

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В ПРОЦЕССЕ ОСТЫВАНИЯ ИНТРУЗИИ КИВАККА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 2005 г. Д. М. Печерский¹, В. С. Захаров², Д. М. Хворов²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 06.11.2003 г.

Проведено палеомагнитное изучение расслоенного габбро-пироксенитового интрузива Кивакка с целью получения непрерывной записи геомагнитного поля в процессе его остывания. Возраст интрузива 2445 ± 3.4 млн. лет, он сформировался на глубине -10 км, где температура окружающих пород была около 200°C . Вторичных изменений в породах интрузива не отмечено. Согласно теплофизическим расчетам от 1400°C (начало кристаллизации) до 580°C интрузив остывал 70-75 тысяч лет, и от 580 до 520°C - ~30 тысяч лет, скорость остывания - от ~5 до $3.5^\circ/1000$ лет. Разломами массив разбит на блоки и наклонен на северо-запад на 35° . Из центрального блока отобраны 70 штучков, охватывающие около 1400 м мощности разреза. У образцов измерен ряд магнитных свойств, выполнен термомагнитный анализ $J_n(T)$ и проведена T -чистка, от 420 до 530°C шаг чистки 5° и от 530 до 580°C - $2-3^\circ$. Для перевода температур деблокирования в ходе T -чистки образцов (T_d) в температуру остывания интрузива (T_p) использованы зависимости T_b и T_d от скорости остывания для однодоменных частиц магнетита [по Dodson, McClelland]. Основным носителем NRM является титаномагнетит с $T_c = 525-560^\circ\text{C}$, содержание его обычно меньше 0.1%. На диаграмме $H_c/H_s \sim J_n/J_s$ большинство точек ложатся близ линии "раздела" SD и PSD зерен. При температурах, приближающихся к их точкам Кюри, эти зерна ведут себя как SD . В ходе Γ -чистки образцов выделяются три компоненты: 1) высокотемпературная доскладчатая компонента A_1 , средние $D_g = 134^\circ$, $I_g = 20^\circ$, $D_s = 138.7^\circ$, $I_s = 55.6^\circ$; 2) высокотемпературная син/послескладчатая компонента A_2 , средние $D_g = 130.3^\circ$, $I_g = 60.9^\circ$; 3) вторичная компонента B , средние $D_g = 340^\circ$, $I_g = 45^\circ$. Палеомагнитные направления компоненты A_1 в древней системе координат и компоненты A_2 в современной системе координат совпадают, т.е. наклон интрузива Кивакка произошел еще на стадии его остывания при температурах, близких и превышающих 500°C . В древней системе координат положение полюса компоненты A_1 (17.8°S и 247°E) близко средним координатам полюса Фенноскандии аналогичного среднего возраста. Полюс компоненты B (47.7°N , 240.1°E) почти ложится на путь кажущегося движения полюса Фенноскандии близ возраста 1.9 млрд. лет. Появление компоненты B связывается с перемагничиванием пород при вторичном прогреве интрузива во время Свекофенской тектоно-магматической активизации. Из-за вторичного прогрева сохранилась запись геомагнитного поля времени остывания интрузива только за ~20-40 тысяч лет. Большой разброс палеомагнитных направлений, в первую очередь, связан с невозможностью полного разделения в ходе Γ -чистки компонент A_1 и A_2 . После осреднения намечаются ритмы D и $I \sim 2, 7, 10$ и 17 тысяч лет. Судя по тренду наклонения, наклон тела начался примерно через 85 тысяч лет после внедрения интрузива и продолжался 20-25 тысяч лет.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья продолжает цикл палеомагнитных исследований расслоенных габбро-япироксенитовых интрузивов, благоприятных объектов для получения непрерывной записи тонкой структуры геомагнитного поля в процессе их первичного остывания. Ясна последовательность формирования пород в пределах единого тела. Ясно время появления магнитных минералов-носителей первичной естественной остаточной намагниченности - на стадии высокотемпературного распада пироксена и плагиоклаза во время остывания интрузива. В первую очередь это наиболее интересующие нас магнетит и близкие ему по составу феррошпинели с точками Кюри выше

530°C . При отборе образцов из таких тел мы можем получить два варианта непрерывных записей: 1) отбор образцов от контакта вглубь тела, при этом изотермы блокирующих температур присутствующих в теле магнитных минералов смещаются по мере движения от контакта, где остывание идет быстрее, вглубь тела; где остывание идет медленнее; 2) в каждом отобранном образце детальная термочистка позволит прочесть запись поведения геомагнитного поля в процессе остывания магматического тела в точке отбора образца от точки Кюри присутствующего в нем магнитного минерала до температуры блокирования, где еще фиксируется в пределах точности измерений значимая доля термоостаточной на-

магнитности, обычно это в случае магнетита около 400°C [Печерский и др., 2002, 2003; Щербаков, Щербакова, 2002]. Опыт работ с образцами из Мончегорского интрузива показал, что первичную компоненту естественной остаточной намагнитности (*NRM*), образованную в процессе остывания интрузива ниже точки Кюри магнетита, удастся выделить лишь выше 530°C. Ниже этой температуры (а нередко и выше) породы были перемагничены во время Свекофенских тектонических событий. Несмотря на трудности, при изучении Мончегорского интрузива были обнаружены особенности в поведении геомагнитного поля, как субхрон, экскурсы, в колебаниях направления выделены вариации с периодами от 150 лет до 160 тысяч лет [Печерский и др., 2003, 2004].

Статья посвящена петромагнитно-палеомагнитному изучению интрузива Кивакка, находящемуся в Северной Карелии. Киваккский интрузив близок по возрасту и геологическому положению ранее изученному Мончегорскому плутону.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВА КИВАККА

Общие сведения о геологии района. Олангские интрузивы: Луккулайсваара, Ципринга и Кивакка образуют группу разновозрастных расслоенных плутонов, компактно расположенную в пределах Пяозерско-Тикшеозерского поднятия в Северной Карелии. К началу протерозоя Пяозерско-Тикшеозерское поднятие было сформировано как жесткий блок земной коры, сложенный преимущественно гранитоидными, диоритами и плагиогранитами Таваярвинского комплекса, возраст его 2725-2695 млн. лет [Бибикова и др., 1997; Буйко и др., 1995]. Геологическая история Пяозерско-Тикшеозерского поднятия в раннем протерозое непосредственно связана с заложением и развитием рифтоподобной Паанаярвинской зоны. Происходило накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ в Паанаярвинской зоне и формирование гранитных массивов и расслоенных плутонов на северо-западном фланге Пяозерско-Тикшеозерского поднятия.

Начальный этап протерозойской активизации проявился в формировании интрузий гранитов типа Нуорунен-Карманка, возраст которых составляет 2450 ± 72 млн. лет [Буйко и др., 1995] и 2449.3 ± 3.7 млн. лет [Левченков и др., 1994]. Внедрение расслоенных плутонов и даек габбро-норитов контролировалось серией глубинных разломов северо-западного простирания, трансформных по отношению к палеорифту [Saltikova, 1991; Silvennoinen, 1991]. Изотопный возраст пород расслоенных интрузивов (U-Pb метод по циркону): Кивакки -

2445 ± 3.4 млн. лет [Balashov et al., 1993], Ципринга - 2441.3 ± 1.2 и Луккулайсваара - 2442 ± 1.4 млн. лет [Amelin et al., 1995]. Более молодой геологический возраст расслоенных плутонов по сравнению с гранитами подтверждается секущими контактами даек габбро-норитов по отношению к гранитам Нуорунен-Карманка. С другой стороны, интрузив Луккулайсваара с разрывом перекрывается сариолийскими вулканогенно-осадочными отложениями, а интрузив Ципринга прорывает последние, что позволяет достаточно точно привязать интрузивные события к границе сумия и сариолия [Amelin et al., 1995].

Расслоенные массивы позднее испытали дробление и наклон, о чем свидетельствует современное нарушенное залегание. Совместно с породами массивов механическому воздействию подверглись и вулканогенные отложения сариолия, с разрывом перекрывающие массив Луккулайсваара. Вместе с тем, дайки долеритов, прорывающие породы расслоенного комплекса, сохранили первичное залегание и не нарушены деформациями.

Свекофенская тектоно-магматическая активизация в пределах Пяозерско-Тикшеозерского поднятия отмечена внедрением многофазных щелочно-ультраосновных интрузий Тикшеозера, Ельтеозера и серии малых интрузивных тел долеритов, лампрофиров и карбонатитов. Возраст пород Ельтеозерского массива составляет 2080 млн. лет (*Sm-Nd* метод, изохрона) [Kogarko, 1995]. Он находится в 50 км от Киваккского интрузива.

Позднее интрузивы Олангской группы испытали несколько метаморфических событий в интервале -1900-1500 млн. лет назад, отразившихся в переуравновешивании следующих изотопных систем. *Rb-Sr* система главных породообразующих минералов Кивакки, Ципринга и Луккулайсваара переустановлена около 1920 ± 330 млн. лет назад [Amelin, Semenov, 1996]. U-Pb система апатита и сфена из пород Луккулайсваара и Ципринга переустановлена 1755 ± 27 млн. лет назад [Amelin et al., 1995]. Это событие соотносится с метаморфизмом сумийских вулканитов в интервале 1800-1750 млн. лет [Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996], происходившим на финальных стадиях свекофенской орогении. Наконец, при исследованиях *K-Ar* системы амфиболов и слюд из сариолийских вулканитов озера Ципринга [Буйко и др., 1995] установлены два эпизода метаморфизма: 1680-1665 млн. лет назад - зеленосланцевый метаморфизм и 1520-1490 млн. лет назад - рассланцевание, образование вторичных слюд.

Геологическое строение интрузива Кивакка (рис. 1). В плане массив Кивакка имеет усеченно-эллипсовидную форму с полуосями 4.9 и 3.15 км.

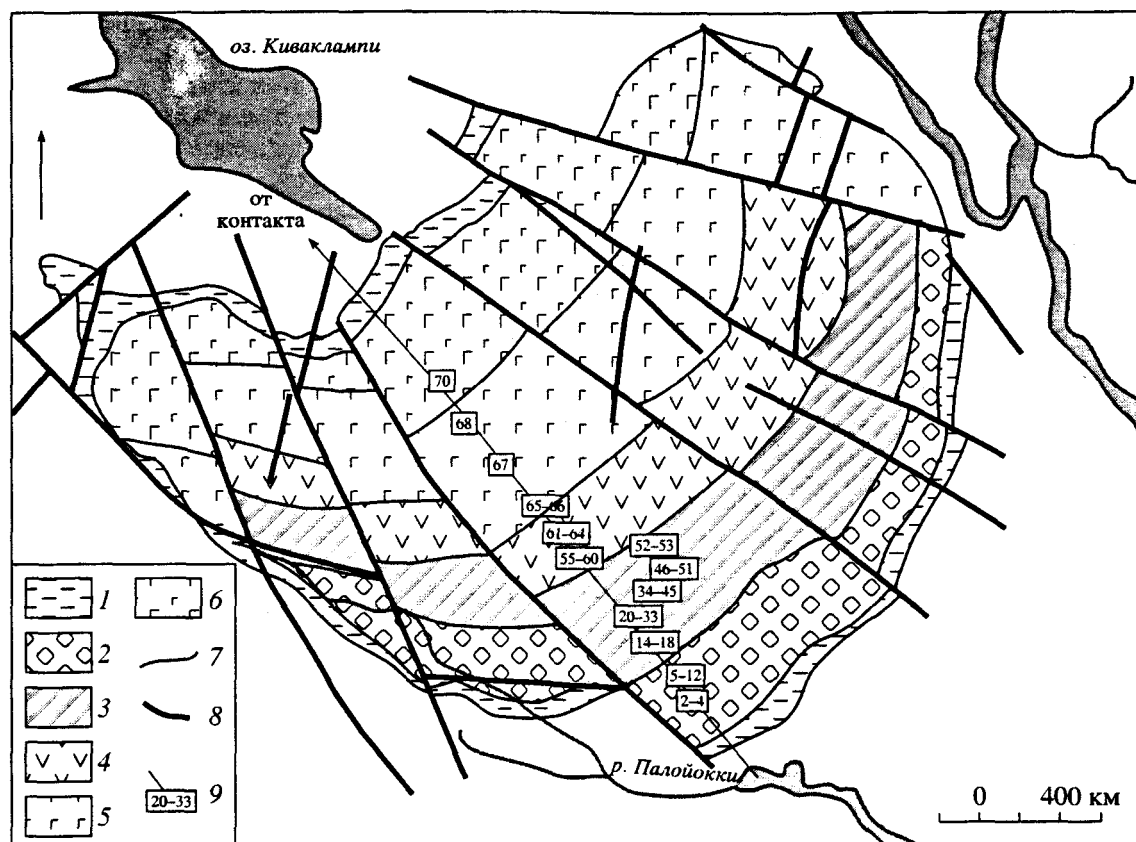


Рис. 1. Схема геологического строения Кивакского интрузива [Коптев-Дворников и др., 2001]: 1 – породы приконтактной зоны; 2 – перидотиты оливинитовой зоны; 3 – нориты с горизонтами пироксенитов; 4 – нориты; 5 и 6 – габбро-нориты; 7 – геологические границы; 8 – разломы; 9 – профиль отбора ориентированных образцов, точки отбора и номера образцов.

В качестве модели магматической камеры интрузива предложен опрокинутый круговой конус с первоначально вертикальной осью, высота конуса 3.9 км, угол при вершине 40°, диаметр 6.5 км, объем конуса 44 км³ [Хворов и др., 2000; Коптев-Дворникова др., 2001].

Предполагается, что интрузив сформировался в результате одноактного внедрения магмы и ее последующей дифференциации в камере на месте становления [Коптев-Дворников и др., 2001]. По данным моделирования геостатическое давление в месте формирования интрузива было около 3 кбар, что соответствует глубине 10–11 км, начальная температура магмы 1380–1400°C, кристаллизация магмы происходила в сухих условиях [Коптев-Дворников и др., 2001]. Лишь много позднее появляются признаки незначительных локальных гидротермальных проявлений в виде тонких кварц-хлоритовых прожилков, температура образования которых не превышает 350°C [М.В. Борисов, устное сообщение, 2003]. Других вторичных изменений в породах интрузива не обнаружено.

Серией разломов (азимут падения 210–220°, угол 70–80°) массив разбит на несколько блоков и наклонен на северо-запад. Элементы залегания первично-магматической слоистости варьируют незначительно, и в среднем азимут падения равен 306°, угол падения 35°.

В вертикальном разрезе Кивакского интрузива выделяются приконтактные зоны и расслоенная серия, отражающая порядок смены кумулятивных парагенезисов [Лавров, 1979]. Приконтактная зона интрузива не превышает по мощности 100 м и сложена преимущественно норитами и пироксенитами. В расслоенной серии по набору кумулятивных фаз выделяются зоны оливинитов, норитов, габбро-норитов и габбро-норитов с пижонитом. В основании расслоенной серии залегает толща перидотитов мощностью 400 м, среди которых преобладают неравнозернистые, массивные оливиниты и оливинсодержащие пироксениты. Разрез наращивает толща норитов мощностью 700 м, в нижней своей части она включает серию горизонтов крупнозернистых пироксенитов. Среди норитов иногда встречаются отдельные небольшие пачки оливиновых норитов и габбро-но-

ритов. Характерной чертой толщи норитов является полосчатый облик пород. Выше залегает толща мощностью 420 м, сложенная неравномернозернистыми массивными габбро-норитами. Завершает разрез толща габбро-норитов с пиконитом мощностью 320 м. В породах расслоенного комплекса интрузива отсутствуют первично-магматические, т.е. кристаллизовавшиеся из расплава магнитные минералы, что типично для кумулятивной части расслоенных интрузивов. Верхние 50 м последней зоны сложены минералами, характеризующими остаточный расплав дифференциации базальтовой магмы, в котором накапливаются элементы группы железа и, соответственно, отмечается повышенное содержание титаномагнетита.

МЕТОДИКА ОТБОРА ОБРАЗЦОВ, ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Отбор образцов. Наиболее полный разрез расслоенной серии представлен в центральном блоке интрузива Кивакка (рис. 1). Мощность разреза достигает 1800 м. Для комплексного изучения магнитных и акустических свойств пород вкрест простирания магматической слоистости отобрано 70 ориентированных образцов в интервале хорошей обнаженности, от 330 до 1650 м мощности (рис. 1). Отбор начат в оливинитовой зоне, где взяты только 7 образцов перидотитов из опасения их серпентинизации неизвестного времени и температуры, что должно сильно исказить первичную палеомагнитную информацию стадии остывания интрузива. Более детально охарактеризованы два участка разреза. Первый участок мощностью до 300 м охватывает несколько пачек норитов, плагиоклазсодержащих пироксенитов и габбро-норитов в зоне контрастной расслоенности центральной части разреза. Второй участок охватывает несколько пачек в верхах зоны норитов. Несколько образцов отобраны из массивных габбро-норитов близ кровли интрузива.

С помощью горного компаса ориентировалась произвольная плоскость. Впоследствии было учтено магнитное склонение ($+11^\circ$). Погрешность полевых измерений плоскости ориентировки около 5° .

Магнитные измерения. У всех образцов измерены величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) на магнитометре $JR-4$, магнитная восприимчивость (κ) и ее анизотропия на измерителе $KLY-2$. У серии представительных образцов в обсерватории Борок С. Корневым измерены намагниченность насыщения J_s , остаточная намагниченность насыщения J_r , коэрцитивная сила (H_c) и остаточная коэрцитив-

ная сила (H_{cr}), проведен термомагнитный анализ по остаточной намагниченности насыщения, ближе отражающей вклад магнитных компонент в NRM . Из величин J_s и H_c исключен вклад парамагнитных минералов. Во многих образцах он весьма заметен из-за слабой намагниченности пород.

Для изучения поведения геомагнитного поля в процессе остывания интрузива проведена термочистка до $300, 340, 390, 420^\circ\text{C}$, далее от 420 до 530°C шаг T -чистки 5° и от 530 до 580°C шаг T -чистки $2-3^\circ$. До T -чистки проведена чистка переменным магнитным полем (H -чистка) от 7 до 28 мТл – до уничтожения магнитно-мягкой компоненты NRM многодоменных зерен. У 60% образцов достаточно 10 мТл, чтобы выйти на стабильную компоненту NRM . Именно в этой группе преобладают образцы с надежной палеомагнитной записью.

Нагревы велись в печи, помещенной в четырехслойный экран из отожденного и почищенного переменным магнитным полем пермаллоя, магнитное поле внутри печки не превышает 10 нТл. Интервал T -чистки выбран на основании экспериментальных исследований на искусственных и природных образцах [Печерский и др., 2002; 2003; Щербаков, Щербакова, 2002], в результате которых показано, что ниже 400°C вклад температур деблокирования даже в случае однодоменных зерен практически на уровне точности измерений на $JR-4$.

В данных исследованиях необходимо выявлять небольшие изменения остаточной намагниченности на фоне величины NRM , намного превышающей эти изменения. Соответственно, в измеряемые величины NRM входят сравнимые с полезным сигналом случайные помехи, вызываемые неоднородными условиями нагрева образцов, их установки в печь, в измерительном приборе, собственно ошибками измерения и т.п. Чтобы их уменьшить, в печи каждый образец устанавливался на подставке каждый раз в одно и то же положение. Для исключения неоднородностей в печи между образцами, между соседними нагревами одного образца и исключения случайных разбросов при измерениях и т.п., результаты измерений по трем соседним по профилю отбора образцам, по трем соседним температурам нагрева одного образца осреднялись.

ОЦЕНКА РЕЖИМА ОСТЫВАНИЯ КИВАККСКОГО ИНТРУЗИВА

Конфигурация интрузива приведена в геологическом разделе. Основываясь на данных, представленных Е.В. Коптевым-Дворниковым с кол-

легами, приняты при моделировании следующие теплофизические характеристики. Для вмещающих пород: теплопроводность $k = 2.51$ Вт/(мК), теплоемкость $C_p = 1050$ Дж/(кгК), плотность $\rho = 2.65$ кг/м³. Теплофизические свойства самого интрузива определялись на основании данных о его составе, принимая аддитивную модель. Средневзвешенный состав Киваккского интрузива следующий (в молярных долях): плагиоклаз – 31.9%, клинопироксен – 11.7%, ортопироксен – 23.2%, оливин – 32.6%, ильменит 0.6%. Данные о теплопроводности, теплоемкости и теплоте плавления входящих в состав пород минералов были предоставлены нам С.В. Болиховской (устное сообщение, 2003). В результате для нашей модели были приняты следующие значения параметров: $k = 3.52$ Вт/(мК), теплоемкость $C_p = 1110$ Дж/(кгК), плотность $\rho = 3.22$ кг/м³, теплота плавления $\lambda = 550$ кДж/кг.

Для решения поставленной задачи необходимо оценить температуру окружающих пород в момент внедрения Киваккской интрузии. Известен современный геотермический градиент в районе Кольской сверхглубокой скважины – около 20°/км [Кольская сверхглубокая..., 1984]. По мнению [Берк, Дьюи, Кидд, 1980], представляется маловероятным, что древняя континентальная кора испытывала воздействие исключительно высоких геотермических градиентов (за исключением довольно узких аккреционных поясов). Основываясь на сходстве поведения древних континентальных фрагментов с режимом более поздних эпох, данные авторы приходят к выводу, что равновесные геотермические градиенты в архейское время обычно были не выше 25°/км. Согласно Е.В. Коптеву-Дворникову (устное сообщение, 2003), при моделировании кристаллизации Киваккского интрузива наилучшего соответствия (по энерго- и массообмену) модельных результатов с наблюдаемыми удается достичь, если принимать температуру окружающих пород на глубине внедрения около 200°С. В соответствии с этим и глубиной внедрения интрузии около 10 км, в нашей работе был принят градиент 20°/км.

Задача об остывании интрузива решалась в два этапа. Сначала решалась задача о кристаллизации расплава (задача Стефана [Теркот, Шуберт, 1985]). Рассматривались две фазы, в каждой температура удовлетворяет 3D-уравнению теплопроводности:

$$\rho C_s(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \sum_{p=1}^3 \frac{\partial}{\partial t} \left(k_s \frac{\partial T}{\partial x_p} \right), \quad (1)$$

где T – температура; t – время; x_p – координата, $p = 1, 2, 3$; ρ – плотность, C – теплоемкость, k – ко-

эффициент теплопроводности, $s = 1$ (твердая фаза), $s = 2$ (расплав). На границе раздела фаз температура постоянна $T = T^*$ (температура кристаллизации), тепловые потоки разрывны и их разность равна λv , где λ – теплота плавления, v – вектор скорости движения границы фаз. Для трехмерного случая достаточно сложно проследить движение границы раздела фаз. Кроме того, задачей данной работы является моделирование остывания в гораздо более низком диапазоне температур. Поэтому для решения задачи Стефана применялся подход [Тихонов, Самарский, 1966; Дударев и др., 1972], который, при относительной простоте, позволяет с достаточной для наших целей точностью описать теплообмен при кристаллизации. В этом методе в уравнении (1) функция теплоемкости $C(T)$ имеет вид:

$$C(T) = \begin{cases} C_1, T < T^* \\ C_2, T > T^*, \\ \lambda \delta(T - T^*) \end{cases}$$

где $\delta(T - T^*)$ обозначена δ – функция.

Вводится функция эффективной теплоемкости $C_{эфф}(T) = C(T) + \lambda \delta(T - T^*)$, имеем для T следующее уравнение

$$\rho C_{эфф}(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \sum_{p=1}^3 \frac{\partial}{\partial t} \left(k_s \frac{\partial T}{\partial x_p} \right), \quad (2)$$

После того, как все точки системы остывали ниже температуры кристаллизации T^* , уравнение (2) переходит в обычное уравнение теплопроводности для неоднородной среды.

Уравнение решалось численно методом конечных разностей. Точность аппроксимации по пространственной координате 200 м, по времени 100 лет. При численном решении δ -функция заменяется приближенно функцией $\delta(T - T^*, \Delta)$, отличной от 0 только на интервале $(T^* - \Delta, T^* + \Delta)$ и удовлетворяющей условию нормировки.

Результаты моделирования остывания точек интрузива, соответствующих (или близких) точкам отбора образцов приведены на рис. 2 и рис. 3. Как видно из рис. 2, в интервале температур от 580 до 500°С интрузив остывал около 25 тысяч лет. При этом, по мере приближения к верхнему контакту интрузив остывал быстрее, что видно по сдвигу изолиний $T(t)$ “влево”, начиная, примерно, с 1200 м (рис. 2). Скорость остывания интрузива в разных точках разреза и при разных температурах меняется в относительно небольших пределах: от 4.5° до 5° за тысячу лет

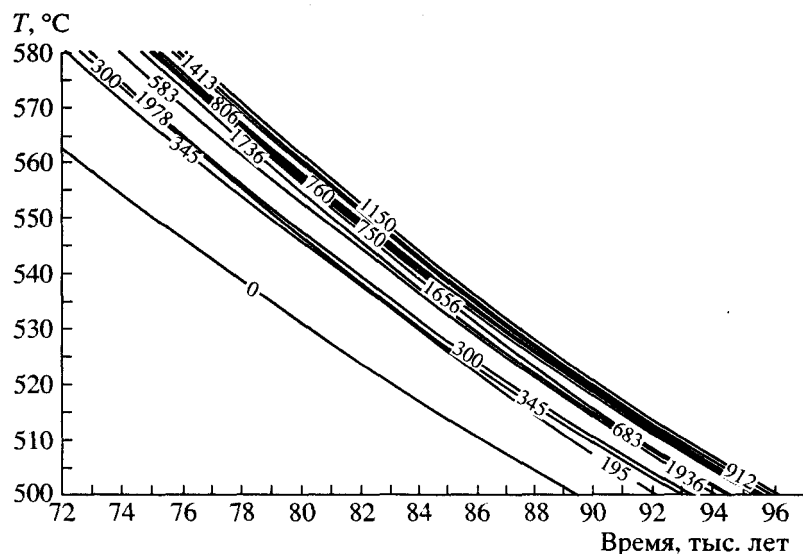


Рис. 2. Зависимость температуры в различных точках разреза от времени остывания интрузива. Указано время от момента внедрения интрузии. Цифрами возле кривых дана мощность в метрах от нижнего контакта до данной точки разреза.

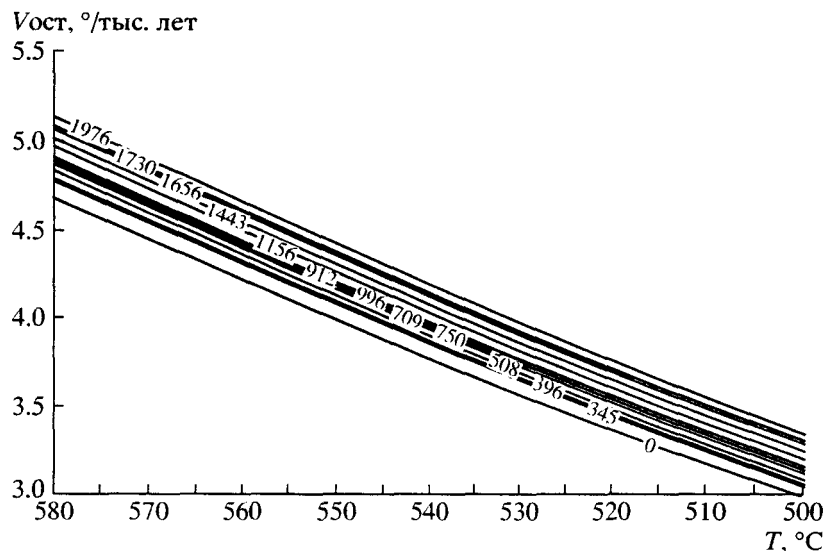


Рис. 3. Зависимость скорости остывания интрузива от температуры. Обозначения те же, что и на рис. 2.

при 575°C и от 3° до 3.5° за тысячу лет при 515°C (рис. 3).

СОВМЕСТНАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕРМОЧИСТКИ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ, МЕТОДИКА

По данным T -чистки проведен компонентный анализ (использован пакет программ Р. Энкина [Enkin, 1994]) для определения средних палеомагнитных направлений разных компонент NRM .

Эти направления служили одним из основных критериев выделения первичных и вторичных древних компонент. Для получения записи геомагнитного поля по данным детальной термочистки использовались два пути: 1) выбраны образцы, у которых наиболее надежно отделяется компонента А от В (см. ниже) и число точек T -чистки через 2–3° не менее 10 (табл. 1); 2) выбраны образцы, где удалось определить палеомагнитное направление близ точки Кюри (табл. 2), это делалось потому, что для детального изучения поведения геомагнитного поля компонентный анализ не

Таблица 1

№	м	T_c	Комп.	Интервал T_d	Интервал T_b	Время, тыс. лет
2pk19	344.6	560	A_1	560–532	560–521	76.9–87.9
17b27	563	580	A_1	580–537	580–516	73.9–89.6
41b31	750	572	A_1	572–530	572–509	76.8–92.7
48pc25	769	580, 562	A_1	577–520	577–500	75.7–95
51v38	806	585, 570	$A_2 + A_1$	585–530	585–510	74.2–92.4
55t52	912	575	A_2	575–537	575–519	76.9–90
66t48	1158	562	A_2	562–530	562–516	79.6–91.4
68t58	1413	565	A_2	565–505	565–470	78.9–111
70t61	1650	562	A_2	562–500	562–464	78.5–109.4

Примечание: № – номер образца; м – уровень отбора образца в разрезе, в метрах от нижнего контакта; T_c – точка Кюри основного магнитного минерала, носителя палеомагнитной записи; комп. – компонента естественной остаточной намагниченности (см. текст), по которой фиксируется палеомагнитная запись; интервал T_d – интервал палеомагнитной записи по T_d ; интервал T_b – интервал палеомагнитной записи по T_b ; время – время остывания интрузива в указанном интервале T_b (согласно рис. 2).

годится, т.к. при этом происходит осреднение палеомагнитных направлений за большие промежутки времени.

В первом случае для перевода температур деблокирования в ходе термочистки образцов в температуру остывания интрузива, мы принимаем, что в рассматриваемом интервале температур состояние магнитных зерен достаточно близко к однодоменным, тогда температуры блокирования магнитных минералов будут соответствовать температуре остывания интрузива в точке отбора образца. Как известно [Dodson, McClelland-Brown, 1980; Pullaiah et al., 1975], при медленном остывании интрузива температура блокирования (T_b) естественной термоостаточной намагниченности с удалением от точки Кюри заметно меньше температуры деблокирования (T_d) естественной остаточной намагниченности в ходе лабораторного терморазмагничивания образцов. Для перевода T_d в T_b использованы графики зависимости T_b и T_d от скорости остывания для однодоменных частиц магнетита из [Dodson, McClelland-Brown, 1980, (рис. 4)], по ним определена температура блокирования T_b естественной остаточной намагниченности в ходе остывания интрузива, колебания вычисленной скорости (рис. 3) укладываются на рис. 4 в очень узкую полосу. Точки Кюри изучаемых образцов заметно варьируют от 525 до 580°C (см. ниже и табл. 1), поэтому на графике рис. 4 приведены относительные величины T_d/T_c и T_b/T_c , по которым легко определяется T_b .

Для второго случая не нужен учет времени остывания интрузива, т.к. возле точки Кюри $T_b = T_d$ (табл. 2). Однако в этом варианте заметнее сказываются ошибки в оценке точки Кюри, времени остывания, соответственно, заметно растет разброс определений (см. ниже).

Распределение во времени точек наблюдений неравномерно, поэтому были построены графики зависимости склонения и наклонения от времени, с которых путем линейной интерполяции сняты значения D , I через равные промежутки времени (в нашем случае через 0.5 тысячи лет).

Статистическая обработка временных рядов основывалась на методике изучения нестационарных процессов, разработанной в Институте физики Земли РАН [Атлас..., 2002]. Одной из процедур являлся спектральный анализ в скользящем временном окне, равном одной трети анализируемого ряда (спектрально-временной анализ СВАН). Результаты представляются в виде диаграмм, где по горизонтальной оси откладывается календарное время (тысячи лет), а по вертикальной – частота (циклы/тыс. лет). О величинах амплитуд судят по шкале уровней, помещенной около диаграммы. Продолжительность зачернения на диаграммах определяет время существования спектральных составляющих. Этот метод даёт возможность показать динамику процессов и провести сравнительный анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Таблица 2

Петромагнитная характеристика состава и состояния магнитных минералов в породах интрузива. Как видно из табл. 3, породы интрузива Кивакка, как правило, слабомагнитны, что обычно для кумулятивных пород. На рис. 5 приведены типичные кривые $J_{rs}(T)$. Видна стабильность магнитного материала к нагревам (рис. 5, табл. 3). По данным терромагнитного анализа (табл. 3) точки Кюри колеблются от 525 до 560°C, что соответствует составу титаномagnetита с $x = 0.11-0.05$. Намагниченность насыщения таких титаномagnetитов в среднем равна примерно 415×10^3 А/м. Величина намагниченности насыщения изученных образцов не превышает 10^3 А/м, соответственно, содержание в них титаномagnetита не более 0.3%, в большинстве же случаев оно меньше 0.1% и часто меньше 0.01%. В ряде образцов присутствует магнитная фаза, исчезающая в интервале 150–425°C. На ее долю приходится 5–30% величины J_{rs} . На кривых $J_{rs}(T)$ второго нагрева эта фаза обычно отсутствует, т.е. более вероятно, что она связана с маггемитом или/и внутренними напряжениями. Исчезновение и того и другого при нагреве ведет к уменьшению намагниченности, что и наблюдается во многих случаях (табл. 3). Только в двух образцах промежуточная магнитная фаза при повторном нагреве не исчезает (образцы 32v53 и 68t58, табл. 3), возможно, это гемойльменит. В пользу последнего говорит следующий факт: у образца 32v53 $T_c = 330^\circ\text{C}$, и уменьшается при втором нагреве до 290°C , при этом растет намагниченность, что характерно для гемойльменита. В общем, рассмотренные магнитные фазы между 150 и 300°C для нас не имеют принципиального значения, т.к. мы изучаем палеомагнитную запись выше 500°C , где эти фазы отсутствуют. Очень редки образцы, где присутствует в мизерных количествах магнетит, на $J_{rs}(T)$ он обнаружен только в одном образце, судя же по $J_n(T)$, примерно в половине всех изученных образцов, присутствуют “хвосты” магнетита, на долю которого приходится максимум первые проценты намагниченности. Еще реже (в 6 образцах) отмечен при T_c -чистке титаногематит с $T_c = 605-660^\circ\text{C}$, доля его мизерная. Ввиду малой его концентрации, на кривых $J_{rs}(T)$ он не зафиксирован.

Таким образом, основным носителем NRM , определяющим палеомагнитную запись выше 400°C , является близкий магнетиту титаномagnetит с $T_c = 525-560^\circ\text{C}$.

Рассмотрим теперь магнитное состояние этой группы минералов. Как видно по величине остаточной коэрцитивной силы, $H_{cr} = 22-200$ мТл (табл. 3), преобладает магнитно-жесткий матери-

№	м	T_c	t	D	I	Комп.
2	344.6	560	76.9	140.1	40.3	A ₁
3	358.9	560	76	143.4	63.6	A ₂
11	423.6	555	78.4	156.7	42.3	A ₂
13	523.1	560	78	139.9	56.7	A ₂
14	563.3	560	78.2	127	45.9	A ₁
15	563.3	555	79.5	120.3	57.9	A ₂
17	563.4	580	73.9	137.9	63.4	A ₁
25	636.8	560	79	122.7	75.1	A ₂
26	637.9	560	78.5	127.5	68.4	A ₂
28	640.6	570	76.6	116.7	77.7	A ₂
29	641.4	570	76.6	137.1	72.6	A ₂
41	750.4	572	76.8	144	62.7	A ₁
44	760.3	550	81.7	123.5	50.6	A ₂
46	760	515	91	164.8	56.2	A ₂
46	760	530	87	127.5	50.4	A ₂
47	767.5	555	80.6	140.6	49.4	A ₁
48	769.2	560	79.3	148.3	43.4	A ₁
48	769.2	585	74.1	168.7	45.4	A ₁
49	771	555	80.8	117.4	54.9	A ₂
51	806	585	74.2	140.3	61.5	A ₁
51	806	570	78.3	164.9	60.7	A ₁
55	912	570	76.9	125.8	74.7	A ₁
57	971.3	555	81.3	173.1	75.7	A ₂
59	978.5	550	82.4	141.8	56.2	A ₂
66	1157.6	555	79.6	153.9	73.9	A ₁
67	1279	580	76	110	52.2	A ₁
68	1413	560	79.5	127.6	46.1	A ₂
70	1650.2	560	78.6	136.9	41.7	A ₂
70	1650.2	560	78.6	160.9	75.7	A ₁

Примечание: № – порядковый номер образца; м – расстояние (мощность) в метрах от нижнего контакта; T_c – точка Кюри, °C; t – время от начала кристаллизации интрузии в тысячах лет; D и I – склонение и наклонение компоненты NRM ; комп. – компонента NRM .

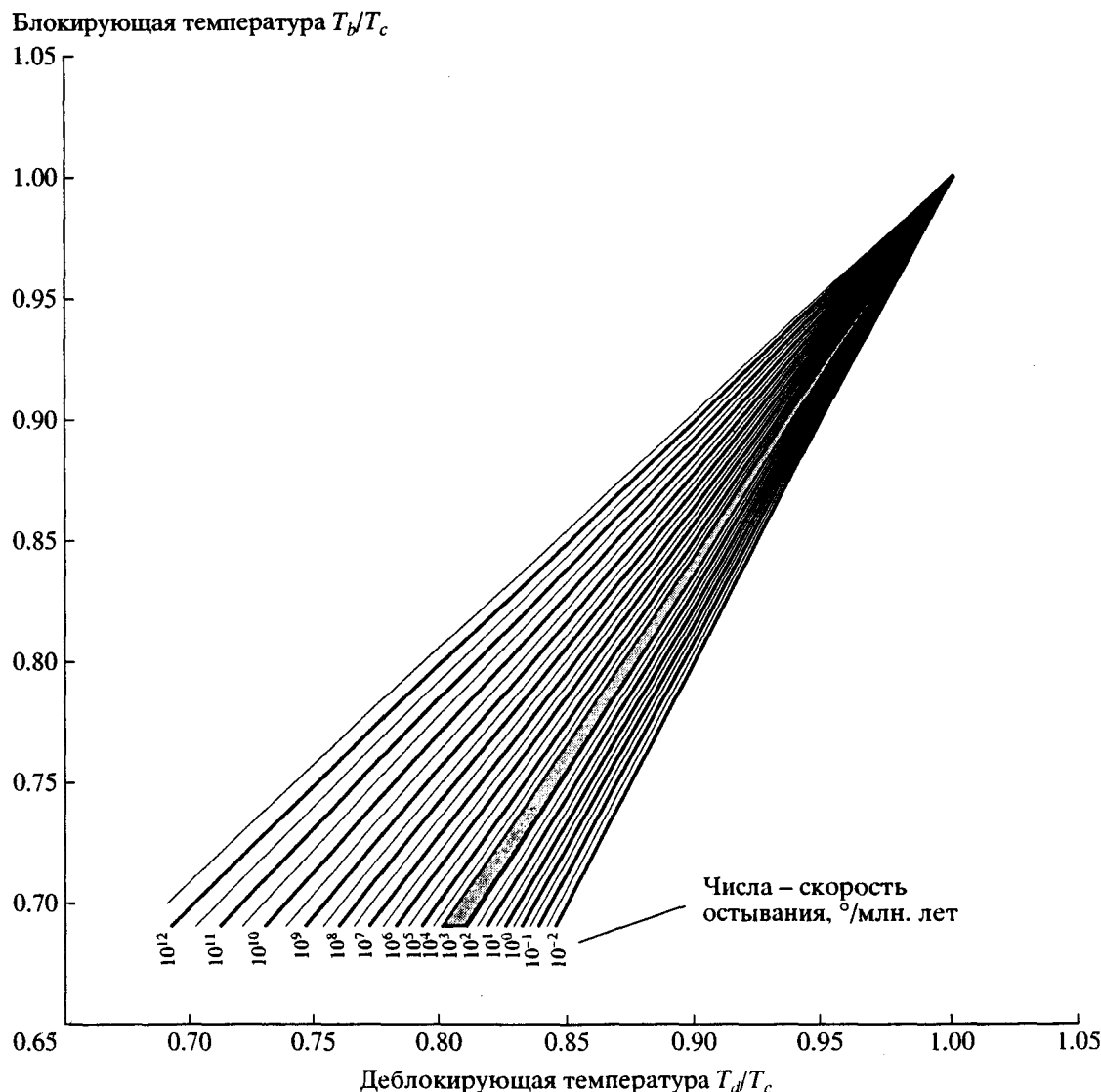


Рис. 4. Графики зависимости температур деблокирования T_d/T_c и блокирования T_b/T_c термоостаточной намагниченности однодоменных зерен магнетита при различных скоростях остывания тела [по Dodson, McClelland-Brown, 1980]. Числа у толстых линий – скорости остывания (°/млн. лет). Тонкие линии соответствуют промежуточным значениям (множитель 3). Заштрихована полоса расчетных скоростей остывания Киваккского интрузива.

ал. При этом величины $Q_n = 3-31$ и $J_{rs}/J_s = 0.1-0.4$ (преобладают <0.3) относительно невысокие (табл. 3). Видимо, это говорит о заметной доле многодоменных с внутренними напряжениями и псевдооднодоменных зерен и их определяющем вкладе в NRM . На диаграмме $H_c/H_c - J_{rs}/J_s$ (рис. 6) большинство точек ложатся близ линии “раздела” однодоменных и псевдооднодоменных зерен [Day et al., 1977] и вдоль теоретических кривых для ~50% смеси многодоменных и однодоменных зерен [Dunlop, 2002]. Следовательно, в изученных породах интрузива Кивакка в NRM заметная доля приходится на многодоменные и псевдооднодоменные магнитные зерна. Это при комнатной температуре, а при температурах,

приближающихся к их точкам Кюри, эти зерна в большинстве своем будут вести себя как однодоменные.

Большинство изученных образцов интрузива Кивакка магнитно изотропны (табл. 3). Лишь у 12 образцов анизотропия магнитной восприимчивости превышает 10%, обычно это относительно магнитные образцы, т.е. их анизотропия определяется в первую очередь распределением и текстурой магнитных минералов; у пород, чья анизотропия определяется парамагнитными минералами (слабомагнитные породы, содержащие менее 0.1% магнетита) анизотропия магнитной восприимчивости обычно меньше 5%. Анизотропные образцы имеют плоскост-

Таблица 3. Магнитные свойства пород Киваккского интрузива

№	порода	J_{rs}	H_{cr}	J_s	H_c	H_{cr}/H_c	J_{rs}/J_s	κ	Q_n	A_κ	T_{c_1}	T_{c_2}	J_{rst}/J_{rs}	T_d
4a41	норит	0.0056	581	0.022	144	4	0.26	219	3.45	1.01	280(30)540	540	1.46	560
11a36	гарцб	0.086	22	0.518	15	1.53	0.17	4530	2.27	1.33	560	540	1.2	555
16b32	гарцб	0.0027	141	0.042	43	3.3	0.064	245	5.96	1.004	525	520	1.19	555
20s11	норит	0.0039	72	0.0173	32	2.28	0.225	305	31.2	1.017	530	530	1.09	555, 575
25s3u	бронз	0.075	32	0.858	12	2.73	0.09	3847	3.8	1.375	240(14)540	530	1.02	575
26s41	норит	0.0115	45	0.047	21	2	0.25				250(10)535	540	0.87	535, 565
30s61	норит	0.0052	67	0.0205	33	2.02	0.254	471	5.34	1.006	170(5)540	540	0.95	550?580
32v53	бронз	0.0285	31	0.164	15	2.01	0.17	4623	3.6	1.43	330(8)530	290(10)530	1.28	545, 570
33s6u	норит	0.0276	32	0.158	14	2.2	0.18	1456	3.9	1.09	160(13)540	540	0.9	545, 570, >600
35v46	норит	0.051	22	0.41	9	2.34	0.13	3083	4.98	1.25	525	525	1.06	545
39pc14	норит	0.0094	32	0.032	15	2.09	0.3	392	6	1.026	530	530	1.2	530, 555
40v34	бронз	0.0074	46	0.049	24	1.93	0.15	412	5.39	1.01	545	540	1.07	530, 550
42pc30	норит	0.022	28	0.205	11	2.56	0.11	2692	3.54	1.12	540	525	1.04	530, 550
43spl3	норит	0.038	31	0.248	14	2.19	0.15	2040	4.64	1.08	535	530	0.99	520, 535
44spl1	норит	0.018	33	0.089	16	1.99	0.2	1008	5.55	1.048	535	540	0.97	520, 535
46pv1	норит	0.0136	47	0.122	22	2.15	0.11				250(9?)540	540	1.14	520, 535
47spm0	бронз	0.0064	108	0.016	74	1.46	0.4	251	25.9	1.008	525	530	1.08	525, 560
50v35	норит	0.004	203	0.017	85	2.39	0.235	273	10.7	1.004	540	540	1.06	550
51v38	норит	0.037	46	0.165	23	1.97	0.22	1129	4.05	1.007	170(10)540	540	0.8	575, 610
53v41	норит	0.0013	50	0.008	24	2.03	0.163	222	2.73	1.009	170(13)540	540, 580	0.94	550, 580, 605
56pt15	норит	0.0069	38	0.0314	19	1.8	0.22	765	3.8	1.03	540	540	1.06	555
61t50	норит	0.0128	33	0.095	12	2.83	0.14	1228	2.78	1.026	535	540	1.18	555
63pt32	габн	0.0231	51	0.125	22	2.37	0.18	1413	5.3	1.15	150(10)540	540	0.9	555
64t44?	габн	0.034	28	0.206	13	2.14	0.16	255	3.1	1.012	200(12)550	550	0.87	570
67t53	габн	0.0089	95	0.0285	48	1.99	0.31	315	4.16	1.032	540	550	1.34	555
68t58	габн	0.029	68	0.091	33	2.05	0.32	857	9.25	1.065	425(23)540	440(15)540	0.93	490, 555
70t61	габн	0.066	45	0.499	14	3.18	0.13	3730	15.7	1.041	160(9)550	550	0.95	560, 660

Примечание: № – номер образца; порода – бронз – бронзит, габн – габбро-норит, гарцб – гарцбургит; J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения, А/м; H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила, мТ; J_s – намагниченность насыщения, А/м; H_c – коэрцитивная сила, мТ; из значений J_s и H_c исключена парамагнитная часть; κ – магнитная восприимчивость, 10^{-6} ед.СИ; $Q_n = J_n/40\kappa$; $A_\kappa = \kappa_{\max}/\kappa_{\min}$; T_{c_1} и T_{c_2} – точки Кюри после первого и второго нагрева образца, в скобках указана доля магнитной фазы; J_{rst} – остаточная намагниченность насыщения после нагрева образца до 600°C; T_d – температура деблокирования высокотемпературной компоненты NRM.

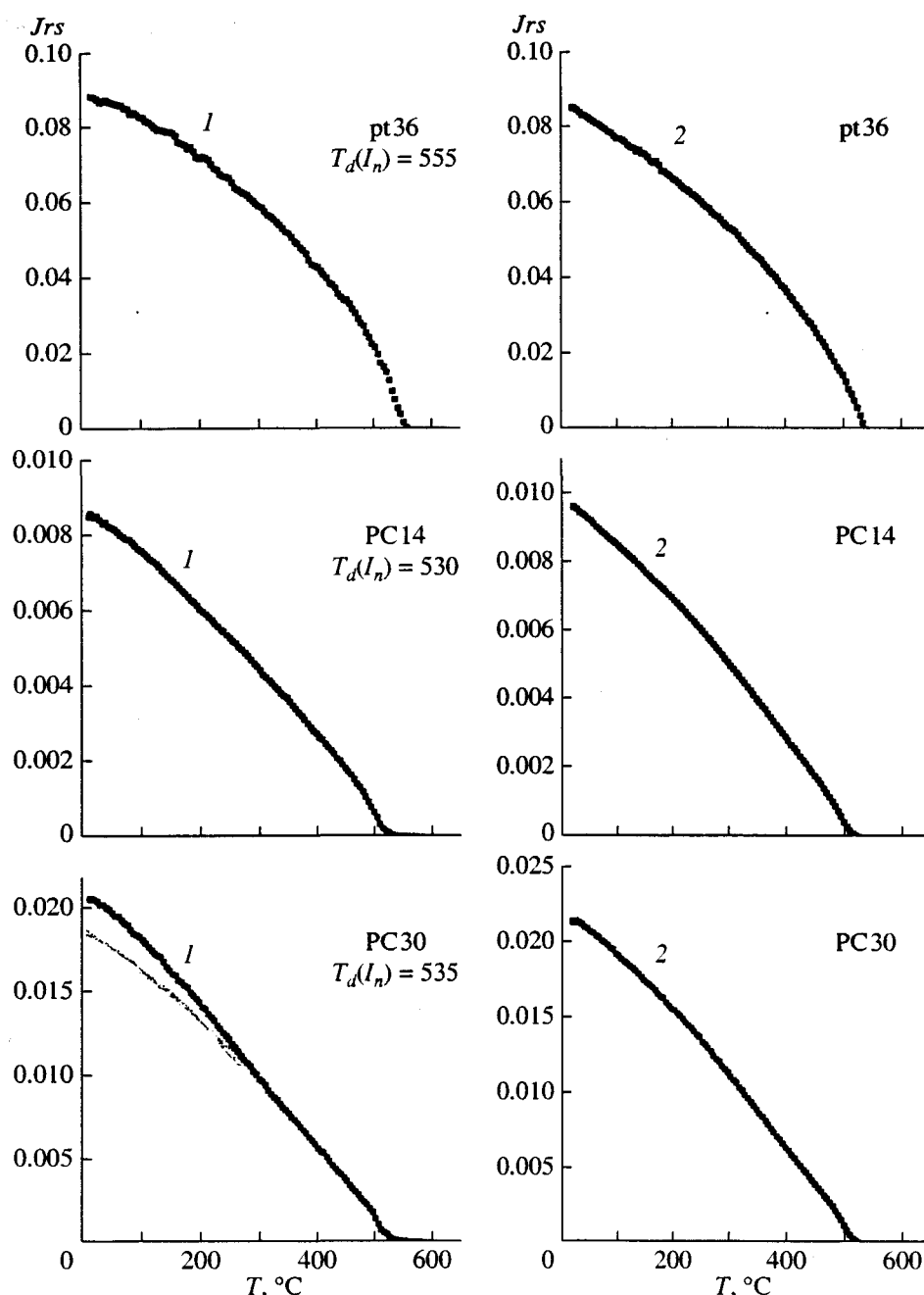


Рис. 5. Типичные примеры кривых терморазрушения остаточной намагниченности насыщения: 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев. Возле кривых номера образцов.

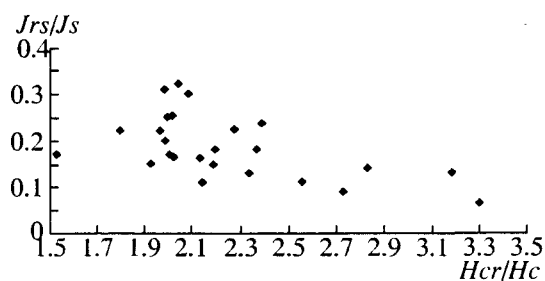


Рис. 6. Экспериментальные значения H_{cr}/H_c и J_{rs}/J_s (табл. 3).

ную текстуру ($E = \kappa_{in}\kappa_{in}/\kappa_{min}\kappa_{max} = 1.08-1.3$, $E_{cp} = 1.17$), которая подтверждает твердофазные условия кристаллизации магнитных минералов, возможно, при направленных давлениях (деформациях) и/или в результате кристаллизации по плоскостям спайности силикатов при распаде последних.

Состав, содержание магнитных минералов, их магнитная текстура (анизотропия магнитной восприимчивости) и магнитное состояние не зависят

Таблица 4. Палеомагнитные направления и координаты полюсов компонент *NRM* интрузива Кивакка

Компонента <i>NRM</i>	№	$D_{g/s}$	$I_{g/s}$	K	α_{95}	Пол	Полюс	
							Широта	Долгота
A_{1g}	17	134°	20°	11.6	10°	<i>R</i>	5.9°N	258.4°E
A_{1s}	17	138.7°	55.6°	11.6	10°	<i>R</i>	17.8°S	247°E
$A_{1s}(D-30)$	17	108.7°	55.6°			<i>R</i>	26.2°S	271.5°E
A_{2g}	10	130.3°	60.9	26.3	7.3°	<i>R</i>	25.3°S	249.9°E
B_g	47	340°	45°	20.6	4.5°	<i>N</i>	47.7°N	240.1°E
Сумма средних ($A_1 + B$) <i>g</i>	2	88.5°	57°					
Сумма средних ($A_2 + B$) <i>g</i>	2	22.2	78°					
Средний полюс	9				12.2	<i>N</i>	23°S	273°E

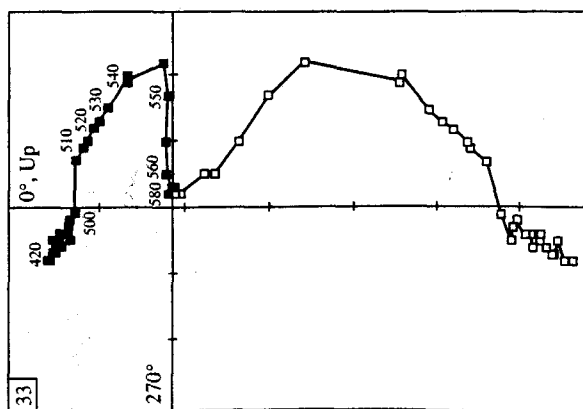
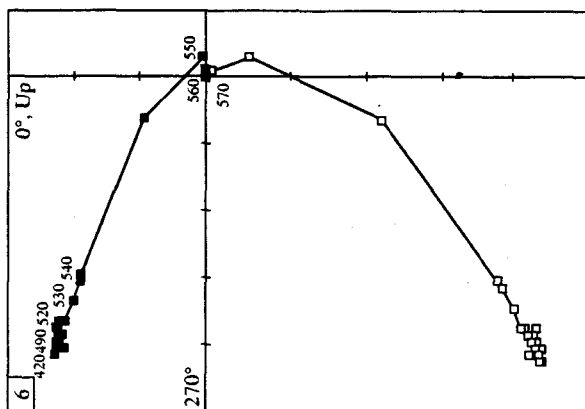
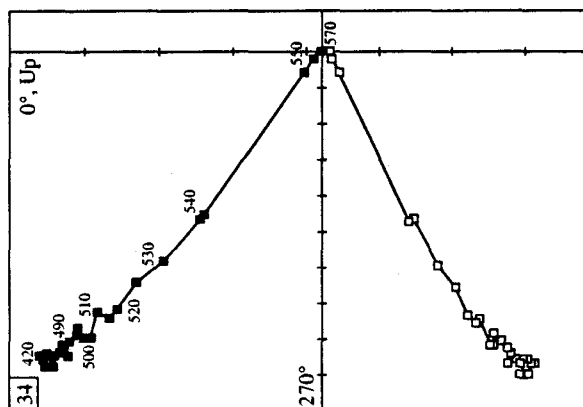
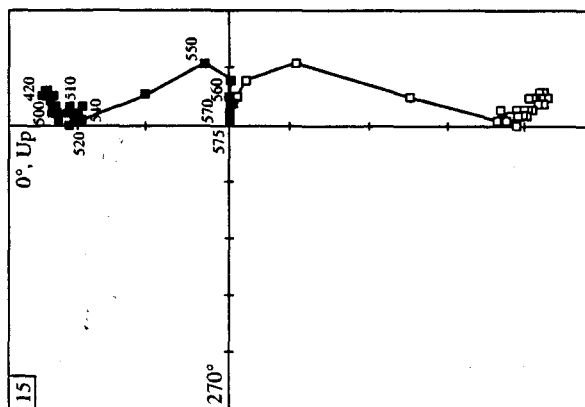
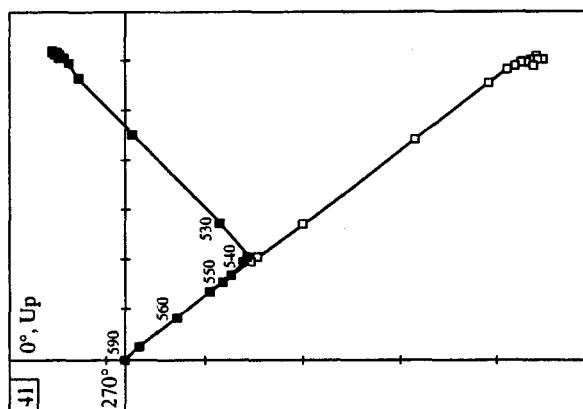
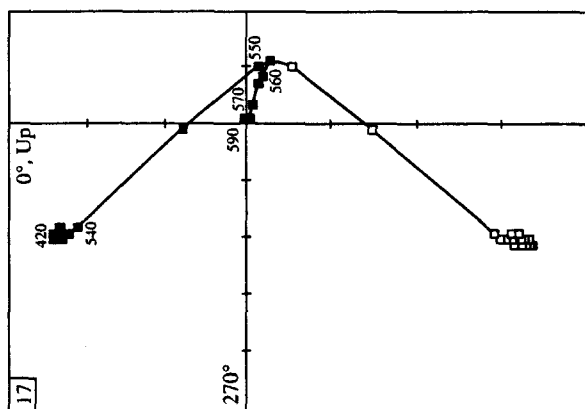
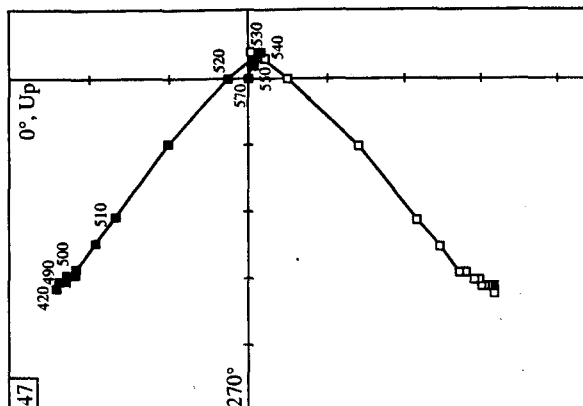
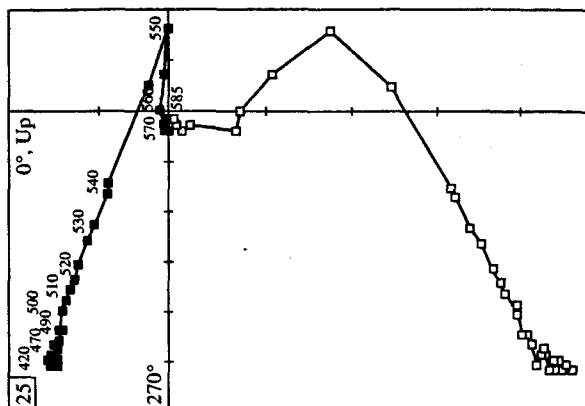
Примечания: компонента *NRM* – высокотемпературная компонента, A_1 – высокотемпературная, первичная, доскладчатая; A_2 – высокотемпературная, после- или синскладчатая, обычно температура ее выделения несколько ниже компоненты A_1 ; B – вторичная компонента, результат вторичного прогрева интрузива примерно 1.9 млрд. лет назад, максимальная температура ее выделения варьирует от 500 до 580°C. № – число образцов. D, I – палеомагнитное склонение и наклонение, соответственно, g, s – современные (географические) и древние (стратиграфические) координаты. K – кучность, α_{95} – угол доверия. Пол – магнитная полярность, N – прямая, R – обратная. Полюс – координаты северного палеомагнитного полюса. Средний полюс – средние координаты северного палеомагнитного полюса Кольского полуострова, Карелии и Финляндии (среднее для 9 определений разных авторов, средний возраст 2448 млн. лет [Печерский и др., 2002].

от петрологической и минералогической характеристики пород.

Результаты компонентного анализа. В большинстве образцов в ходе *T*-чистки выделяются две компоненты (рис. 7): более высокотемпературная компонента A имеет обратную полярность (склонение во втором квадранте, наклонение положительное, полярность принята вслед за другими палеомагнитологами, изучавшими породы близкого возраста этого же региона [Elming et al., 1993; Храмов и др., 1997]); компонента B имеет прямую полярность (склонение в четвертом квадранте, наклонение положительное). На стереограмме (рис. 8), в современной системе координат компоненты A и B образуют рой точек, с некоторым

разбросом лежащих вдоль дуги большого круга. В этом рое можно выделить три группы точек: 1) второй квадрант, низкие и средние наклонения, положительные и изредка отрицательные (кружки на рис. 8), сюда попадают исключительно высокотемпературные компоненты *NRM* обратной полярности, компонента A_1 ; 2) второй квадрант, высокие положительные наклонения, высокотемпературная компонента A_2 ; 3) четвертый квадрант, высокие и средние положительные наклонения (крестики на рис. 8), компонента B , в образцах, где присутствуют обе компоненты A и B , последняя выделяется при температурах ниже выделения компоненты A ,

Рис. 7. Примеры ортогональных проекций в ходе *T*-чистки естественной/остаточной намагниченности (диаграммы Зийдервельда). Залитые значки – горизонтальная плоскость, полые значки – вертикальная плоскость. Обр. 6 – преобладает компонента B , выше 550°C выделяется компонента A_2 ; обр. 15, 17 и 47 – компонента A_1 выделяется выше 535–550°C, B – между 420–520 и 550°C, между 420 и 520°C – компонента, близкая современной; обр. 25 – компонента A_2 выделяется с 550°C, B – между 450 и 550°C, ниже фиксируется компонента, близкая современной; обр. 33 – до 545°C преобладает компонента B , выше – компонента A_1 ; обр. 34 – компонента B ; обр. 41 – компонента A_1 (A_2) выделяется с 535°C, между 420 и 535°C, фиксируется сумма компонент $A_1 + B$ с одинаковыми спектрами температур деблокирования, до 500°C, видимо, присутствует компонента, близкая современной; обр. 48 – компонента A_2 выделяется выше 540°C, ниже фиксируется сумма компонент $A_2 + B$; обр. 50 – сумма $A + B$ с одинаковыми спектрами температур деблокирования; обр. 51, 55, 57, 59 и 66 – компонента A_1 выделяется выше 520–550°C, ниже фиксируется компонента B или $B + A$ и компонента, близкая современной (ниже 500°C); обр. 70 – компоненты A_1 и A_2 выделяются с 520°C до 660°C (плавный переход), ниже – сумма компонент $A_2 + B$.



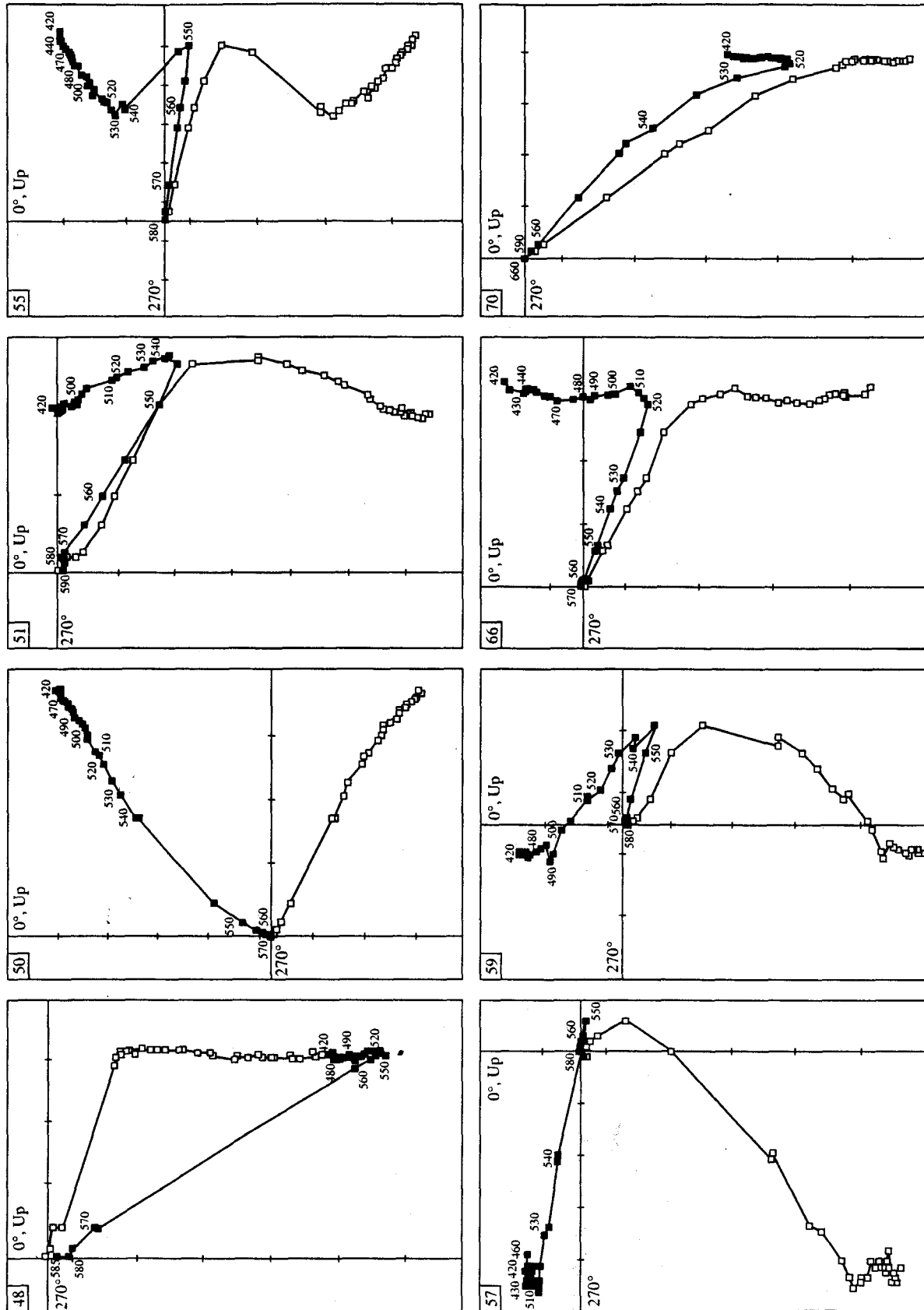


Рис. 7. Окончание.

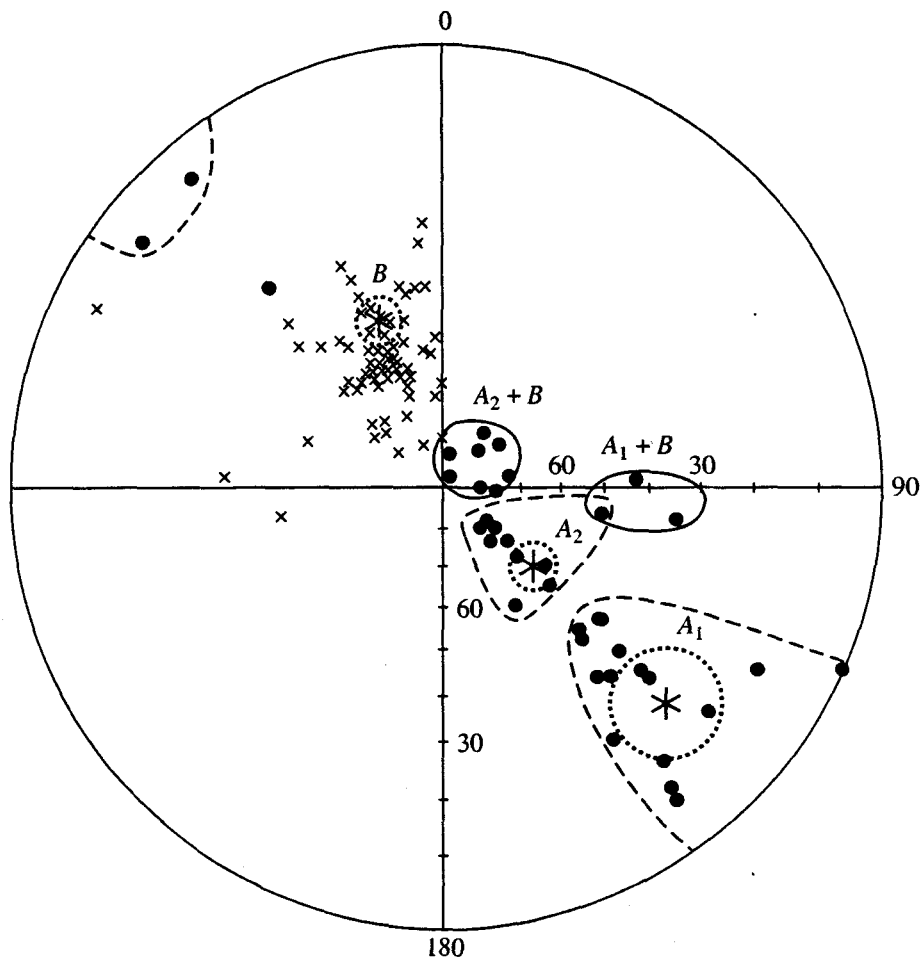


Рис. 8. Стереограмма палеомагнитных направлений компонент NRM , выделенных в ходе T -чистки и компонентного анализа в современной (географической) системе координат. Круги – компоненты A (второй квадрант и низкие наклонения в четвертом квадранте – A_1 , высокие наклонения – компонента A_2 , приобретенная после наклона блока Кивакка), крестики – компонента B . Штриховой линией обведены области точек, вошедшие в подсчет средних направлений A_1 и A_2 . Круги в 4 квадранте – высокотемпературные компоненты, возможно A прямой полярности, в этих же образцах выделена типичная компонента B , две из этих точек включены в подсчет среднего направления A_1 , для чего их полярность изменена на обратную. “Отскачившие” крестики отнесены к компоненте B , т.к. в этих же образцах выделяется выше компоненты B обычная высокотемпературная компонента A обратной полярности. Пунктирной линией обведены области точек, где компоненты A и B не разделяются.

нередко до 580°C фиксируется только одна компонента B (рис. 7).

Для перечисленных трех групп определены средние палеомагнитные направления и координаты полюсов (табл. 4). Если учесть элементы залегания расслоенности интрузива, т.е. принять ее первичное залегание горизонтальным, то в древней системе координаты палеомагнитного полюса Кивакки (компонента A_1) близки средним координатам полюса аналогичного среднего возраста (2448 млн. лет) (см. табл. 4, рис. 9), особенно, если повернуть вокруг вертикальной оси блок Кивакки на 30° , то они вообще совпадут (табл. 4, рис. 9). Это свидетельствует, во-первых, в пользу близкой ко времени остывания интрузива Кивакка компоненте A_1 , во-вторых, о тектонической

природе отмеченного расхождения полюса Кивакки и среднего полюса региона того же возраста. Следующий важный факт – это практическое совпадение палеомагнитных направлений и, соответственно, палеомагнитных полюсов компоненты A_1 в древней системе координат и компоненты A_2 в современной системе координат. Напомним, что по геологическим данным наклон блока Кивакка произошел до внедрения даек долеритов, относящихся к тому же магматическому этапу, что и сам интрузив. Таким образом, наклон интрузива Кивакка произошел еще на стадии его остывания при температурах, близких и/или превышающих 500°C . Палеомагнитное фиксирование этого события так же свидетельствует о приобретении компоненты A и изменении ее направления на стадии остывания интрузива.

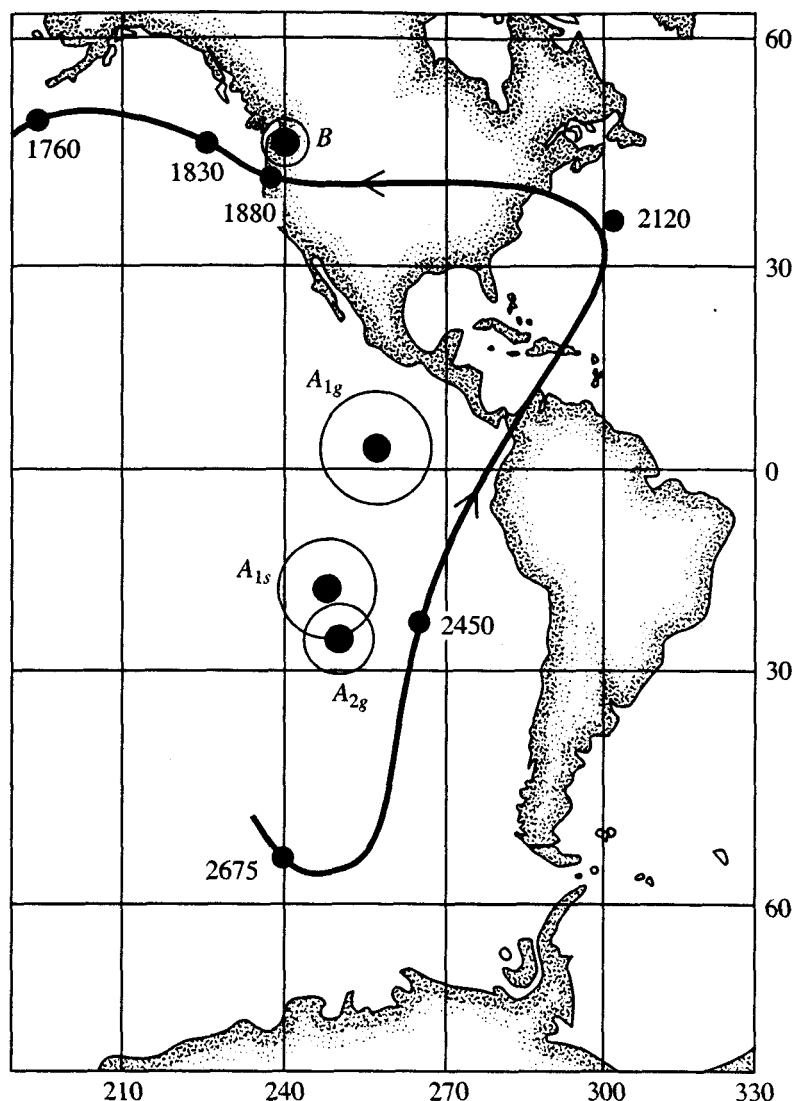


Рис. 9. Положение палеомагнитных полюсов компонент A_1 , A_2 (до наклона и после наклона Кивакки) и B относительно траектории кажущегося движения полюса Фенноскандии по [Elming et al., 1993].

зива Кивакка, т.е. компонента A в палеомагнитном смысле является первичной. Поворот же блока вокруг вертикальной оси по часовой стрелке произошел после приобретения компоненты A_2 (т.к. она совпадает с компонентой A_1 в разных системах координат).

Палеомагнитный полюс компоненты B почти ложится на траекторию кажущегося движения полюса Фенноскандии близ возраста 1.9 млрд. лет (рис. 9). Вероятнее всего, появление компоненты B связано с вторичным прогревом блока во время Свекофенской тектоно-магматической активизации. Никаких заметных вторичных изменений в породах интрузива Кивакка на рассматриваемом участке не обнаружено, никакими особенностями образцы, где преобладает компонента A или B , не отличаются. Поэтому логичнее всего предполо-

жить чистый эффект прогрева примерно до 400–500°C, когда часть однодоменных и псевдооднодоменных магнитных зерен, образовавшихся, главным образом, на стадии первичного остывания интрузива, приобретут новую намагниченность, соответственно, температуры деблокирования такой намагниченности составят 500–550°C. Так как это практически один и тот же ансамбль магнитных зерен, то разделить компоненты A и B по температурам деблокирования невозможно и, в зависимости от степени такого "разделения", в образце будет преобладать компонента B или A и их "неразделимая" сумма с одинаковыми температурами деблокирования (рис. 7), так, в случае суммы компонент $A_1 + B$ склонение получается восток-северо-восточным, а наклонение несколько выше A_1 или B , в случае же суммы

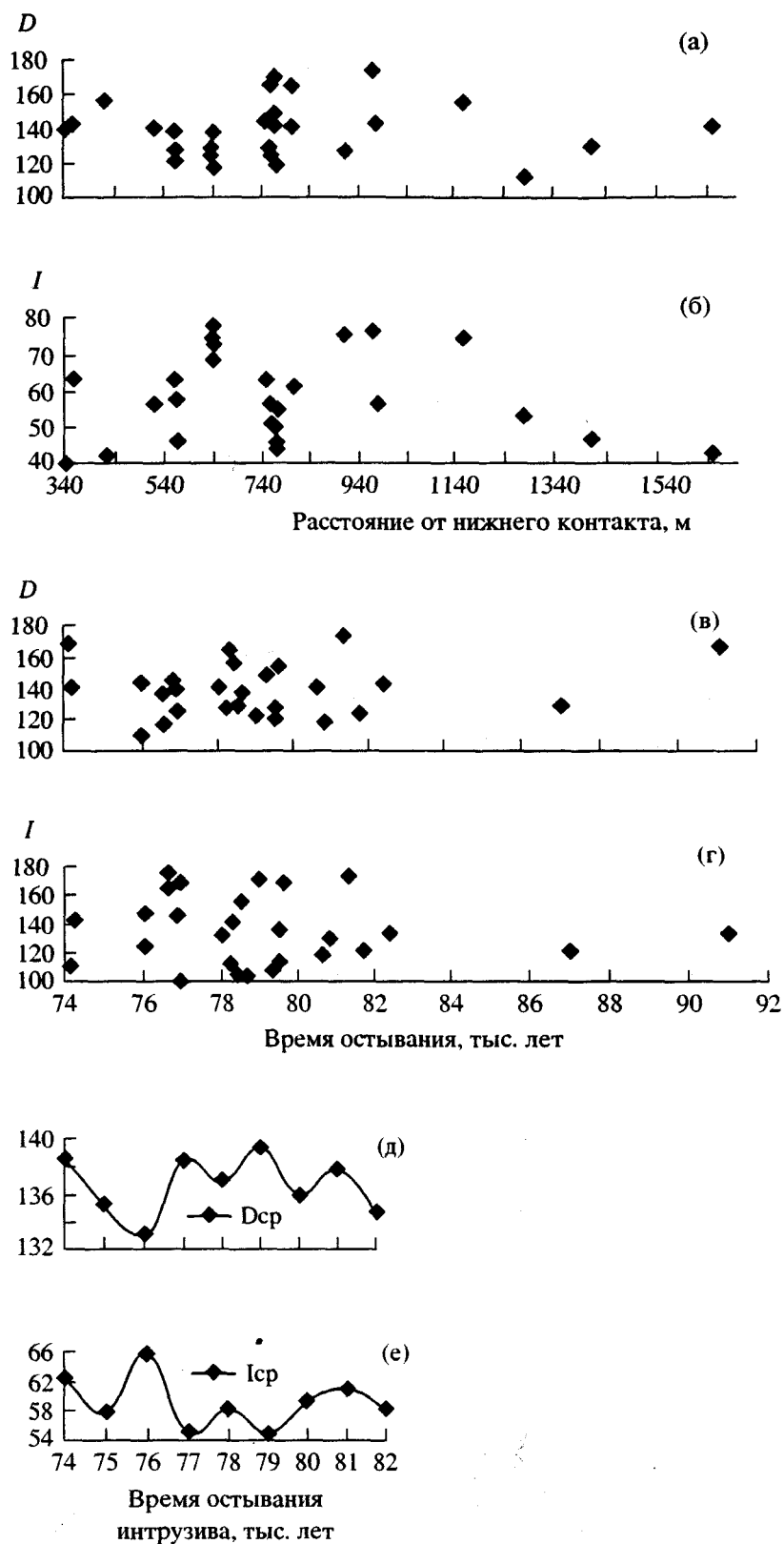


Рис. 10. Распределение склонения и наклонения компонент A_1 и A_2 по разрезу (а), (б) и во времени (в), (г); (а), (б) – данные компонентного анализа, интервал, близкий к точке Кюри основного магнитного минерала в образце; (в), (г) – направление NRM у самой точки Кюри; (д), (е) – осредненные данные, интервал осреднения 3 тысячи лет, шаг осреднения 1 тысяча лет. Время дано от момента внедрения интрузии. Направление компоненты A_1 – в древней (стратиграфической) системе координат, A_2 – в современной (географической) системе координат.

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

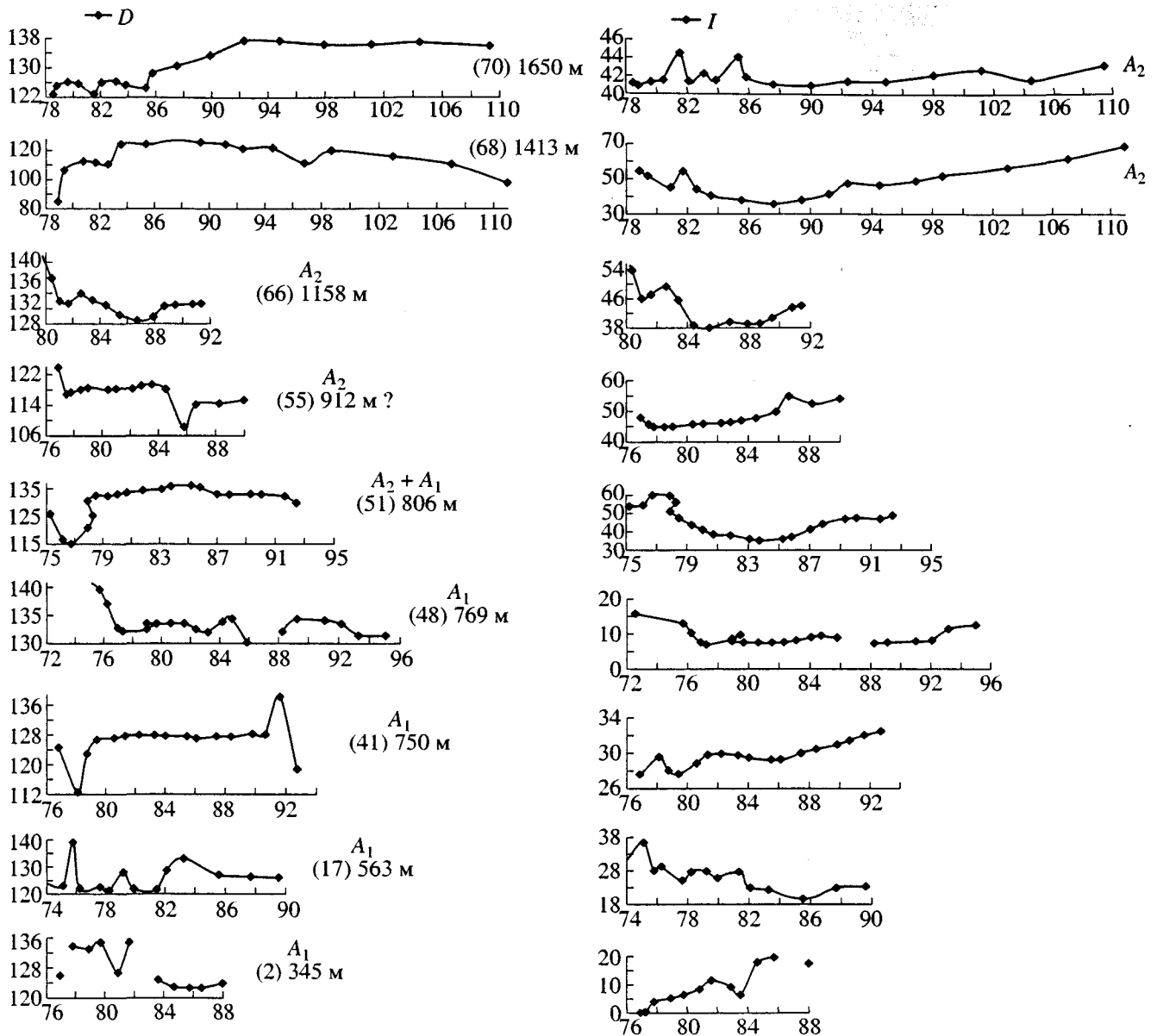


Рис. 11. Вариации склонения и наклонения компонент A_1 и A_2 в каждом образце в зависимости от времени остывания (табл. 1). Цифры в скобках – порядковый номер образца; цифры после скобки – расстояние (вертикальная мощность) от нижнего контакта интрузива.

компонент $A_2 + B$ склонение получается более северным, а наклонение ближе к вертикальному (рис. 7, рис. 8).

Компонента A выделяется, как правило, выше 500°C , а часто и выше $540\text{--}550^\circ\text{C}$ (рис. 7). Ряд образцов полностью перемагничены, что вполне согласуется с прогревом до точек Кюри части минералов (нередко $T_c = 525\text{--}540^\circ\text{C}$, см. табл. 3). Так, например, такими перемагниченными оказались целые интервалы: между 358 и 370 м, между 421 и 500 м, между 665 и 746 м, между 1030 и 1132 м (рис. 10а, 10б).

Изучение тонкой структуры геомагнитного поля. Первый вариант (см. введение) анализа поведения направления геомагнитного поля в процессе “пробегания” точки Кюри основных магнитных минералов снизу вверх по разрезу. Сначала направления компоненты A_1 с наклонениями не более 40° переведены в древнюю систему координат, направления компоненты A_2 (наклонение более 40°) сохранены в современной системе координат. Такое упрощение ситуации (“мгновенный” наклон тела) привело к разбросу данных. Как отмечено выше, в разрезе интрузива целые интервалы оказались перемагниченными в направлении

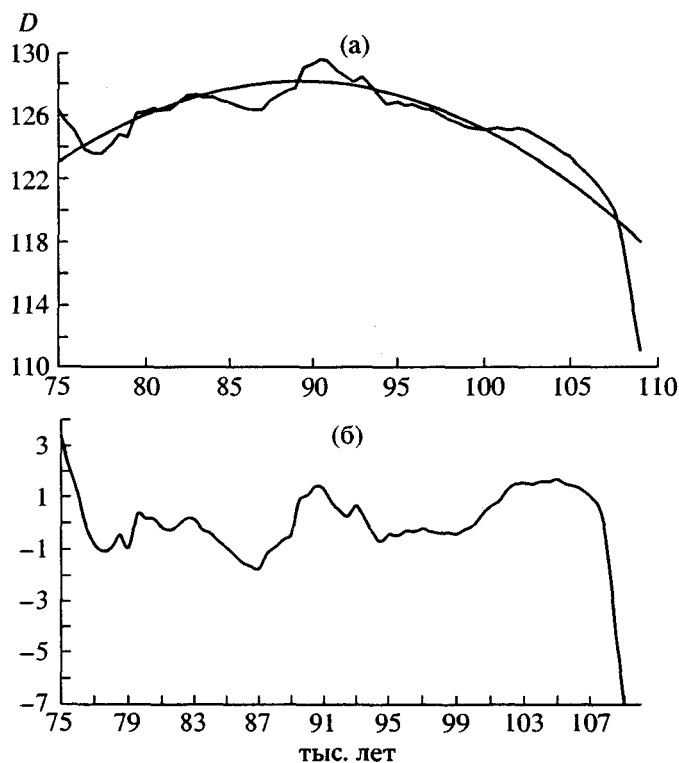


Рис. 12. Графики временных рядов средних значений склонения D (по 9 образцам: (а) – исходный ряд, (б) – ряд после вычитания квадратичного тренда.

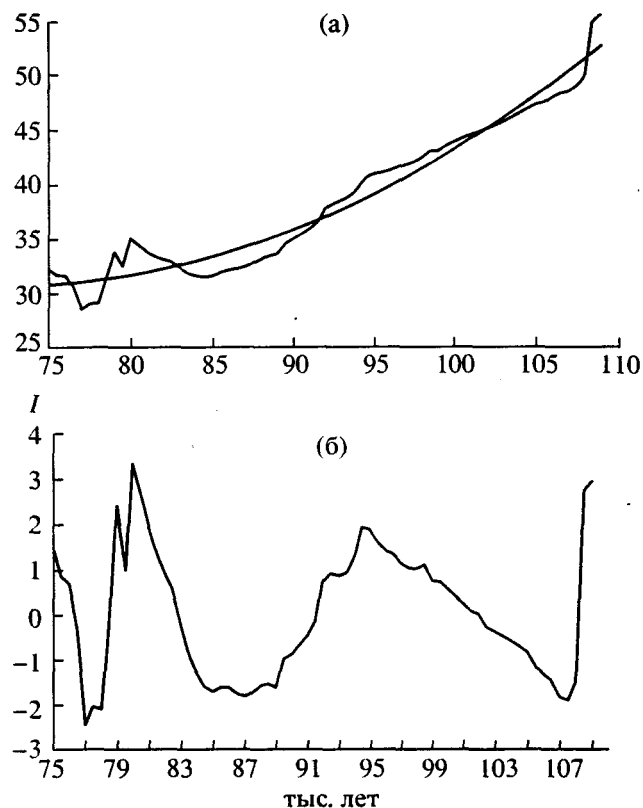


Рис. 13. Графики временных рядов средних значений наклона I (по 9 образцам: (а) – исходный ряд, (б) – ряд после вычитания квадратичного тренда.

компоненты B , соответственно, картина получается с большими перерывами (рис. 10а, 10б). Несмотря на перерывы, видно, что во время остывания интрузива геомагнитное поле имело преимущественно одну обратную полярность. У образцов, где удается выделить компоненту A , выписаны склонение и наклонение при температуре, наиболее близкой к основной точке Кюри (отстоящей от T_c не более 3°); они приведены в табл. 2. По температуре и положению в разрезе, по рис. 2 определено время приобретения компоненты A . Таким образом, получено поведение палеомагнитного направления по разрезу во времени (рис. 10в, 10г). Следует отметить большой разброс данных, что, в первую очередь, связано с невозможностью полного разделения в ходе термочистки компонент A_1 и A_2 , с переводом компоненты A_1 в древнюю систему координат, и, конечно, сказались неточности оценок точек Кюри и, соответственно, времени приобретения компонент A_1 и A_2 . В результате осреднения данных в интервале 74–82 тысяч лет (рис. 10д, 10е) отчетливо видны ритмические колебания D и I в противофазе, величина ритма равна 2 тысячам лет.

Второй вариант записи (см. введение) рассмотрим только для тех образцов, где в результате де-

тальной T -чистки, наиболее надежно отделяются компоненты A_1 и A_2 от B (рис. 7, рис. 11, табл. 1). Из-за наклона интрузива во время остывания картина изменений направления поля “смазывается”, особенно в случае наклона (рис. 11). Поэтому, а так же из-за коротких временных рядов по каждому образцу рассмотрим поведение склонения и наклона, осредненное по 9 образцам (рис. 12а, рис. 13а). После вычитания тренда видны временные вариации, в которых визуально наблюдается ритмичность (рис. 12б, рис. 13б). Причем, в левой части записи колебания D и I синфазны, амплитуды различны, ритмичность равна примерно 10 тысячам лет, в правой же части колебания D и I в противофазе, и их ритмичность “растягивается” до 12–20 тысяч лет. Сложность ситуации нашла отражение в сложном процессе колебаний вектора поля: на диаграмме DI (рис. 14) видно, что вектор совершает сложные колебания, образуя часто неполные петли 2.5–9 тысяч лет, вектор в петлях вращается поочередно то по часовой стрелке, то против (рис. 14а). Четче петли видны после сглаживания (рис. 14б): 1) 75–80 тысяч лет, амплитуда 4° , вращение по часовой стрелке, видимо, это часть (половина) полной петли с ритмом 10 тысяч лет; 2) 77–84, амплитуда 3.5° , вращение по часовой

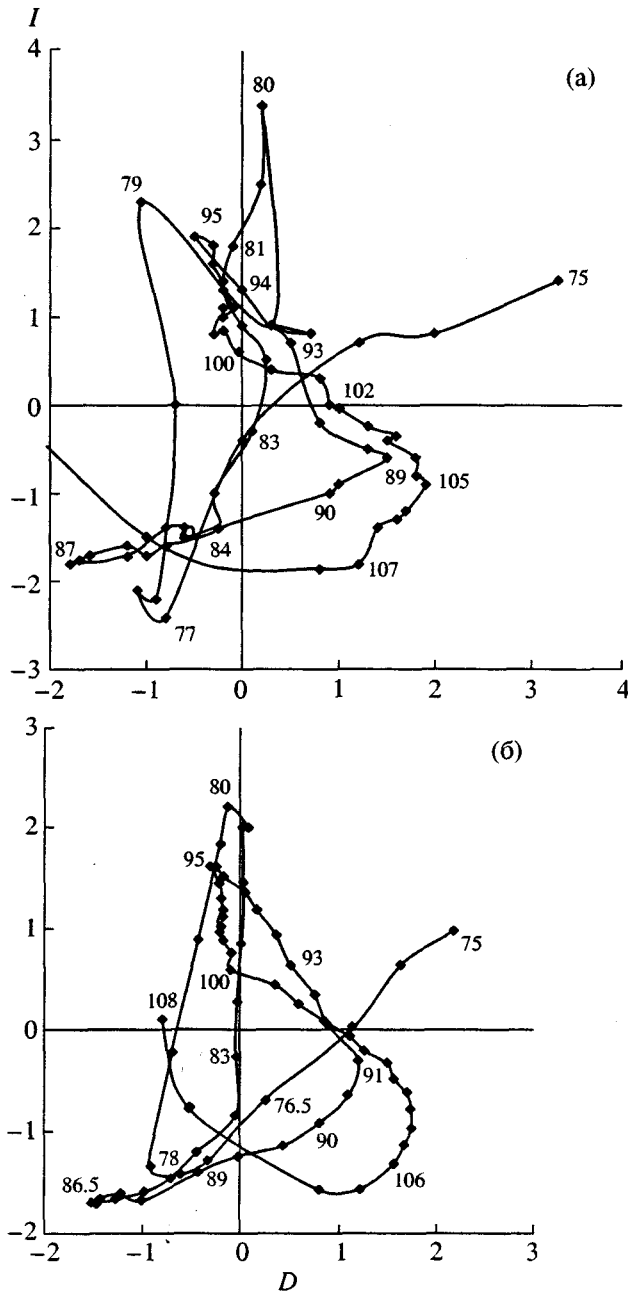


Рис. 14. DI -диаграмма поведения вектора геомагнитного поля в процессе остывания Кивакского интрузива (а) и после сглаживания окном 1000 лет, шаг 500 лет (б).

стрелке; 3) 84–88.5, резкий отброс, амплитуда $\sim 1.5^\circ$, вращение против часовой стрелки; 4) 82–100, исключая отброс, получается петля в ~ 12 тысяч лет, амплитуда около 3° , вращение против часовой стрелки; 5) 91.5–101.5, амплитуда около 2° , вращение против часовой стрелки; 6) 100–108, неполная петля, амплитуда 3° , вращение по часовой стрелке. Таким образом, ярче всего видны петли с ритмом ~ 10 тысяч лет.

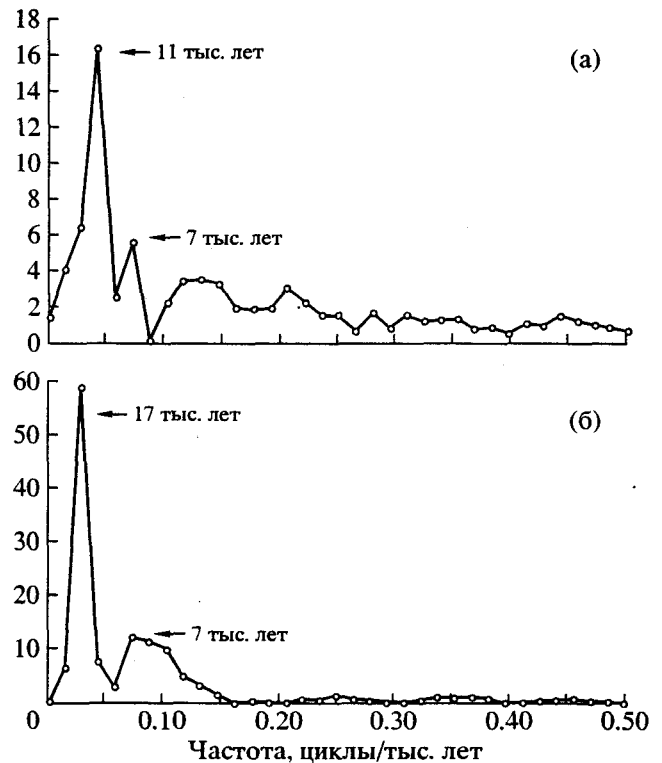


Рис. 15. Периодограммы временных рядов склонения D (а) и наклонения I (б) (см. рис. 12 и рис. 13).

Заметное изменение картины ритмичности и D , и I приходится на 85 тысяч лет от момента внедрения интрузива, на этот интервал приходится резкий отброс вектора (рис. 14а, 14б). Видимо, это связано с началом наклона интрузива, что нарушило условия остывания тела. В пользу такой связи говорит и картина тренда для наклонения: именно от 85 тысяч лет идет линейное нарастание I от значений, характерных для компоненты A_1 (в современной системе координат, табл. 4), до значений, характерных для A_2 к 105–110 тысячам лет (рис. 13а, табл. 4). Отсюда можно предположить, что этот линейный тренд зафиксировал процесс наклона интрузива, т.е. он продолжался примерно 20–25 тысяч лет.

Для количественной оценки спектральных составляющих исследуемых параметров были построены периодограммы (рис. 15). Отмечаются остро резонансные пики на периодах 11–12 тысяч лет для D и 15–17 тысяч лет для I , менее ярко выделяется также значимый пик с периодом 7 тысяч лет. Очевидно, видимые на глаз изменения ритмов во времени на периодограммах осредняются.

На рис. 16 приведены спектрально-временные диаграммы исследуемых параметров. На диаграммах для исходных временных рядов

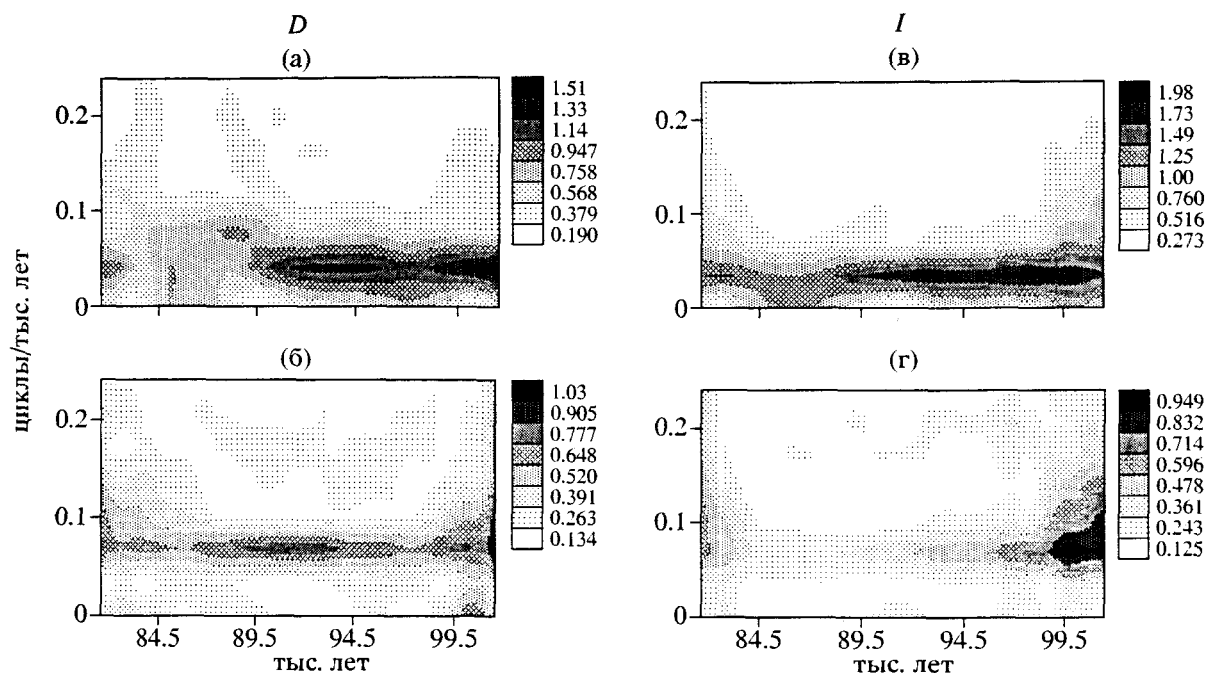


Рис. 16. Спектрально-временные диаграммы временных рядов средних значений склонения D и наклонения I : (а), (б) – исходные ряды; (г), (д) – ряды после режекторной фильтрации.

(рис. 16а, 16б), выделяются ритмы в 12 тыс. лет для D и 15–17 тыс. лет для I . Ритмы имеют сходную динамику, нарушение приходится на ~85 тысяч лет. Ритм 7 тыс. лет можно выделить только после применения операции режекторной фильтрации (рис. 16г, 16д). Видно, что амплитуда этого ритма заметно меняется, при этом для D он устойчив во всем рассматриваемом интервале времени и хорошо выражен, для I он выделяется достаточно слабо, и заметен в начале и конце интервала.

Кроме приведенных выше, можно говорить еще об одном цикле, примерно, 50 тысяч лет, часть которого выражена в тренде склонения на рис. 12а.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа продолжает цикл палеомагнитных исследований расслоенных габбро-пироксенитовых интрузивов для получения непрерывной записи геомагнитного поля в процессе их остывания. Как и ранее, запись геомагнитного поля по данным детальной T -чистки образцов из Кивакского интрузива изучалась двумя путями: 1) выбраны образцы с надежными палеомагнитными результатами, у которых число точек T -чистки через 2–3° не менее 10 (9 образцов); 2) выбраны 30 образцов, где удалось определить палеомагнитное направление A_1 или A_2 близ точки Кюри.

В большинстве образцов в ходе T -чистки выделяются три компоненты: 1) высокотемпературная доскладчатая компонента A_1 , средние $D_g = 134^\circ$, $I_g = 20^\circ$, $D_s = 138.7^\circ$, $I_s = 55.6^\circ$; 2) высокотемпературная син/послескладчатая компонента A_2 , средние $D_g = 130.3^\circ$, $I_g = 60.9^\circ$; 3) вторичная компонента B , средние $D_g = 340^\circ$, $I_g = 45^\circ$. Палеомагнитные направления компоненты A_1 в древней системе координат и компоненты A_2 в современной системе координат совпадают. Это доказывает, что наклон интрузива Кивакка произошел еще на стадии его остывания при температурах, близких и/или превышающих 500°C . Судя по тренду наклонения, наклон интрузива начался примерно через 85 тысяч лет после внедрения интрузии и продолжался 20–25 тысяч лет.

В древней системе координат положение полюса компоненты A_1 (17.8°S и 247°E) близко средним координатам полюса Фенноскандии аналогичного среднего возраста. Полюс компоненты B (47.7°N , 240.1°E) почти ложится на траекторию кажущегося движения полюса Фенноскандии близ возраста 1.9 млрд. лет. Вероятнее всего, появление компоненты B связано с переманчиванием пород при вторичном прогреве интрузива во время Свекофенской тектоно-магматической активизации. Из-за вторичного прогрева, компонента A выделяется только выше 520°C , соответственно, запись геомагнитного поля в процессе “пробегания” точки Кюри основных магнитных минералов снизу вверх по разрезу (первый вари-

ант) охватывает около 20 тысяч лет, и картина получается с большими перерывами. Большой разброс палеомагнитных направлений от точки к точке разреза, в первую очередь, связан с невозможностью полного разделения в ходе термочистки компонент A_1 и A_2 . После осреднения намечаются колебания D и I с ритмичностью 2 тысячи лет.

Во втором варианте записи из-за наклона интрузива во время остывания картина изменений направления поля "смазывается", особенно по наклону, из-за близкого азимута наклона и наклонения. Из-за коротких рядов рассмотрено среднее поведение склонения и наклонения по 9 образцам за 35 тысяч лет: выделяются ритмы, близкие к 7, 11 и 17 тысячам лет (как и в случае Мончегорской записи).

Первый опыт изучения записи геомагнитного поля в процессе остывания расслоенных интрузий, изучение Мончегорского интрузива, был более удачен. Во-первых, за время остывания Мончегорского интрузива геомагнитное поле меняло свой знак несколько раз, в результате чего были записаны субхрон обратной полярности продолжительностью -100 тысяч лет, короткий экскурс обратной полярности продолжительностью несколько сотен лет. За время же остывания Кивакки сохранилось поле одной, обратной, полярности.

Во-вторых, Свекофенское перемагничивание, проявившееся в обоих районах исследований, в случае района Киваккского интрузива сказалось сильнее, благодаря чему, за время остывания интрузива сохранилась короткая запись поведения геомагнитного поля, только за 30-40 тысяч лет, тогда как в случае Мончегорского интрузива удалось получить запись примерно за 1 миллион лет.

В-третьих, во время остывания Киваккского интрузива произошел тектонический наклон тела, что существенно "смазало" запись поля. Хотя само по себе обнаружение наклона интрузива во время его остывания и его продолжительность, очевидно, представляет интерес.

Авторы благодарят З.В. Шаронову и С. Корневу за помощь в магнитных измерениях, М.В. Борисова, С.В. Болиховскую и Е.В. Коптева-Дворникова за консультации и предоставленные материалы, О.В. Олейник за помощь в статистическом анализе временных рядов геомагнитного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 01-05-64240, 02-05-06375, 03-05-06254

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. М.: Янус-К. 2002. 672 с.

Берк К., Дьюи Дж.Ф., Кидд У.С.Ф. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. Ранняя история Земли. М. • Мир 1980 620с.

Буйко А.К., Левченко О.А., Турченко СМ., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сарилийского комплекса Северной Карелии. (Панаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995 № 3(4) С. 16-30.

Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаронов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск: Наука. 1972. 124 с.

Коптее-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворое ДМ. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Сев. Карелия) // Петрология. 2001. Т. 9. С. 3-27.

Лавров ММ. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука. 1979.

Левченко О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. № 2(1). С. 3-9.

Печерский Д.М., Бураков К.С., Вадковский В.Н., Захаров В.С., Шаркав Е.В., Шаронова З.В. Возможность получения раннепротерозойской записи тонкой структуры геомагнитного поля: предварительный анализ результатов петромагнитного и палеомагнитного изучения Мончегорского плутона // Физика Земли. 2002. № 6. С. 57-70.

Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Шарков Е.В. Поведение направления геомагнитного поля в течение остывания Мончегорского плутона // Физика Земли. 2004. № 3. С. 64-85.

Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Начасова И.Е. Детальная запись геомагнитного поля во время остывания Мончегорского интрузива // Физика Земли. 2004. № 8. С. 14-24.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М. 1966. 724 с.

Хворое ДМ., Коптее-Дворников Е.В., Бычкова Я.В. Реконструкция формы Киваккского расслоенного интрузива. В // Общие проблемы петрологии. Сыктывкар. 2000. № 1. С. 224-227.

Храмов А.Н., Федотова М.А., Писакин Б.Н., Прияткин А.А. Палеомагнетизм раннепротерозойских интрузий и связанных с ними пород Карелии и Кольского полуострова: вклад в разработку модели докембрийской эволюции Русско-Балтийского кратона // Физика Земли. 1997. № 6. С. 24-41.

Щербаков В.П., Щербакова В.В. О зависимости ошибок определения палеонаправлений от доменной структуры ферромагнитных зерен горных пород // Физика Земли. 2002. № 5. С. 57-64.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochemistry of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic