среднего расстояния между парами точек \bar{R} и дисперсии σ_R^2 .

2. Наборы значений D и I , разделяющие максимумы плотности распределений, характеризуются большими значениями \bar{R} и σ_R^2 . По-видимому, во время устойчивых состояний поля существует фиксированное направление поля, а в промежутки времени, соответствующие группам с большими значениями \bar{R} и σ_R^2 , не существует.

3. Значения D_{cp} и I_{cp} (Φ , Λ) устойчивых состояний являются по крайней мере не менее характерными чертами инверсий, чем пути перемещения ВГП, построенных по всему набору значений D и I (единичных или равномерно осредненных по мощности).

4. Время, в течение которого поле было устойчивым, можно оценить в среднем в 10^3 лет.

Рассмотрим все имеющиеся в нашем распоряжении данные по распределению ВГП во время инверсий в позднем кайнозое с точки зрения соответствия их описанной выше картине и выделения других особенностей. Ранее, при описании конкретных данных, полученных при изучении инверсий, мы отмечали, что для целого ряда инверсий можно выделить устойчивое и нестабильное состояния поля, характеризующиеся концентрацией ВГП в определенных районах земного шара (ранее мы их называли "сгущениями") либо большой дисперсией ВГП. В

ряде случаев несколько устойчивых состояний в пределах инверсии характеризуются близкими направлениями поля в месте исследования.

Особенно четко устойчивые состояния выделяются по результатам исследований лавовых комплексов, практически исключающих естественное временное осреднение данных и предоставляемых в наше распоряжение набор "мгновенных" характеристик геомагнитного поля. По мере перехода ко все медленнее накапливающимся толщам осадочных пород картина становится все более и более сглаженной. Выделение различных состояний поля для инверсий, изученных на осадочных образованиях, возможно только по результатам исследования быстро образующихся горных пород, переходные зоны в которых составляют несколько метров (при используемых в настоящее время в палеомагнетизме размерах образцов).

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИНВЕРСИЙ

Изложенные данные можно рассматривать, скорее всего, как показатель того, что:

1) во время инверсий (во всяком случае, во время основной части инверсий позднего кайнозоя) дипольное поле отсутствовало или его величина была крайне низкой;

2) мультипольность была низкого порядка, т.е. количество работающих во время инверсии источников поля было малым. Другими словами, по нашему мнению, инверсии протекали в соответствии с механизмом, близким к механизму, предложенному Т. Нагатой (1965), Е. Паркером (Parker, 1969) и Е. Леви (Levi, 1971, 1972a, b). При этом механизме до определенной стадии инверсии, очевидно, существовало дипольное поле, напряженность которого в процессе распада токовой системы уменьшалась (резко или постепенно), центральная часть инверсии характеризовалась недипольным полем, после восстановления токовой системы вновь возникало геомагнитное поле дипольного вида. В чистом виде этот механизм предполагает отсутствие систематического перемещения вектора поля во время инверсии; в течение периода, во время которого сохранялось дипольное поле, виртуальный геомагнитный полюс практически находился вблизи географического полюса, в центральной части инверсии, характеризующейся отсутствием дипольного поля, изменения поля должны были носить неупорядоченный, хаотический характер, различавшийся к тому же для разных точек земной поверхности.

Однако все отмеченное правомочно в том случае, если в земном ядре имелась единная система токов, подчинявшаяся единому механизму. Наличие дополнительной токовой системы может существенно изменить эту картину. Необходимым условием для существования такой (или таких) токовой системы является ее независимость от основной системы токов, от основного механизма, приводившего (и приводящего) к существованию и перестройке основной системы токов. Для существования дополнительной независимой системы токов (возможно, включающейся лишь на время инверсии) необходимо существование причин, ее вызывающих, при этом причин, являющихся автономными по отношению к механизму, заставляющему работать основной генератор магнитного поля. В принципе такой дополнительной причиной могут являться неоднородности (неровности) границы ядро—мантия (бампы по Р. Хайду (Hide, 1970) и Р. Хайду и С. Малину (Hide, Malin, 1970, 1971)) либо латеральные плотностные неоднородности во внешней части ядра (Сох, Doell, 1964). Наличие дополнительной (одной или нескольких) токовой системы равнозначно существованию дополнительного источника магнитного поля, который может быть аппроксимирован магнитным диполем. В этом случае наблюдаемая на поверхности Земли картина распределения магнитного поля явится суммой полей двух или нескольких источников. Довольно точное соответствие стабильного геомагнитного поля полю осевого диполя свидетельствует в пользу того, что магнитный момент дополнительного диполя (в случае его существования в это время) значительно меньше магнитного момента основ-

ного диполя, связанного с основной токовой системой. Однако в момент перестройки (инверсии) геомагнитного поля по мере уменьшения магнитного момента основного диполя роль дополнительного источника будет возрастать и с некоторого времени станет существенной для того, чтобы повлиять на распределение элементов поля на поверхности Земли, вызвать смещение виртуального геомагнитного полюса, координаты которого рассчитываются по обычным формулам дипольного поля. В этом случае картина суммарного геомагнитного поля будет существенно зависеть от соотношения магнитных моментов диполей и расположения дополнительного диполя (диполей) и может соответствовать как полю центрального диполя, так и полю другого, более сложного источника. В принципе существование дополнительного независимого диполя может привести к следующему.

1. Во время некоторых инверсий геомагнитное поле соответствует полю центрального диполя. Картина изменения виртуальных палеомагнитных полюсов для этих инверсий должна быть одной и той же вне зависимости от места наблюдения.

2. Во время инверсий может существовать поле эксцентричного диполя. В зависимости от эксцентриситета и расположения суммарного диполя картина будет существенно зависеть от места наблюдения (изучения) инверсии.

3. Так как процесс распада главного диполя вряд ли происходит гладко (несомненно, он осложняется различными гармониками высшего порядка), то в целом этот механизм объясняет наличие "возвратов", "петель" и других особенностей, отмечаемых при изучении инверсии (Петрова и др. 1972). Опять-таки в зависимости от вида суммарного диполя эти особенности будут или не будут повторяться при исследованиях в разных регионах.

4. Наличие дополнительного диполя хорошо объясняет различную величину отклонения полюса от стабильного положения во время разных экскурсов, так как если экскурс — результат распада дипольного поля и его восстановления в прежнем направлении, то максимальное отклонение полюса будет опять-таки целиком зависеть от положения и направления дополнительного диполя и места исследования.

5. В зависимости от наличия и расположения бампов, горячих точек и др. наличие, положение и характеристики дополнительного диполя могут меняться от инверсии к инверсии (или в процессе инверсии), что обусловит различные изменения характеристик поля во время разных инверсий.

6. Отмеченная в ряде случаев хаотическая картина изменения положений виртуальных полюсов может рассматриваться как показатель того, что во время этих инверсий дополнительный диполь отсутствовал.

7. Инверсия дополнительного диполя во время инверсии главного диполя объяснит резкие изменения положения трассы движения полюса непосредственно во время инверсии.

Для того чтобы перейти от общих рассуждений к конкретным данным, П.К. Рябушкиным (Гурарий, Рябушкин, 1976) была построена математическая модель, позволяющая изучать теоретический ход инверсий поля, создаваемый системой 3 диполей заданной геометрии. Модель реализована на ЭВМ и позволяет вычислять ход напряженности поля и его направления для любой точки на поверхности Земли, а также соответствующее перемещение виртуального полюса, рассчитываемого по дипольным формулам. При этом каждому из 3 диполей моделирующей системы можно задавать любые интенсивность и направление, а также любые величину и направление эксцентрического смещения. Инверсия моделируется путем задания одному или нескольким диполям систематического изменения интенсивности, приводящего к смене знака. Рассматривается последовательность вычисляемых геомагнитных полюсов и значений напряженности.

Рассмотрение модельных инверсий позволило установить некоторые зависи-

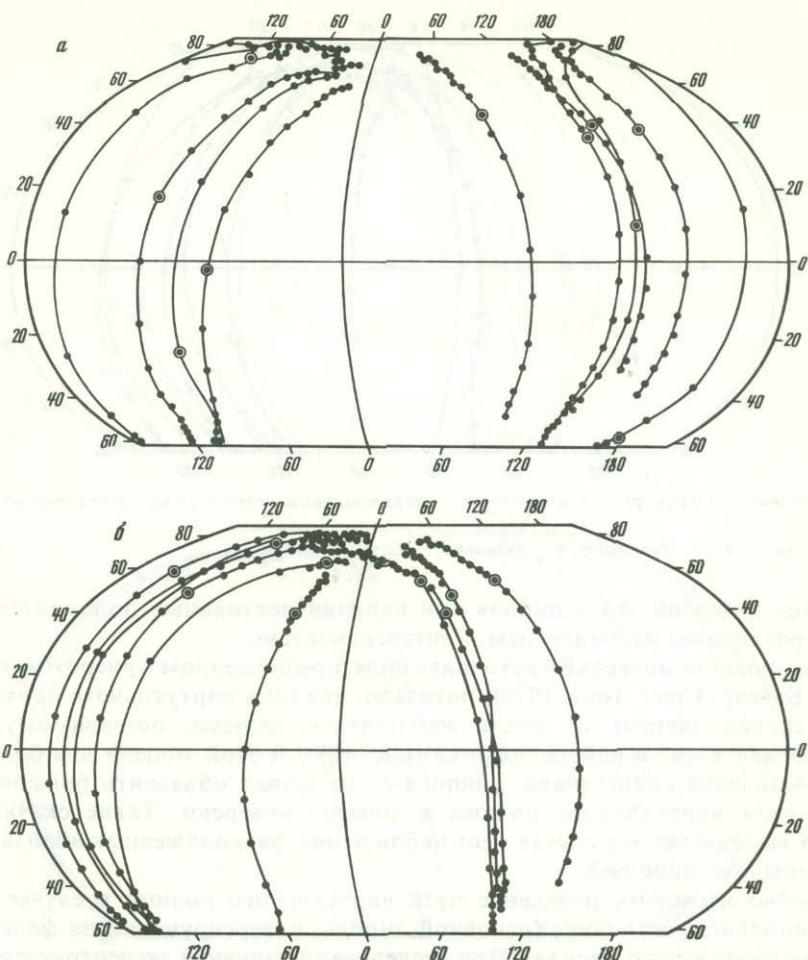


Рис. 128. Модельные траектории ВГП во время инверсии диполя-1 в трехдипольной модели Бочева (Bochev, 1969).

a — диполь-2 — "+"; *б* — диполь-2 — "-"

ности наблюдаемой картины инверсии от геометрии источника поля и от места наблюдения.

Поскольку источник, состоящий из центральных диполя и квадруполя, соответствует заданию первых 8 коэффициентов разложения Гаусса, была промоделирована инверсия дипольной части разложения на фоне постоянного квадруполя. Выяснилось, что такая модель хорошо воспроизводит некоторые характерные черты реальных инверсий: медленное криволинейное перемещение полюса в начале и в конце инверсии на фоне быстрого падения (возрастания) напряженности, быстрое пересечение экватора при пониженном мало изменяющемся значении напряженности.

Дальнейшее моделирование осуществлялось при помощи источников, состоящих из диполей, поскольку таким диполям можно приписать известный физический смысл, предположив, что центральный диполь связан с глобальной системой токов в ядре, а эксцентричный диполь — с дополнительными токовыми кольцами, нарушающими симметрию системы.

При моделировании главного поля Земли использовался диполь с наклоном к оси и эксцентриситетом, соответствующим современным данным (Bochev, 1969).

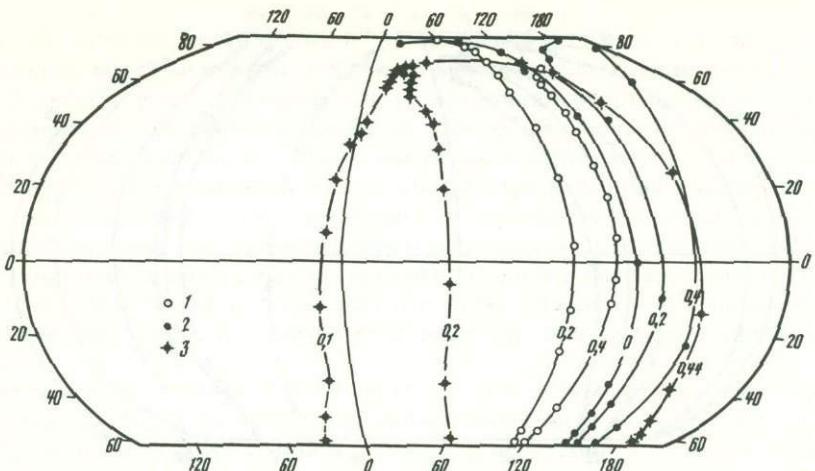


Рис. 129. Влияние эксцентризитета диполя-2 в двухдипольном источнике на траектории ВГП, во время инверсии

1 — Калифорния; 2 — Туркмения; 3 — Тасмания

Изучались инверсии этого диполя при наличии постоянных дополнительных диполей с различным направлением и интенсивностью.

Моделирование инверсий в источнике поля, предложенном Криером на основании модели Бочева (Cseeg, Ispir, 1970), показало, что путь виртуального полюса в этом случае сильно зависит от места наблюдения, однако, по-видимому, имеется "запрещенная зона" в районе Африки (рис. 128). В этой модели для большинства мест наблюдения смена знака диполя-2 не может объяснить больших широтных скачков виртуального полюса в момент инверсии. Такие скачки наблюдались в модели лишь в случае мест наблюдения, расположенных вблизи экватора и удаленных от диполя-3.

Подробно изучалось поведение пути виртуального полюса в случае инверсий в двухдипольном источнике (основной диполь, инверсирующий на фоне постоянного дополнительного диполя). При исследовании влияния эксцентризитета дополнительного диполя в качестве такового брался диполь, соответствующий по ориентации, интенсивности и направлению смещения диполю-2 модели Бочева. Степень влияния эксцентризитета диполя на различие путей также сильно зависит от места наблюдения (в случае центрального дополнительного диполя пути полюса совпадают для всех мест наблюдения). Для большинства мест наблюдения различие путей невелико и доходит лишь до 60° по экватору при эксцентризите 0,44. Однако для небольшого числа мест увеличение эксцентризитета изменяет положение пути полюса более чем на 100° (рис. 129).

Для выяснения влияния ориентации дополнительного диполя на положение путей ВГП моделировалась инверсия с дополнительным диполем, смещенным от центра на расстояние $0,44 R$ в сторону экватора и ориентированным а) параксиально (параллельно полярной оси глобуса); б) радиально (по радиусу в сторону экватора); в) трансверсально (в плоскости экватора перпендикулярно радиусу) (рис. 130). Оказалось, что наиболее сильная зависимость ВГП от места наблюдения проявляется для параксиального диполя, причем пути полюса, наблюденные из северного полушария, далеко отстоят от путей, наблюденных из южного полушария. Для радиального и трансверсального диполей различия существенны, но менее велики, чем для параксиального. Путь полюса группируются для радиального диполя вблизи направления эксцентризитета, а для трансверсального смешены от этого направления в сторону его ориентировки.

При единственном дополнительном диполе смена его знака во время инвер-

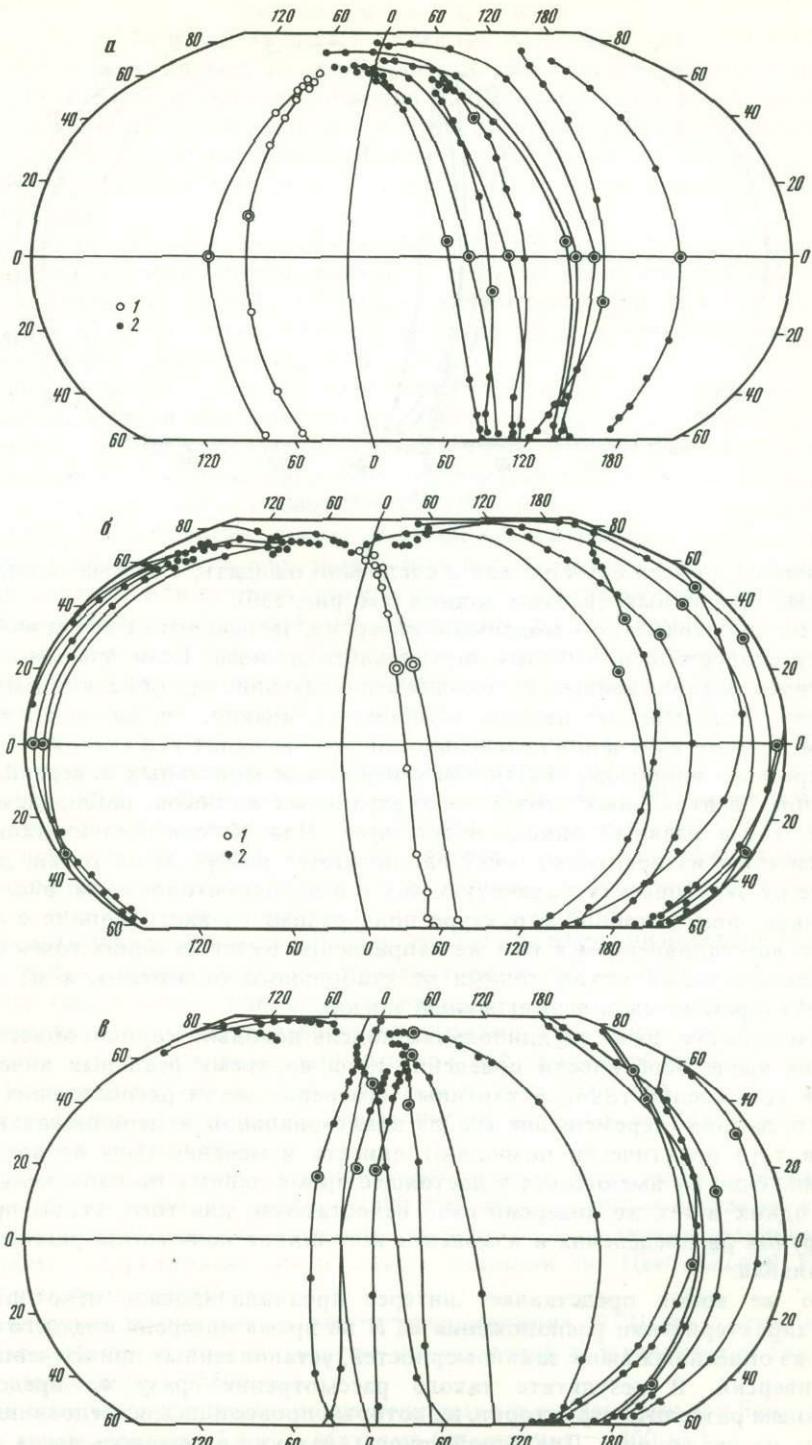


Рис. 130. Влияние ориентации экваториального диполя-2 на траекторию ВГП, эксцентричность диполя-2 = 0,44

Диполь-2 ($D-2$): а — трансверсальный, б — радиальный, в, г — параксиальный. На а, б: 1, 2 — разное направление $D-2$; 3 и 4 — $D-2$ соответственно "+" и "-". Дополнительными кружками выделены положения ВГП при $D-1=0$

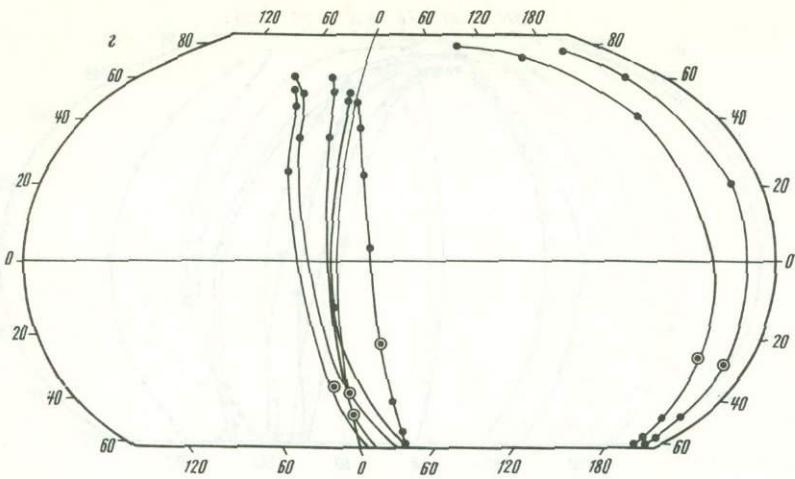


Рис. 130 (окончание)

сии приводит во всех случаях, как и следовало ожидать, к весьма сильным, близким к 180° , широтным скачкам полюса (см. рис. 130).

Еще одним параметром модельной инверсии, зависящим от места наблюдения, является скорость перемещения виртуального полюса. Если для мест наблюдения, близко расположенных к дополнительному диполю, обладающему эксцентриситетом, перемещение полюса совершается плавно, то для удаленных мест при том же шаге изменения интенсивности оно выглядит как скачок.

Интересным вопросом, связанным с изучением модельных инверсий, является положение "нейтральных" точек — виртуальных полюсов, наблюдавшихся в тот момент, когда главный диполь отсутствует. Для диполя со значительным эксцентриситетом из некоторых мест наблюдаются нейтральные точки, далеко отстоящие от экватора как в северную, так и в южную сторону (см. рис. 130). Следовательно, при подобной структуре поля распад главного диполя с последующим его восстановлением в том же направлении будет из одних точек выглядеть как незначительный отход полюса от стабильного положения, а из других — как кратковременный палеомагнитный эпизод.

Таким образом, даже двухдипольная модель довольно хорошо объясняет отмечавшиеся выше особенности поведения поля во время реальных инверсий. Некоторое усложнение токовой картины, изменение места расположения дополнительного диполя (перемещение его из экваториальной в меридиональную плоскость и т.д.) практически позволяют описать изменение поля во время любой инверсии. Однако имеющихся в настоящее время данных по параллельному изучению одних и тех же инверсий явно недостаточно для того, чтобы предложенная картина распределения и изменения источников поля могла рассматриваться как реальная.

В то же время представляет интерес проанализировать некоторые самые общие характеристики расположения ВГП во время инверсий позднего кайнозоя, исходя из описанных выше закономерностей, установленных при изучении модельных инверсий. В результате такого рассмотрения сразу же представляется возможным разделить территории, на которых проводились исследования переходных зон, на две группы. Для одной группы, как уже отмечалось выше, характерно наличие преимущественных мест расположения ВГП во время инверсий, повторяющихся в течение какого-то времени от инверсии к инверсии, для других территорий расположение ВГП меняется (и довольно значительно) от инверсии к инверсии, различаясь даже для соседних, близких по времени инверсий. Примерами

первой группы территорий являются Северная Америка в миоцене, Исландия в позднем—среднем плиоцене, Таджикистан в эоплейстоцене и Япония в миоцене—плиоцене. Резкие изменения расположений ВГП отмечаются для Туркмении в мио-плиоцене, Закавказья в плиоцене и т.д. В то же время и для Северной Америки, и для Японии места расположения ВГП во время позднеплиоценовых и плейстоценовых инверсий довольно резко отличаются от мест концентрации ВГП в ранние периоды.

Вторая характеристика, которая в основном наблюдается для инверсий, изученных на территориях второй группы, — наличие предпочтительных мест расположения инверсионных ВГП, к которым в основном они и приурочены во время разных инверсий. При этом место расположения ВГП не зависит от направления инверсии, от знака инверсирующего поля.

Другими словами, создается впечатление, что для одних территорий имеются постоянные источники дополнительного поля, действующие в течение довольно продолжительного времени (несколько миллионов лет и более), на поле над другими территориями влияют либо короткоживущие источники, либо источники, процессы в которых значительно меняются во времени. Трудно предположить, чтобы неоднородности границы ядро—мантия или верхней части ядра, скорее всего являющиеся причиной этих дополнительных источников магнитного поля, могли возникать, исчезать или существенно изменяться за короткие промежутки времени от инверсии к инверсии. Скорее всего, следует говорить об изменениях поля одного и того же источника, имея при этом в виду, что значительные изменения поля могут вызываться незначительными изменениями параметров источника. Это предположение позволяет объяснить изменение поля не только от инверсии к инверсии, но и во время одной и той же инверсии: наличие разных по положению сгущений, отсутствие их в определенные периоды во время инверсий и т.д.

И наконец, этот анализ позволяет для некоторых инверсий провести предварительную оценку размеров участков на земной поверхности, в пределах которых геомагнитное поле во время инверсий сохраняет черты подобия. Сопоставляя данные по одновозрастным инверсиям, изученным в разных частях земного шара, можно получить следующие оценки.

1. Близкие места расположения ВГП получены при изучении инверсии Матуяма—Брюнес в США (Калифорния) и в приэкваториальной зоне восточной части Тихого океана (расстояние ~ 4000 км по меридиану).

2. Значительно расходятся данные, полученные для этой инверсии в центральной части Тихого океана, как с данными по США (Калифорния), так и с результатами по Японии (расстояние в том и другом случае ~ 5000 км).

3. Наблюдается определенное совпадение результатов по Закавказью и Японии (расстояние ~ 7500 км).

4. Имеется определенное различие конфигурации поля между Закавказьем и Центральной Европой (расстояние ~ 1500 км), хотя в данном случае можно говорить и об определенном сходстве, при этом не только между результатами по этим двум территориям, но и между данными по Центральной Европе и Японии (расстояние ~ 9000 км).

5. Значительно различаются места расположения ВГП во время инверсии Харамильо—Матуяма по результатам исследований в Закавказье и Таджикской депрессии (расстояние ~ 1800 км).

6. Наблюдается определенное совпадение данных по Центральной Европе и Туркмении во время инверсии Гаусс—Матуяма (расстояние ~ 1800 км).

По нашему мнению, эти данные свидетельствуют о том, что независимых источников дополнительного поля во время этих инверсий было более 1, размер территории, на которой сохраняется единая конфигурация поля во время инверсий, не менее 1500 км, наиболее вероятно ~ 3000 — 4000 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время в той или иной мере изучено поведение геомагнитного поля во время 75 инверсий в фанерозое, из них 45 инверсий — за последние 25 млн лет.

На основании анализа изменения элементов геомагнитного поля во время всех изученных инверсий позднекайнозойского возраста и сопоставления их с характеристиками поля во время инверсий в палеозое и мезозое представляется возможным сделать следующие основные выводы.

1. Геомагнитное поле во время четырех инверсий (Гаусс—Матуяма, Матуяма—Харамильо, Харамильо—Матуяма и Матуяма—Брюнес) имело мультипольный характер.

2. Сравнение характеристик поля во время этих инверсий и остальных изученных инверсий позднего кайнозоя свидетельствует о том, что во время всех инверсий этого времени поле, скорее всего, было мультипольным.

3. Мультипольность геомагнитного поля во время инверсий имела крупномасштабный характер. Близкие характеристики поля во время инверсий распространяются на участки поверхности Земли с линейными размерами ~ 3000 — 4000 км.

4. Инверсии начинаются с понижения напряженности геомагнитного поля, затем происходит изменение направления поля. Завершаются инверсии восстановлением напряженности поля, характерной для стационарного состояния.

5. Имеющиеся данные по продолжительности инверсий в позднем кайнозое различаются довольно значительно, средние значения составляют $1,6 \cdot 10^4$ лет для времени существования пониженной напряженности поля и $8 \cdot 10^3$ лет для изменения знака поля.

6. Напряженность геомагнитного поля во время инверсий уменьшается в 3—20 раз, при средних значениях в 5—10 раз.

7. Сопоставление данных, определяющих наиболее высокие значения продолжительности инверсий в раннем палеозое, на границе палеозоя и мезозоя и в позднем кайнозое, позволяет сделать предварительный вывод об уменьшении продолжительности инверсий за это время с $2 \cdot 10^5$ до $2 \cdot 10^4$ лет, т.е. в 10 раз.

8. Представляется возможным выделить участки на поверхности Земли, в пределах которых последовательные инверсии в течение длительного времени (более 10 млн лет) характеризуются близкими направлениями поля, и участки, на которых направления поля меняются от инверсии к инверсии. При этом для первых участков можно наметить временные рубежи резкого изменения направлений поля во время инверсий.

9. В направлении поля во время инверсий в целом ряде случаев выделяются устойчивые состояния продолжительностью $(5—50) \cdot 10^2$ лет и разделяющие их состояния, в течение которых определенное направление поля отсутствовало. Направления поля устойчивых состояний являются характерной чертой определенной инверсии.

10. По характеру изменений направлений поля представляется возможным разделить инверсии на характеризующиеся в основном субмеридиональными движениями ВГП и инверсии, в движениях ВГП во время которых присутствует значительная субширотная компонента. Первый тип инверсий в основном характерен для плиоценена, второй — для миоцена.

11. Характеристики геомагнитного поля во время инверсий могут служить основой для корреляции одновозрастных палеомагнитных границ в региональных масштабах и проверки реальности мобилистских реконструкций.

12. Намеченные различия в продолжительности разновозрастных инверсий фанерозоя, наличие участков земной поверхности, характеризующихся различной изменчивостью направлений поля во время близких по возрасту инверсий, и наблюдаемое различие миоценовых и плиоценовых инверсий по характеристикам изменений направлений поля могут служить показателями различия в процессах, происходящих в ядре Земли и на границе ядро—мантия во времени и в пространстве.

13. Проведенное моделирование изменения поля на поверхности Земли в процессе инверсии двух- и трехдипольной системы, с большой степенью точности аппроксимирующей современное магнитное поле, в основных чертах воспроизводит наблюдаемые в природе характеристики поля во время инверсий. Это позволяет предложить следующую модель инверсий.

Во время инверсий магнитный момент главного диполя, связанного с основной системой конвективных движений в ядре, падает до нуля и затем увеличивается до нормального значения либо в противоположном направлении — инверсия, либо в прежнем направлении — незавершенная инверсия.

По мере падения магнитного момента главного диполя на поверхности Земли все большую роль начинает играть поле дополнительных диполей, в качестве источников которых могут выступать движения вещества, связанные с неровностями границы ядро—мантия, неоднородностями верхней части ядра и нижней мантии и т.д. Число таких диполей, по всей вероятности, невелико. Количество дополнительных диполей, их расположение и ориентировка определяют распределение элементов поля на поверхности Земли во время инверсий и изменчивость этих элементов от инверсии к инверсии.

Наблюдаемая в течение ряда инверсий тесная приуроченность переходных ВГП к определенным долготам на поверхности Земли заставляет склониться в пользу предположения о том, что дополнительные источники связаны, скорее всего, с неровностями или неоднородностями нижней мантии, а не верхней части ядра.

Предлагаемая модель хорошо объясняет различия в характеристиках поля во время незавершенной инверсии, изучаемой в разных точках земной поверхности, — от понижения поля, не сопровождаемого изменениями направлений, до полной кратковременной инверсии. В рамках этой модели находит объяснение и различное соотношение времени существования пониженного магнитного поля и времени изменения направлений поля.

14. Показано, что при изучении переходных зон в целом ряде случаев мы действительно изучаем изменение элементов геомагнитного поля во время инверсий.

15. Независимым способом показано большое количество перерывов в изученных нами отложениях различного генезиса.

16. На ряде примеров показана стратиграфическая значимость характеристик инверсирующего поля.

В то же время проведенный анализ со всей наглядностью показал, насколько недостаточны наши знания о характере геомагнитного поля во время инверсий. Это привело к тому, что ряд сделанных выводов носит сугубо предварительный характер, некоторые характеристики поля ("предвестники" инверсий, вариаций и др.) вообще в данной работе по этой причине не рассматривались. Не хватает све-

дений и о временном и о площадном изменении элементов геомагнитного поля во время инверсий даже в позднем кайнозое (в первую очередь это относится к южному полушарию), крайне неуверенны все наши временные оценки и т.д. Отсутствие характеристик поля во время инверсий, "паспортов" определенных инверсий не позволяет до сих пор использовать эти характеристики в должной мере для решения важных задач стратиграфии и тектоники. Крайне мало проводятся исследований с целью выяснения наличия "предвестников" инверсий и роли вариаций в качестве возможной причины инверсий. Более того, имеющиеся данные, за крайне редким исключением, вообще не позволяют судить о наличии вариаций геомагнитного поля во время инверсий. В то же время не исключено, что именно эти данные могут оказаться ключевыми для решения вопроса о виде инверсирующего динамо. Круг задач, связанных с инверсиями и требующих решения, крайне широк и, очевидно, по мере накопления материала будет уточняться и видоизменяться. Однако несомненно большое теоретическое и прикладное значение этих задач, что позволяет надеяться, что в ближайшее время многие из них будут решены.

Предлагаемая читателям книга была закончена к началу 1984 г. После этого было опубликовано несколько работ, в которых разбираются затронутые автором вопросы. Пользуясь представленной возможностью, постараемся кратко проанализировать, как некоторые выводы этой работы согласуются с новыми данными.

В. Клементом и Д. Кентом (*Clement B.M., Kent D.V. // Nature. 1984. Vol. 310. P. 448—491*) изучено семь колонок глубоководных осадков, в которых фиксируется инверсия Матуяма—Брюнес. Колонки были отобраны в Тихом океане примерно вдоль меридиана 180° в.д. между $33,4^{\circ}$ ю.ш. и $45,3^{\circ}$ с. ш. Полученные данные о продолжительности инверсии (по изменению направления поля) авторы интерпретируют как свидетельство широтной зависимости этой характеристики. В экваториальной области продолжительность инверсии была в 2 раза меньше, чем в средних широтах. В принципе, это очень интересно и не противоречит нашим выводам о возможной различной продолжительности одной и той же инверсии, изучаемой в разных точках земного шара, если о продолжительности судить именно по изменению направления поля.

Поведение поля во время инверсий Матуяма—Олдувей, Олдувей—Матуяма, Матуяма—Харамильо и Харамильо—Матуяма, изученных в северном и южном полушариях в пределах Тихого и Индийского океанов (*Herrero-Bervera E., Theyer F. // Nature. 1986. Vol. 322. P. 159—169; Clement B.M., Kent D.V., Geophys J. // Res. 1984. Vol. 89, NB2. P. 1049—1058; Clement B.M., Kent D.V. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 39, N 4. P. 301—313.*) полностью подтверждает вывод о мультипольном характере поля во время этих инверсий.

Д. Вале и К. Лай (*Valet J.P., Laj C. // Nature. 1984. Vol. 311. P. 352—355*), продолжая исследования переходных зон на о. Крит, изучили характеристики геомагнитного поля во время 3 инверсий позднетортонского времени. Одна из этих инверсий ими была изучена раньше, приблизительно в 2 км юго-западнее (*Valet, Laj, 1981*), результаты идентичны. Авторы приходят к выводу о том, что поле во время инверсий может характеризоваться близкими чертами в течение долгого времени, резко меняясь для следующих друг за другом инверсий, что полностью совпадает с одним из выводов нашей работы.

Дополнительные исследования характеристик поля во время R-N инверсии, ранее изученной в штате Орегон, США (*Watkins, 1969; Goldstein et al. 1969*), были проведены рядом авторов (*Prevot M. et al. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90, NB12. P. 10417—10448; Gromme C.S. et al. // Nature. 1985. Vol. 318. P. 487 и др.*). Напряженность поля определялась по методу Телье. Установлено, что величина поля во время инверсии падала до ~ 4 А/м по сравнению с ~ 25 А/м и ~ 37 А/м до и после инверсии. При этом, скорее всего, эти цифры (по мнению

авторов) отражают напряженность не стационарного, а инверсирующего поля на начальной и конечной стадиях инверсии.

В работе М. Ноэла и др. (*Noel M. et al // Mercian Geologist. 1984. Vol. 9, N 4. P. 235—242*) приводятся результаты, полученные при изучении переходной зоны в раннечетвертичных осадочных отложениях в Девоншире, Англия. Авторы считают, что ими изучена инверсия Матуяма—Брюнес, однако не исключают более древний (но не древнее 2,37. млн. лет) возраст этого события. Нам представляется, что эти данные можно использовать для решения обратной задачи. Во всяком случае, положения ВГП во время инверсии, изученной в Англии, не совпадают с положениями ВГП, приводимыми другими авторами для этой инверсии, исследованной в соседних регионах (Центральная Европа, Закавказье). В то же время они очень хорошо согласуются с положениями ВГП во время инверсии Матуяма—Харамильо, изученной в Туркмении и Закавказье.

И, наконец, в ряде работ (Храмов А.Н. // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 85—96; Larson E.E., Walker T.R. // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 2060—2062 и др.) ставится вопрос о том, что в целом ряде случаев выявляемые при изучении переходных зон характеристики естественной остаточной намагниченности являются результатом сложения двух и более компонент, что, по крайней мере, нужно иметь в виду при интерпретации результатов исследований. Это подтверждает наше мнение о том, что для полученной достоверных данных, переходные зоны следует изучать в нескольких разрезах региона.

В заключение следует еще раз выразить надежду на быстрый прогресс наших знаний о характеристиках инверсирующего поля, так как интерес к этому явлению в последние годы возрастает.

ЛИТЕРАТУРА

- Ализаде К.А.* Акчагыльский ярус Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1954. 344 с.
- Али-Заде А.А.* Красноцветная толща и акчагыльский ярус Прикаспийской низменности // Геология СССР. М.: Гостоптехиздат, 1957. Т. 22, ч. 1. С. 271—281.
- Али-Заде А.А.* Палеогеография бассейна балаханского яруса. Баку: АзерБИНТИ, 1960. 66 с.
- Али-Заде А.А.* Акчагыл Туркменистана. М.: Гостоптехиздат, 1961. Т. 1. 300 с.
- Багин В.И.* Температурные и фазовые превращения гидроокислов железа и магнетита и химическая намагниченность, возникающая при этих превращениях: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Изд-во МГУ, 1965. 16 с.
- Бернштейн А.* Справочник статистических решений. М.: Статистика, 1968. 162 с.
- Бирман А.С.* Строение кайнозойских моласс Восточного Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 128—138.
- Большаков А.С., Соловьевников Г.М.* Инверсия геомагнитного поля в раннем триасе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. N 6. С. 60—66.
- Большаков А.С., Соловьевников Г.М.* О напряженности геомагнитного поля в поздней юре // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. N 11. С. 74—86.
- Брагинский С.И.* Об основах теории гидромагнитного динамо Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 1967. Т. 7, N 3. С. 401—410.
- Брагинский С.И.* Геомагнитное динамо // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. N 9. С. 74—90.
- Бурлацкая С.П.* Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет по мировым археомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. 1970. Т. 10, N 4. С. 694—699.
- Бурлацкая С.П.* Вековые вариации магнитного поля Земли по археомагнитным и палеомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. 1972. Т. 12. N 4. С. 622—675.
- Буров Б.В.* Отдельные детали пермских инверсий // Методика палеомагнитного изучения красноцветов (на примере отложений верхней перми и нижнего триаса восточных районов Русской плиты). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. С. 92—102.
- Буров Б.В., Комиссарова Р.А., Слауцитайс И.П., Храмов А.Н.* Геомагнитные инверсии на рубеже палеозоя и мезозоя // Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 13—26. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 394).
- Буха В., Малковски З., Петрова Г.Н. и др.* Проблема континентального дрейфа на территории Евразии по данным палеомагнитных исследований нижнего палеозоя // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 86—202.
- Вадковский В.Н.* О методе анализа данных по переходным зонам во время инверсии геомагнитного поля // Алгоритмы и результаты обработки данных в МЦД. М.: ВИНИТИ, 1978. С. 55—64.
- Вадковский В.Н., Гураиль Г.З., Мамиконян М.Р.* Анализ процесса смены знака геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. N 7. С. 55—69.
- Геология СССР. Т. XXII / Ред. Н.П. Луппов, М.: Недра, 1972. С. 329—426.
- Головков В.П.* Динамика геомагнитного поля и внутреннее строение Земли: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1975. 29 с.
- Головков В.П.* Динамика геомагнитного поля и геофизические эффекты // Геомагнит. исслед. 1976. N 17. С. 22—36.
- Гураиль Г.З.* Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсий // ДАН СССР. 1968. Т. 178, N 5. С. 1065—1068.
- Гураиль Г.З.* Некоторые данные о характере геомагнитного поля на Сибирской платформе в раннем палеозое // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. N 6. С. 105—113.
- Гураиль Г.З.* Изучение переходной зоны на п-ове Челекен // 8-я Всесоюз. конф. „Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм“: Тез. докл. М.: ВИНИТИ, 1970. Ч. 2. С. 147—151.
- Гураиль Г.З.* Изучение инверсии геомагнитного поля в плиоцене на п-ове Челекен // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N 9. С. 100—103.
- Гураиль Г.З.* Изучение переходных регионов // Геомагнит. исслед. 1977а. N 19. С. 5—11.
- Гураиль Г.З.* Некоторые инверсии геомагнитного поля в позднем кайнозое по исследованиям

- в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977б. N 7. С. 81—90.
- Гурарий Г.З.* Исследование инверсии геомагнитного поля на границе эпох Гаусс—Матуяма // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных осадков и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 24—33.
- Гурарий Г.З.* Инверсия Гаусс—Матуяма по исследованиям в Западной Туркмении // I Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976а. Ч. 3. 35 с.
- Гурарий Г.З.* Сравнительный анализ инверсии Гаусс—Матуяма по результатам исследований в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976б. N 12. С. 49—57.
- Гурарий Г.З.* Предварительные данные о некоторых характеристиках геомагнитного поля во время инверсии Матуяма—Харамильо // I Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976б. Ч. 3. С. 34.
- Гурарий Г.З.* Геомагнитная инверсия Матуяма—Харамильо на территории Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981а. N 3. С. 73—82.
- Гурарий Г.З.* N—R инверсия геомагнитного поля в среднем миоцене // II Всесоюз. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм": Тез. докл. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981б. Ч. 1. С. 129.
- Гурарий Г.З., Дьяконова В.Ф., Рябушкин П.К., Трубихин В.М.* Происхождение естественной остаточной намагниченности и палеомагнетизм верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. N 6. С. 84—94.
- Гурарий Г.З., Ибадов Г.Р., Мамедов А.Г. и др.* Палеомагнетизм верхнего плиоцена Аджинура // I Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976. Ч. 3. С. 39.
- Гурарий Г.З., Певзнер М.А., Трубихин В.М.* Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна // 9-я Всесоюз. конф. "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм: Материалы". Баку: Изд-во АН АзССР, 1973. С. 62—64.
- Гурарий Г.З., Петрова Г.Н.* Особенности геомагнитного поля в кайнозое // Магнитостратиграфия и геодинамика: Результаты исследований по междунар. геофиз. проектам. М.: Радио и связь, 1981. С. 7—15.
- Гурарий Г.З., Петрова Г.Н., Поступова Г.А. и др.* Тонкая структура геомагнитного поля // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1983. С. 29—41.
- Гурарий Г.З., Рябушкин П.К.* Моделирование инверсий геомагнитного поля на ЭВМ // I Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976. Ч. 3. С. 36.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Результаты палеомагнитных исследований верхнекембрийских красноцветов Иркутского амфитеатра // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. N 6. С. 86—92.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Стратиграфия и палеомагнетизм верхнего плиоцена Западного Копет-Дага // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных осадков и вулканитов. М.: Наука, 1973а. С. 14—23.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыла Туркмении // 9-я Всесоюз. конф. "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм: Материалы". Баку: Изд-во АН АзССР, 1973б. Ч. 3. С. 64—67.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и некоторые аспекты палеогеографии плиоцена Восточного Азербайджана // I Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976. Ч. 3. С. 39.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Палеомагнитная характеристика позднего кайнозоя Западной Туркмении // Междунар. симпоз. "Граница неогена и четвертичной системы": Тез. докл. М.: Наука, 1977. С. 5—6.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Цикличность развития западнотуркменской части Палеокаспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 3—7.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М.* Палеомагнитная характеристика позднего плиоцена Восточного Азербайджана // II Всесоюз. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм": Тез. докл. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981. Ч. 2. С. 118.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М., Ушко К.А.* Стратиграфическое положение палеомагнитной границы Матуяма—Брюнес в разрезах Западной Туркмении и Азербайджана // Всесоюз. съезд "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма": Тез. докл. М.: Наука, 1976. Ч. 3. С. 38.
- Дюран Б., Оделя П.* Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977. 128 с.
- Елисеева И.И., Рукавишников В.О.* Группировка, корреляция и распознавание образов. М.: Статистика, 1977. 144 с.
- Звегинцев А.Г.* Самообращение намагниченности горных пород: Автoref. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1975. 49 с.
- Ильин В.А., Позняк Э.Г.* Аналитическая геометрия. М.: Наука, 1971. 232 с.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* О расчленении "надакчагыльских конгломератов" Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. N 3. С. 80—84.
- Кравчинский А.Я.* Палеомагнитные этапы развития Сибирской платформы в палеозое: Автoref. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Изд-во Иркут. ин-та, 1968. 22 с.
- Курчинян С.Е., Шимелевич М.И.* Решение задач статистической классификации применительно к целям детального карттирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. N 4. С. 12—16.

- Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 136 с.
- Мамедов М. Палеомагнитное изучение неогеновых осадочных пород Копет-Дага и Красноводского полуострова: Автoref. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ашхабад: Туркмен. гос. ун-т, 1966. 14 с.
- Мамедов М. Палеомагнитная корреляция плиоценовых отложений Копет-Дага и Красноводского полуострова // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. N 10. С. 101—105.
- Менин В.В., Ницифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 6. С. 3—17.
- Нацата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Палеомагнетизм палеозоя: Сб. ст. / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1974. 238 с.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Спорные вопросы в понимании объема и стратиграфического положения паннона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 11. С. 42—56.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жигалло В.И., Зажигин В.С. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 6. С. 5—16.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кзыл-Су (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 9. С. 33—43.
- Петрова Г.Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнит. исслед. 1977. N 19. С. 40—49.
- Петрова Г.Н., Багина О.А. О безнагревном методе определения напряженности древнего геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. N 4. С. 54—62.
- Петрова Г.Н., Буха В.В., Гамов Л.Н. и др. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. N 6. С. 53—75.
- Петрова Г.Н., Гуарий Г.З., Рассанова Г.В. Вековые вариации в инверсии Матуяма—Хармильо // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 3—17.
- Петрова Г.Н., Капорович И.Г., Макарова З.В., Рыбак Р.С. Особенности переходного режима инверсии поля в плиоцене по Азербайджану и Туркмении // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965. С. 220—226.
- Петрова Г.Н., Рассанова Г.В. Положение виртуального полюса во время инверсий // Магнитное поле и процессы внутри Земли. Прага: Академия, 1982. С. 124—140.
- Петрова Г.Н., Рыбак Р.С. Определение картины изменения знака поля по палеомагнитным данным // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: Изд-во Сиб. отд-ния АН СССР, 1963. С. 457—482.
- Петрова Г.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. N 4. С. 65—83.
- Попов Г.И. О возрасте надсарматской континентальной свиты Западного Копетдага // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1963. N 4. С. 84—93.
- Попов Г.И. Верхний плиоцен Туркмении: Автoref. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1967. 64 с.
- Постелова Г.А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1976. С. 129—142.
- Путеводитель экскурсий международного симпозиума по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы" / Под ред. А.Е. Додонова и др. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Путеводитель экскурсий А-10 и С-10 ИНКВА: XI конгресс / Под ред. Г.А. Алиева, А.А. Али-Заде. М.: ВИНИТИ, 1981. 42 с.
- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копет-Дага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 35—70.
- Родионов В.П. О характере изменения первичной намагниченности в переходных слоях верхнего кембрия и ордовика // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм / Под ред. Г.Н. Петровой. М.: ВИНИТИ, 1969. С. 162—165.
- Родионов В.П. Новые данные изучения переходных слоев R—N и N—R нижнего палеозоя // II Всесоюз. съезд „Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм": Тез. докл. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981. Ч. I. С. 145.
- Родионов В.П., Начасова И.Е. Прямая и обратная намагниченность ордовика среднего течения р. Лены в связи с проблемой "зон переходов" // Тез. докл. VII Всесоюз. конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. М.: Наука, 1966. С. 130—131.
- Родионов В.П., Храмов А.Н. Новые данные о геомагнитных инверсиях в раннем палеозое // 9-я Всесоюз. конф. „Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм: Материалы". Баку: Изд-во АН АзССР, 1973. Ч. 3. С. 136—137.
- Родионов В.П., Храмов А.Н. Морфология геомагнитных инверсий в позднем кембрии // Всесоюз. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм": Тез. докл. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1976. Ч. 3. С. 83.
- Святов А.А. К вопросу о неполноте геологической летописи (по материалам изучения кайнозойских отложений) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49, вып. 3. С. 58—67.
- Семененко В.Н., Повзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 1. С. 5—15.
- Слауцитайс И.П. Характер R—N перехода в

- одном из пермских разрезов Мангышлака // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Киев: Наук. думка, 1973. С. 39—41.
- Слауцитайс И.П.* Инверсии геомагнитного поля магнитного интервала Иллавара по данным изучения переходных слоев на Мангышлаке // II Всесоюз. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм"; Тез. докл. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981. Ч. I. С. 146.
- Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 80 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 301).
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
- Форш Н.Н.* Стратиграфическое расчленение красноцветных отложений на примере красноцветной свиты Челекена // Геологический сборник. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Вып. 3. С. 69—94.
- Храмов А.Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 219 с.
- Храмов А.Н.* Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. N 1. С. 115—118.
- Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм: Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 252 с.
- Худсон Д.* Статистика для физиков. М.: Мир, 1970. 296 с.
- Чепалыга А.Л.* Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плиоценоплеистоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1980. 50 с.
- Шашканов В.А., Металлова В.В.* Безнагревные методы определения напряженности древнего геомагнитного поля. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 144 с.
- Юревич А.Л.* Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района юго-западной Туркмении. М.: Наука, 1966. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 164).
- Alexeeva L.I., Andreescu I., Bandrabur T. et al.* Correlation des dépôts pliocènes et pleistocènes en sierieurs des bassins daciques et euxinique // KBGA XII Congr.; Abstracts. Buc., 1981. P. 9—10.
- Baag C.-G., Helsley C.E.* Evidence for penecontemporaneous magnetization of the Moenkopi formation // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 23, P. 3308—3320.
- Bingham D.K., Evans M.E.* Paleomagnetism of the Great Slave supergroup, Northwest territories, Canada: Stark formation // Canad. J. Earth Sci. 1976. Vol. 13, N 4, P. 563—578.
- Bochev A.* Two and three dipoles approximating the Earth's magnetic field // Pure and Appl. Geophys. 1969. Vol. 74. P. 29—34.
- Bogue S.W., Coe R.S.* Successive palaeomagnetic reversal records from Kauai // Nature. 1982. Vol. 295, N 5848. P. 399—401.
- Brunjofsson A.* Studies of remanent magnetism and viscous magnetism in the basalts of Iceland // Adv. Phys. 1957. Vol. 6. P. 247—254.
- Brunhes B.* Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques // J. Phys. 1906. Sér. 4, t. 5. P. 705—724.
- Bucha V.* Geomagnetic reversals in quaternary revealed from palaeomagnetic investigations of sedimentary rocks // J. Geomagn. Geoelec. 1970. Vol. 22, N 3. P. 253—271.
- Bucha V.* The continuous pattern of variations of the geomagnetic field in the Quaternary and their causes // Stud. geophys. et geodyn. 1973. Vol. 17, N 3. P. 218—231.
- Bullard E.C., Freedman C., Gellman H., Mixon J.* The westward drift of the Earth's magnetic field // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1950. Vol. 243. N 1. P. 67—92.
- Bullard E.C., Gellman H.* Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1954. Vol. 247. N 928. P. 213—278.
- Burakov K.S., Gurary G.Z., Chramov A.N. et al.* Some peculiarities of the virtual pole positions during reversals // Geomagn. and Geoelec. 1976. Vol. 28, N 3. P. 295—307.
- Coe R.S., Mankinen E.A., Gromme C.S., Prevot M.* Behavior of the complete field vector during a geomagnetic reversal: a preliminary report // IAGA Bull. 1981. N 45. P. 200.
- Cox A.* Geomagnetic reversals // Science. 1969. Vol. 163. N 3864. P. 237—245.
- Cox A.* The frequency of geomagnetic reversals and the symmetry of the non-dipole field // Rev. Geophys. and Space Phys. 1975. Vol. 13, N 3. P. 31—51.
- Cox A., Cain J.* International conference on the core-mantle interface // Trans. Amer. Geophys. Union. 1972. Vol. 53. P. 591—623.
- Cox A., Dalriddle G.B.* Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 10. P. 2603—2614.
- Cox A., Doell R.R.* Long period variations of the geomagnetic field // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1964. Vol. 54. P. 2243—2270.
- Creer K.M., Ispir J.* Palaeomagnetic and rock magnetic studies on cenozoic basalts from Kyushu, Japan // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970a. Vol. 20, N 2. P. 127—148.
- Creer K.M., Ispir J.* An interpretation of the behaviour of the geomagnetic field during polarity transitions // Phys. Earth and Planet. Inter. 1970b. Vol. 2, N 4. P. 283—293.
- Dagley P.* Anomalous palaeomagnetic directions and transition zones // Trans. Amer. Geophys. Union. 1971. Vol. 52, N 4. P. 186.
- Dagley P., Lawley E.* Palaeomagnetic evidence for the transitional behaviour of the geomagnetic field // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. Vol. 36, N 3. P. 577—598.
- Dalgey P., Wilson R.L., Ade-Hall J.M. et al.* Geomagnetic polarity zones for Icelandic lavas // Nature. 1967. Vol. 216. N 5110. P. 25—29.
- David P.* Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques // C.R. Acad. Sci. Paris. 1904. T. 138, N. 1. P. 41—42.
- Denham Ch.* Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles outer ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 29, N 2. P. 422—434.
- Dodson R., Dunn J.R., Fuller M. et al.* Palaeomagnetic record of a late tertiary field reversal //

- Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 53, N 2, P. 373—412.
- Doell R., Dalrymple G.B.* Geomagnetic polarity epochs: a new polarity event and the age of the Brunhes/Matuyama boundary // Science. 1966. Vol. 152. P. 1060—1061.
- Dunn J.R., Fuller M.D., Ito H., Schmidt V.A.* On a paleomagnetic study of a reversal of the Earth's magnetic field // Trans. Amer. Geophys. Union. 1971. Vol. 52, P. 187.
- Ericson D.B., Ewing M., Wollin G.A., Heezen B.C.* Atlantic deepsea sedimentary cores // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72. P. 193—286.
- Fisher R.A.* Dispersion on a sphere // Proc. Roy. Soc. London A. 1953. Vol. 217, N 1130. P. 295—305.
- Fuller M., Williams I., Hoffman K.A.* Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields // Rev. Geophys. and Space Phys. 1979. Vol. 17, N 2, P. 179—203.
- Goldstein M.A., Strangway D.W., Larson E.E.* Paleomagnetism of a miocene transition zone in Southeastern Oregon // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 7, N 4. P. 231—239.
- Cromme C.S.* Anomalous and reversed paleomagnetic field directions from the miocene Lovejoy Basalt, Northern California // J. Geomagn. and Geoelec. 1965. Vol. 17, N 3/4. P. 445—457.
- Gurary G.Z.* The reversals of the Earth's magnetic field in the late Cenozoic // IAGA Bull. 1973. N 34. P. 319.
- Gurary G.Z.* The reversals of the Earth's magnetic field in the late Cenozoic // IAGA Bull. 1975. N 36. P. 171.
- Gurary G.Z.* Geomagnetic field during reversals // IAGA Bull. 1983. N 48. P. 181.
- Gurary G.Z., Diakonova V.F., Riabushkin P.K., Trubikhin V.M.* Complex utilization of lithological geochemical and magnetic — mineralogical data for clarifying the natural remanent magnetism origin // IAGA Bull. 1975. N 36. P. 169.
- Gurary G.Z., Pevzner M.A., Trubikhin V.M.* Paleomagnetic study of pliocene-pleistocene sediments in the Caspian basin // IAGA Bull. 1973. N 34.
- Hammond S.R., Seib S.M., Theyer F.* Geomagnetic polarity transitions in two oriented sediment cores from the northwest Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44, N 2. P. 167—175.
- Heinrichs D.F.* Paleomagnetism of the plio-pleistocene Lovsetown formation, Virginia City, Nevada // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 12. P. 3277—3294.
- Helsley C.E.* Significance of intermediate magnetic field orientations in rocks triassic age // Trans. Amer. Geophys. Union. 1963. Vol. 44, N 1, P. 33—34.
- Herrero-Bervera E., Helsley Ch.E.* Paleomagnetism of a polarity transition in the lower triassic Chugwater Formation Wy. // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, N 134. P. 3506—3522.
- Hide R.* On the Earth's core-mantle interface // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1970. Vol. 96. P. 579—590.
- Hide R., Malin S.R.C.* Novel correlations between global features of the Earth's gravitational and magnetic fields // Nature. 1970. Vol. 225, N 5233. P. 605—609.
- Hide R., Malin S.R.C.* Bumps on the core-mantle boundary: Comments on Earth science // Geophysics. 1971. Vol. 2, N 1. P. 1—13.
- Hillhouse J., Cox A.* Brunhes—Matuyama polarity transition // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 29, N 1. P. 51—64.
- Hoffman K.A.* Polarity transition records and the geomagnetic dynamo // Science. 1977. Vol. 196, N 4296. P. 1329—1332.
- Hoffman K.A., Fuller M.* Transitional field configurations and geomagnetic reversal // Nature. 1978. Vol. 273, N 5665. P. 715—718.
- Irving E., Ward M.A.* A statistical model of the geomagnetic field // Geofis. pura appl. 1964. Vol. 57. P. 25—30.
- Ito H.* Palaeomagnetic study on a granitic rock mass with normal and reversed natural remanent magnetization // J. Geomagn. and Geoelect. 1965. Vol. 17, N 2. P. 113—120.
- Ito H.* Polarity transitions of the geomagnetic field deduced from the natural remanent magnetization of tertiary and quaternary rocks in Southwest Japan // J. Geomagn. and Geoelec. 1970. Vol. 22, N 3, P. 273—290.
- Ito H., Fuller M.* A paleomagnetic study of the reversal process of the geomagnetic field // Palaeogeophysics / Ed. by S. K. Runcorn. L.; N.Y., 1970. P. 133—137.
- Kawai N., Nakajima T., Hirooka K., Kobayashi K.* The transition of field at the Brunhes and Jaramillo boundaries in the Matuyama geomagnetic epoch // Proc. Jap. Acad. 1973. Vol. 49, N 10. P. 820—824.
- Koči A.* Palaeomagnetism of the quaternary sediments of the locality Cerveny Kopec (Red Hill) // Stud. geophys. et geod. 1973. Vol. 17, N 3, P. 232—239.
- Koči A.* Paleomagnetic investigation of sediments // Project 73/1/24: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere: Rep. N 1. Pr., 1974. P. 15—20.
- Koči A., Šibrava V.* The Brunhes-Matuyama boundary at central European localities // Project 73/1/24: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere: Rep. N 3. Pr., 1976. P. 135—160.
- Kuiper N.H.* Tests concerning random points on a circle // Nederl. Akad. Wet. Proc. 1960. Vol. A63. P. 38—47.
- Larson E.E., Watson D.E., Jennings W.* Regional comparison of a miocene geomagnetic transition in Oregon and Nevada // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 11, N 5, P. 391—400.
- Levy E.H.* Kinematic reversal schemes for the geomagnetic dipole // Astrophys. J. 1971. Vol. 171. P. 635—642.
- Levy E.H.* Effectiveness of cyclonic convection for producing the geomagnetic field // Astrophys. J. 1972a. Vol. 171. P. 621—633.

- Levy E.H.* On the state of geomagnetic field and its reversals // *Astrophys. J.* 1972b. Vol. 175. P. 573—581.
- Liddicoat J.C.* Gauss/Matuyama polarity transition // *IAGA Bull.* 1981. N 45. P. 201.
- Lowrie W., Alvarez W.* One hundred million years of geomagnetic polarity history // *Geology*. 1981. Vol. 9. N 9. P. 392—397.
- Mankinen E.A., Donnelly J.M., Grommé C.S.* Geomagnetic polarity event recorded at I.I m. y. B.P. on Cobb Mountain, Clear Lake volcanic field // *Cal. Geol.* 1978. Vol. 6. P. 653—656.
- Mankinen E.A., Donnelly-Nolan J.M., Grommé C.S., Hearn B.C.* Paleomagnetism of the Clear Lake volcanics and new limits on the age of the Jaramillo normal-polarity event // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1981. Vol. 1141. P. 67—82.
- McElhinny M.W.* Palaeomagnetism of the cambrian Purple sandstone from the Salt Range, West Pakistan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 8, N 2. P. 149—156.
- Momose K.* Palaeomagnetic researches for the pliocene volcanic rocks in central Japan. 1 // *J. Geomagn. and Geoelec.* 1958. Vol. 10, N 1. P. 12—19.
- Momose K., Kobayashi K., Jamada T.* Studies on the variations of the Earth's magnetic field during pliocene time // *Bull. Earthquake Res. Inst.* 1963. Vol. 41. P. 487—534.
- Nagata T.* Length of geomagnetic polarity intervals // *J. Geomagn. and Geoelec.* 1969. Vol. 21, N. 3. P. 701—704.
- Neel L.* L'inversion de l'aimantation permanente des roches // *Ann. Géophys.* 1951. Vol. 7, N 2. P. 90—103.
- Niitsuma N.* Detailed study of the sediments recording the Matuyama—Brunhes geomagnetic reversal // *Tohoku Univ. Sci. Rept. Ser. 2.* 1971. Vol. 43. P. 1—39.
- Nomura S.* Palaeomagnetic studies on the neogene volcanic rocks in the Northeast Japan: Earth science (Chikyu Kagaku) // *J. Assoc. Geol. Coll.* 1963. N 67. P. 30—39.
- Oddyke N.D., Kent D.V., Lowrie W.* Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deepsea core // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 20. P. 315—324.
- Parker R.N.* The occasional reversal of the geomagnetic field // *Astrophys. J.* 1969. Vol. 158. P. 815—827.
- Pullaiah G., Verma R.K.* Geomagnetic field reversal in cretaceous Turupati sandstone formation from India // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. Vol. 2, N 3. P. 158—162.
- Shaw J.* Strong geomagnetic fields during a single Icelandic polarity transition // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 40, N 3. P. 345—350.
- Sigurgeirsson T.* Direction of magnetization in Icelandic basalts // *Adv. Phys.* 1957. Vol. 5. P. 240—246.
- Stacey F.D.* The Physical theory of rock magnetism // *Philos Mag. Suppl. Adv. Phys.* 1963. Vol. 12. P. 46—133.
- Steinhauser P., Vincenz S.A.* Equatorial paleopoles and behavior of the dipole field during polarity transitions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19, N 2. P. 113—119.
- Stephens M.A.* The goodness-of-fit statistic in distribution and significance points // *Biometrika*. 1965. Vol. 52. P. 309—321.
- Valencio D.A., Vilas J.T.A., Mendoza J.E.* Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the middle and upper sections of Pagnazo Group (Argentina) and the correlation of upper palaeozoic — lower mesozoic rocks // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1977. Vol. 51. P. 59—74.
- Valet J.P., Laj C.* Paleomagnetic record of two successive miocene geomagnetic reversals in western Crete // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 1. P. 53—63.
- Valet J.P., Laj C., Langerie C.G.* Two different R—N geomagnetic reversals with identical VGP paths recorded at the same site // *Nature*. 1983. Vol. 304, N 5924. P. 330—332.
- Van Zijl J.S.V., Graham K.W.T., Hales A.L.* The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. 2. The behaviour of the magnetic field during a reversal // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1962. Vol. 7, N 2. P. 169—182.
- Watkins N.D.* Paleomagnetism of the Columbia Plateaus // *J. Geophys. Res.* 1965a. Vol. 70, N 6. P. 1379—1406.
- Watkins N.D.* Frequency of extrusions of some miocene lavas in Oregon during an apparent transition of the polarity of the geomagnetic field // *Nature*. 1965b. Vol. 206, N 4986. P. 801—803.
- Watkins N.D.* Unstable components and paleomagnetic evidence for a geomagnetic polarity transition // *J. Geomagn. and Geoelec.* 1967. Vol. 19, N 1. P. 63—76.
- Watkins N.D.* Non-dipole behaviour during an upper miocene geomagnetic polarity transition in Oregon // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1969. Vol. 17, N 2. P. 121—149.
- Wellman P., McElhinny M.W., McGougall I.* On the polar-wander path for Australia during the Cenozoic // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1969. Vol. 18, N 4. P. 371—396.
- Wilson R.L., Dagley P., McDermack A.G.* Palaeomagnetic evidence about the source of the geomagnetic field // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 28, N 2. P. 213—224.
- Wilson R.L., Watkins N.D., Einarsson T. et al.* Palaeomagnetism of ten sequence from South-Western Iceland // *Geophys. J. Astron. Soc.* 1972. Vol. 29, N 4. P. 459—471.
- York D., Strangway D.W., Larson E.E.* Preliminary study of a tertiary magnetic transition in Colorado // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 11. P. 333—338.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение | 3 |
| Обозначения величин, принятые в работе | 5 |
| Условные обозначения к рисункам | 6 |
| Глава первая | |
| Общие положения | 7 |
| 1. Краткая история вопроса | 7 |
| 2. Некоторые методические замечания | 11 |
| Глава вторая | |
| Инверсии геомагнитного поля в позднем кайнозое (данные без СССР) | 15 |
| 1. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Северной Америке | 15 |
| 2. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Европе | 29 |
| 3. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Японии | 37 |
| 4. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Австралии | 44 |
| 5. Инверсии геомагнитного поля, изученные на океанах | 45 |
| Глава третья | |
| Инверсии геомагнитного поля в позднем кайнозое (данные по СССР) | 51 |
| 1. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Западной Туркмении | 51 |
| 2. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Азербайджане и Восточной Грузии | 120 |
| 3. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Таджикистане | 134 |
| 4. Инверсии геомагнитного поля, изученные в Западной Сибири | 141 |
| Глава четвертая | |
| Палеомагнитные границы без переходных зон | 143 |
| Глава пятая | |
| Инверсии геомагнитного поля в древние эпохи | 153 |
| 1. Инверсии геомагнитного поля в докембрии | 153 |
| 2. Инверсии геомагнитного поля в раннем палеозое | 154 |
| 3. Инверсии геомагнитного поля в позднем палеозое и на рубеже палеозоя и мезозоя | 158 |
| 4. Инверсии геомагнитного поля в мезозое | 162 |
| Глава шестая | |
| Анализ имеющихся данных | 163 |
| 1. Некоторые общие замечания | 163 |
| 2. Время, в течение которого происходит инверсия | 165 |
| 3. Напряженность поля во время инверсий | 168 |
| 4. Изменение направления поля во время инверсий | 169 |
| 5. Геомагнитное поле во время инверсий и решение геологических задач | 181 |
| Глава седьмая | |
| Анализ поля во время инверсий и моделирование | 182 |
| 1. Возможная методика анализа направлений поля во время инверсий | 182 |
| 2. Моделирование процесса инверсий | 189 |
| Заключение | 196 |
| Литература | 199 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Introductions | 3 |
| Symbols of the parameters used in the book | 5 |
| Legend | 6 |
| Chapter One | |
| General concepts | 7 |
| 1. Brief outline of the problem's history | 7 |
| 2. Some methodical notes..... | 11 |
| Chapter Two | |
| Reversals of the geomagnetic field in the late cenozoic (data on the USSR are not included) | 15 |
| 1. Reversals of the geomagnetic field studied in North America | 15 |
| 2. Reversals of the geomagnetic field studied in Europe | 29 |
| 3. Reversals of the geomagnetic field studied in Japan. | 37 |
| 4. Reversals of the geomagnetic field studied in Australia | 44 |
| 5. Reversals of the geomagnetic field studied at Oceans | 45 |
| Chapter Three | |
| Reversals of the geomagnetic field in the late cenozoic (data on the USSR) | 51 |
| 1. Reversals of the geomagnetic field studied in Western Turkmenia | 51 |
| 2. Reversals of the geomagnetic field studied in Azerbaijan and Eastern Georgia | 120 |
| 3. Reversals of the geomagnetic field studied in Tadzhikistan | 134 |
| 4. Reversals of the geomagnetic field studied in Western Siberia | 141 |
| Chapter Four | |
| Paleomagnetic boudaries without transitional zones | 143 |
| Chapter Five | |
| Reversals of the geomagnetic field in ancient epochs | 153 |
| 1. Reversals of the geomagnetic field in the Precambrian | 153 |
| 2. Reversals of the geomagnetic field in the Early Paleozoic | 154 |
| 3. Reversals of the geomagnetic field in the Late Paleozoic and at the Paleozoic/Mezozoic boundary | 158 |
| 4. Reversals of the geomagnetic field in the Mezozoic | 162 |
| Chapter Six | |
| Analysis of data | 163 |
| 1. Some general notes | 163 |
| 2. Reversals duration | 165 |
| 3. Intensity of the transitional field | 168 |
| 4. Direction of the transitional field | 169 |
| 5. Geomagnetic transitional field and solution of geological problems | 181 |
| Chapter Seven | |
| Analysis of the transitional field and modelling | 182 |
| 1. Possible methods of analysis of the transitional field directions | 182 |
| 2. Reversal's process modelling | 189 |
| Conclusions | 196 |
| References | 199 |

Научное издание

Гуарий Гарри Зиновьевич
**ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ
ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИЙ
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

Труды ГИН; Вып. 415

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

Редактор издательства Ю.А. Юдина

Художник А.Г. Кобрин

Художественный редактор Н.Н. Власик

Технический редактор А.Л. Шелудченко

Корректор В.П. Крылова

Набор выполнен в издательстве
на фотонаборной системе

ИБ № 35468

Подписано к печати 29.01.88. Т — 07319

Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 16,9. Усл. кр.-отт. 17,2. Уч.-изд. л. 18,6

Тираж 650 экз. Тип. зак. 2105

Цена Зр. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени

издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485,

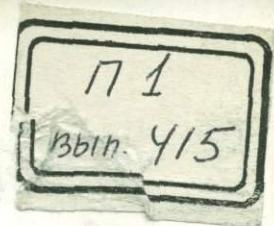
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.



ISSN 0002-3272. Труды ГИН. 1988. Вып. 415. 1-208.