

ПОВЕДЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ТЕЧЕНИЕ ОСТЫВАНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

© 2004 г. Д. М. Печерский¹, К. С. Бураков¹, В. С. Захаров², Е. В. Шарков³

¹Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН, г. Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 31.12.2002 г.

Статья посвящена результатам детального палеомагнитного изучения образцов Мончегорского интрузива. По сравнению с предварительными результатами [Печерский и др., 2002] уточнена природа естественной остаточной намагниченности и координаты полюсов. В породах примерно в равной мере присутствуют первичная термоостаточная компонента, связанная со стадией остывания интрузива от 580 до 530°C, и вторичная компонента (кристаллизационная и/или химическая), связанная с прогревом при ~400°C и новообразованием магнетита во время Свекофенской тектонической перестройки региона 2–1.9 млрд. лет назад; координаты полюсов соответственно 265.3°E, 1.3°N и 244.6°E, 37.3°N. Предлагается ряд объяснений несовпадения полюса первичной компоненты с APWP Балтийского щита. Проведены теплофизические расчеты времени остывания интрузива. Построены "магнитохронологические" колонки по каждому образцу, сводная "магнитохронологическая" колонка с момента остывания интрузива от 580°C и ниже выглядит так: N1-магнитозона – от 0 до 40–50 тысяч лет, ее верхняя граница в верхней части разреза смещается до 20 тысяч лет, R-магнитозона – от 20–50 до 160–170 тысяч лет (субхрон), N2-магнитозона – от 170 тысяч лет и выше. В верхней части разреза, отделенной разломом, N-полярность охватывает всю колонку ~1 млн. лет. По наиболее надежной части палеомагнитной записи получена картина палеовариаций направления геомагнитного поля, определены основные периоды спектра палеовековых вариаций, их моды: 2.3 ± 0.5, 6.3 ± 2, 18 ± 4, 44 ± 10, 90 ± 20, 160 ± 10 и 340 ± 30 тысяч лет. Спектр похож на спектр вековых вариаций в позднем кайнозое.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья посвящена дальнейшему палеомагнитному изучению Мончегорского интрузива с целью выявления записи тонкой структуры геомагнитного поля в процессе его первичного остывания. Единственный объект действительно непрерывной записи поведения геомагнитного поля – это остывающие магматические тела. 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 намагниченности. Надежная запись требует присутствия в образце в основном однодоменных зерен.

Одними из наиболее перспективных объектов для подобных исследований являются крупные расслоенные интрузивы, где ясна последовательность формирования пород в пределах единого тела. Их затвердевание происходит путем продвижения снизу вверх маломощной зоны кристаллизации, в результате чего в интрузивной камере устанавливается три главных элемента: 1) уже затвер-

девшая часть интрузива, 2) зона кристаллизации мощностью 3–4 м и 3) главный объем расплава [Шарков, 1980]. Поскольку по мере затвердевания расплав в интрузивных камерах, а вместе с ним и термальный максимум постоянно смещается вверх, их уже затвердевшие части последовательно охлаждаются вплоть до точки Кюри присутствующих в них магнитных минералов, непрерывно фиксируя состояние магнитного поля.

Мончегорский плутон подходит для подобных исследований, т.к. после своего формирования практически не подвергался деформациям и заметному термальному воздействию. Здесь в 2001 году А.В. Шацлло отобрал ориентированные образцы от эндоконтакта в глубь тела. Охвачена мощность около 400 м. В том же году проведены петромагнитные и палеомагнитные измерения образцов, рекогносцировочная термочистка от 100 до 580°C (12–15 шагов чистки) [Печерский и др., 2002]. По этим данным основными носителями намагниченности в интрузиве являются одно- и многодоменные тонкие выделения магнетита ($H_{cr} = 12–37$ мТл; $T_c = 550–585^\circ\text{C}$), их концентрация обычно менее 0.1%. Породы оказались устойчивыми к лабораторным нагревам: отношение восприимчивости, измеренной после нагрева об-

разца до 540–580°C, к ее исходной величине варьирует от 0.8 до 1.08. Это важно для проведения детальной *T*-чистки, требующей многократных нагревов образцов до высоких температур. В результате термочистки и компонентного анализа ее результатов выделены три древние компоненты *NRM*: 1) “низкотемпературная”, ниже 500°C, 2) “среднетемпературная” – между 500 и 540°C, 3) “высокотемпературная”, выше 540°C. Последние две компоненты относятся ко времени остывания интрузива и имеют противоположную полярность. Отмечаются: а) положительный тест обращения и, частично, тест обжига; б) независимость палеомагнитных направлений и магнитной полярности от состава пород (перидотиты, пироксениты), содержания и состава магнитных минералов (магнетит с разными точками Кюри, пирротин), от доменного состояния магнитных зерен, в) рост магнитной анизотропии у контакта интрузива и изотропность интрузива с удалением от контакта, типичные для магматических тел, г) понижение палеонапряженности на границах смен магнитной полярности. Все это в совокупности с отсутствием вторичных изменений пород интрузива позволяет говорить о первичной термической природе компонент *NRM* выше 500°C и считать, что разная полярность компонент *NRM* есть результат изменения полярности геомагнитного поля в ходе остывания интрузии.

Координаты палеомагнитного полюса, определенные по средне- и высокотемпературной компоненте (8.3°N и 272.9°E [Печерский и др., 2002]) близки участку *APWP* Балтийского щита ~2300 млн. лет назад [Elming et al., 1993]. Этот результат не соответствует возрасту Мончегорского интрузива, что, возможно, связано с перемагничиванием пород интрузива либо это результат тектонических движений.

По предварительным теплофизическим оценкам [Печерский и др., 2002] изотерма Кюри магнетита от нижнего контакта до центра интрузива “пробегают” за ~10⁴ лет. От 580°C до 500°C плутон остывал ~10⁵ лет. Следовательно, на основании *T*-чистки через 5° можно фиксировать события геомагнитного поля продолжительностью более 5000 лет. Можно говорить о преобладании прямой магнитной полярности за время “пробегания” температуры Кюри от края к центру интрузива. На этом фоне зафиксированы три “всплеска” обратной полярности, продолжительность каждого менее 1000 лет. Они характеризуются пониженной в несколько раз величиной палеонапряженности по сравнению со средней палеонапряженностью ($H_a \approx 20$ мкТл) для относительно устойчивых по направлению поля участков разреза интрузива. Через ~150–200 тысяч лет, когда плутон остыл до ~500–520°C, нижняя часть разреза в это время имела обратную магнитную по-

лярность, в верхней части разреза преобладала прямая полярность.

Настоящие исследования должны уточнить картину поведения направления геомагнитного поля в течение остывания интрузива, уточнить координаты палеомагнитного полюса.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Кратко остановимся на некоторых особенностях геологического строения Мончегорского плутона с точки зрения палеомагнитных исследований. Более подробная характеристика приведена в предыдущей статье [Шарков, 1980; Печерский и др., 2002].

Мончегорский плутон является частью крупного раннепалеопротерозойского расслоенного Мончегорского интрузивного комплекса, расположенного в центральной части Кольского полуострова. Возраст Мончегорского интрузива – 2.5 млрд. лет [Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995]. Разрез Мончегорского интрузива определяется преимущественным развитием ультрамафитовых кумулятов [Козлов, 1973; Шарков, 1980]. По профилю отбора ориентированных образцов в нижней части разреза обнажаются перидотиты с прослоями пироксенитов, мощность пачки 100 м. Выше располагается зона мощностью ~200 м ритмичного переслаивания оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов. Верх изученного разреза сложен бронзититами. Из рудных минералов в шлифах отмечен только хромит (в перидотитах). Реконструированная полная мощность интрузива около 3 км, верхняя его часть (~1 км) уничтожена эрозией. Глубина формирования интрузии менее 10 км, о чем свидетельствует отсутствие и лишь изредка появление реакции между основными плагиоклазами и оливинами, которая происходит при давлении около 5 кбар. Мончегорский плутон практически не подвергался пликативным деформациям и метаморфизму, метаморфические изменения здесь локализованы главным образом в зонах разломов, их температура не превышала условий зеленосланцевой фации (300–400°C). Первичное залегание интрузива заметно не нарушено, а небольшие колебания элементов залегания расслоенности – первичные.

В интервале 2.0–1.9 млрд. лет назад в западной части Балтийского щита происходили процессы закрытия Свекофенского океана, сопровождавшиеся мощной тектонической перестройкой Кольского региона. Возникли региональные разломы, поделившие территорию на ряд крупных блоков северо-западного простирания, одним из которых является Центрально-Кольский, на западном окончании которого и расположен Мончегорский комплекс. С запада этот блок ограничен региональным Центрально-Кольским разломом, в зону активности

которого и попадает рассматриваемый комплекс [Шарков и др., 2002]. С юга на восточную часть плутона надвинуты раннепалеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования серии Имандра-Варзуга одноименной рифтогенной структуры, благодаря чему свежие неизмененные породы здесь сохранились только в его северной части, самые же южные части плутона, расположенные в предгорьях горы Вурчуйвенч, преобразованы в условиях зеленосланцевой фации.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ

На предварительном этапе [Печерский и др., 2002] у всех образцов измерена величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM или J_n) на магнитометре $JR-4$, магнитная восприимчивость χ и ее анизотропия на измерителе $KLY-2$; для серии представительных образцов измерены намагниченность насыщения J_s , остаточная намагниченность насыщения J_{rs} , термоостаточная намагниченность J_{rt} (TRM) и идеальная остаточная намагниченность J_{ri} , созданные в лаборатории (постоянное магнитное поле создания J_{ri} и J_{rt} равно 46 мТл, переменное поле – 90 мТл), проведен термомагнитный анализ (на термовибромагнитометре конструкции Н.М. Аносова и термомагнитометре конструкции К.С. Буракова [Бураков, 1999]), измерена остаточная коэрцитивная сила. По данным термомагнитного анализа и термочисток основными носителями остаточной намагниченности являются магнитные минералы, близкие магнетиту, с $T_c = 550-580^\circ\text{C}$, реже встречается пирротин ($T_c = 325^\circ\text{C}$) [Печерский и др., 2002].

На втором этапе для выявления тонкой структуры геомагнитного поля в процессе остывания интрузива проведена детальная термочистка от 280 до 335°C (поведение пирротиновой компоненты) и от 440°C до 600°C (поведение магнетитовой компоненты), шаг T -чистки 5° . Чтобы уменьшить вклад магнитномягких многодоменных зерен, до T -чистки проведена чистка переменным магнитным полем (H -чистка) до 10 мТл на установке К.С.Буракова.

Нагревы велись в печке, помещенной в четырехслойный экран из отожженного пермаллоя, магнитное поле внутри печки не превышает 10 нТл. Интервал T -чистки выбран на основании предварительных экспериментальных исследований на искусственных и природных образцах [Печерский и др., 2002; 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 $JR-4$.

По данным T -чистки проведен компонентный анализ, при этом использованы программы Р. Энкина [Enkin, 1994].

Специфика задачи – выявление небольших изменений остаточной намагниченности на фоне измеряемой величины естественной остаточной намагниченности, намного превышающей эти изменения. Соответственно, в измеряемые изменения величины J_n входят случайные помехи, вызываемые неоднородными условиями нагрева образцов, их установки в печке, 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. Этим для данного образца практически исключалась неоднородность условий нагрева в печи. Для исключения неоднородностей в печи между образцами и исключения случайных разбросов при измерениях и т.п. результаты измерений по трем соседним по профилю отбора образцам осреднялись. Причем осреднялись не абсолютные, а относительные разности намагниченностей в каждом пятиградусном интервале нагрева: разности по осям (dX, dY, dZ) делились на их векторную сумму $dJ_n = (dX^2 + dY^2 + dZ^2)^{1/2}$. Такая процедура ведет к возможному сильному искажению амплитуды угловых изменений (dD, dI) разностного вектора, особенно в далеких от точки Кюри интервалах температуры, где величины dJ_n очень малы, там же, где величины dJ_n заметны, такие искажения минимальны.

Как известно, температура блокирования остаточной намагниченности существенно зависит от скорости остывания [Dodson, McClelland-Brown, 1980; Pullaiah et al., 1975]. При медленном остывании интрузива температура блокирования (T_b) естественной термоостаточной намагниченности будет существенно отличаться от температур деблокирования (T_d) естественной остаточной намагниченности в ходе лабораторного терморазмагничивания образцов. Мы воспользовались графиками зависимости T_b и T_d от скорости остывания для однодоменных частиц магнетита [Dodson, McClelland-Brown, 1980], они в указанной работе даны для четырех значений скоростей остывания, промежуточные значения нами проинтерполированы (рис. 1).

В предыдущей работе [Печерский и др., 2002] рассчитан режим остывания Мончегорского интрузива в районе отбора образцов. Было проведено численное моделирование на основании решения задачи Стефана и нестационарной задачи теплопроводности в приближении, рассмотренном в [Теркотт, Шуберт, 1985]. Режим остывания исследовался для различных теплофизических параметров (удельная теплота плавления (кристаллизации), удельная теплоемкость, температуропроводность, геотермический градиент). В итоге

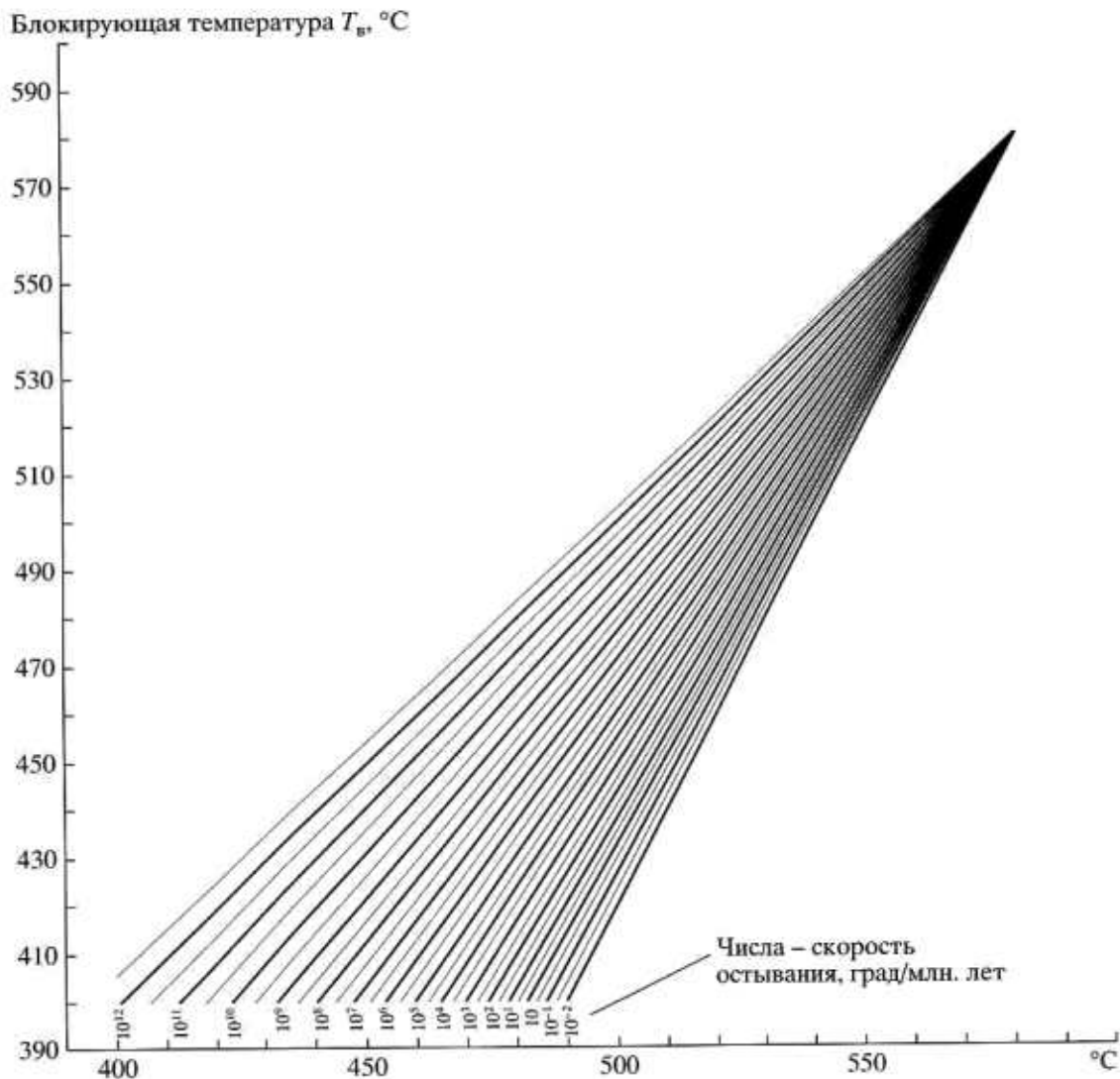


Рис. 1. Графики зависимости температур деблокирования T_d и блокирования T_b термоостаточной намагниченности однодоменных зерен магнетита при различных скоростях остывания тела по [Dodson, McClelland-Brown, 1980]. Числа у толстых линий — скорости остывания (°C/млн. лет). Тонкие линии соответствуют промежуточным значениям (множитель 3).

анализа результатов мы остановились на наиболее близких для пород интрузива и вмещающих гнейсов теплофизических параметрах: температуропроводность интрузива $1.31 \text{ мм}^2/\text{с}$, вмещающих гнейсов — $0.96 \text{ мм}^2/\text{с}$. Принята температура вмещающих пород во время внедрения и остывания интрузии 200°C . Это, вероятнее всего, ниже реальной температуры в начале протерозоя. Соответственно, полученные оценки времен разной магнитной полярности, периодов вариаций являются нижним пределом.

Рассчитана динамика изменения температуры T с течением времени t при остывании интрузива в трех точках разреза, у контакта, 200 м и 400 м от контакта для первого миллиона лет от начала остывания (рис. 2). На основании моделирования

динамики $T(t)$ была вычислена скорость остывания интрузива $V_{\text{ост}}$ в течение рассматриваемого интервала времени и получены зависимости скорости остывания от температуры в тех же трех точках разреза (рис. 3).

Для каждой температуры деблокирования, полученной в ходе терморазмагничивания образца, по данным рис. 3 определена скорость остывания $V_{\text{ост}}$, а затем при помощи "палетки" $T_b(T_d, V_{\text{ост}})$ (рис. 1) определена температура блокирования T_b естественной остаточной намагниченности в ходе остывания интрузива. Скорость остывания интрузива при варьировании геотермического градиента от 20 до $30^\circ/\text{км}$ заметно падает. Однако это сказывается в изменениях температуры блокирования T_b менее чем на 10° . На

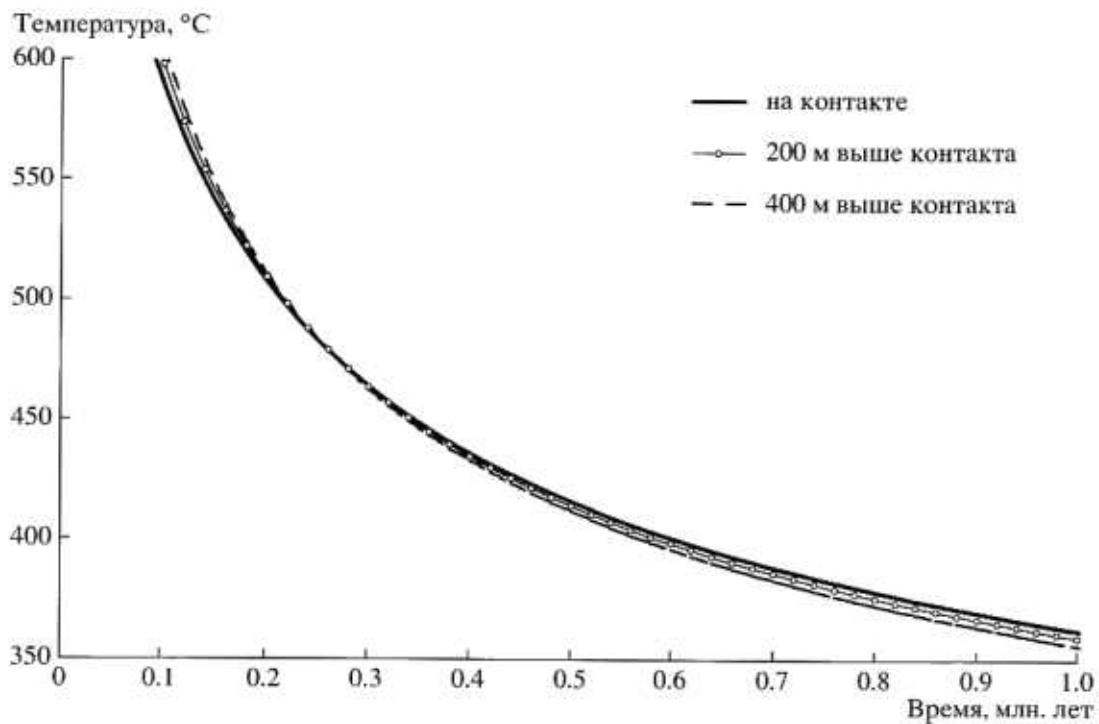


Рис. 2. Зависимость температуры от времени остывания интрузива в трех точках разреза (у контакта, 200 м и 400 м от контакта). Температуропроводность интрузива $1.31 \text{ мм}^2/\text{с}$, вмещающих гнейсов $-0.96 \text{ мм}^2/\text{с}$, геотермический градиент $20 \text{ град}/\text{км}$.

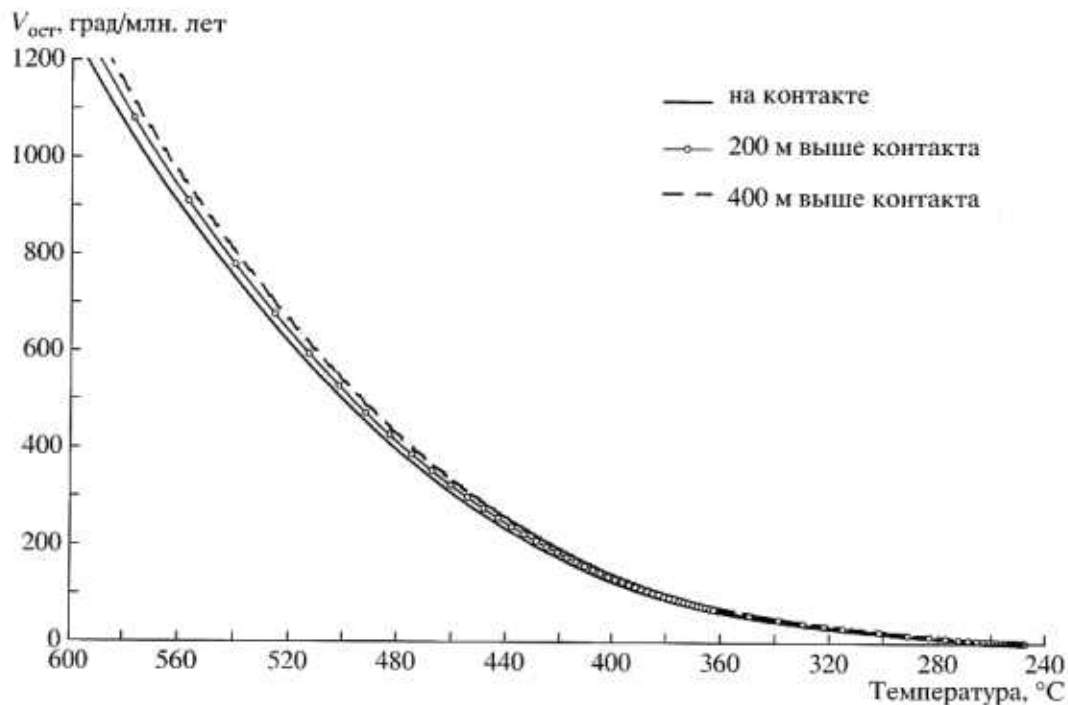


Рис. 3. Рассчитанные скорости остывания интрузива в зависимости от температуры в трех точках разреза (у контакта, 200 м и 400 м от контакта). Параметры расчета те же, что и на рис. 2.

стадии остывания интрузива ниже 600°C режим изменения $V_{\text{ост}}$ по разрезу заметно выравнивается (рис. 3).

Следующим шагом является переход от температур ко времени остывания, для чего используются зависимости $T(t)$ для разных точек разреза

(рис. 2). В случае однодоменных зерен температура для разных моментов остывания интрузива есть температура блокирования остаточной намагниченности. В дальнейшем на колонках и других графиках поведения геомагнитного поля за нулевой отсчет каждого образца принята точка Кюри магнетита (580°C). Как видно из рис. 2 и рис. 3, различия температур и скоростей остывания по разрезу ниже 600°C заметно сглаживаются. Так, прохождение верха и низа разреза через точку Кюри магнетита (580°C) разделено интервалом $\Delta t_{580} = 10\text{--}15$ тысяч лет. Прохождение же блокирующей температуры 480°C происходит по всему разрезу практически одновременно ($\Delta t_{480} = 0$).

Таким образом, для каждого образца получена картина поведения направления естественной остаточной намагниченности (D , I) и разностных ее составляющих (dD , dI) для каждого пятиградусного интервала в зависимости от температуры деблокирования (лабораторные нагревы), расчетной температуры блокирования и расчетного относительного времени остывания. Для дальнейшего анализа необходимо выбрать те образцы, где наиболее уверенно мы можем говорить о записи поведения направления геомагнитного поля. Основным критерий – близость выделяемых компонент NRM в определенном температурном интервале к среднему по всему разрезу палеомагнитному направлению, которое выделено, как правило, выше 540°C . Однако этого недостаточно, чтобы отнести такую компоненту NRM к определенному интервалу времени. Это возможно, если точно знать, что носителем данной компоненты является однодоменный магнитный минерал (в нашем случае магнетит), в случае же заметной роли многодоменных зерен все их намагничивание будет происходить близ точки Кюри. Для распознавания “одно-многодоменности” зерен используется совокупность признаков, таких как магнитная жесткость, выраженная в H_{cr} , Q_n , Q_{nr} , форма кривой $J_n(T)$, линейность диаграмм Араи-Нагаты ($dJ_n - dJ_{ri}$), сходство в изменениях dD , dI , т.е. вариаций, у нескольких соседних образцов, а также отношение J_n/J_{ri} (табл. 1). Как известно [Шолпо, 1977], у ансамблей многодоменных зерен $J_n/J_{ri} \sim 3$ и уменьшается с увеличением в ансамбле магнитных зерен доли однодоменных частиц. В случае же кристаллизационной намагниченности отношение $J_n/J_{ri} \approx 1$ [Нгуен, Печерский, 1985]. Таким образом, если J_n и J_{ri} созданы в близких внешних магнитных полях и J_n/J_{ri} и $J_{ri}/J_{ri} \approx 3$, то это служит признаком того, что J_n связана преимущественно с многодоменными зернами и является термоостаточной, если же $J_n/J_{ri} \approx 3$, а $J_{ri}/J_{ri} \approx 1$, это означает, что J_n скорее кристаллизационная или химическая (в случае последней обычно $J_{ri}/J_{ri} < 1$ [Нгуен, Печерский, 1987]).

Как видно по величинам J_n/J_{ri} и J_{ri}/J_{ri} и коррелирующими с ними величинами Q_{nr} (табл. 1), ос-

новной вклад в J_n и J_{ri} при комнатной температуре составляют многодоменные зерна, и в $\sim 70\%$ образцов J_n является термоостаточной намагниченностью. Речь здесь идет о полной естественной остаточной намагниченности. В большинстве образцов выше 500°C выделяется компонента, которая является термоостаточной, и приобретена она на стадии остывания интрузива (см. ниже, результаты термочистки). Очевидно, состояние магнитных зерен в интервале температур $540\text{--}580^{\circ}\text{C}$ близко к однодоменному.

Спектр вариаций D и I исследовался в двух вариантах: 1) использован весь температурный интервал чистки J_n от 440°C до 580°C , сюда попадает сумма компонент, но явно преобладает вторичная компонента NRM , приобретенная 2–1.9 млрд. лет назад (см. ниже); 2) рассмотрен отдельно температурный интервал первичного остывания интрузива, обычно он выше 540°C , учтена смена полярности, главный критерий разделения образцов – по их палеомагнитному направлению, соответствующему среднему первичному палеомагнитному направлению или направлению более позднего перемагничивания.

Процедура перевода данных из равномерного “температурного” ряда в равномерный временной заключалась в следующем. Для каждого пятиградусного шага вычислялись величины D и I счищенной части парциальной намагниченности J_n . Поскольку временные границы данного температурного шага известны, данные D и I мы относили к середине этих временных границ, а пределы временного интервала, которым эти данные соответствуют, определяли как полуразность этих временных границ. Полученные таким путем для каждого образца неравномерные временные ряды вариаций D и I преобразованы в равномерные путем сглаживания треугольным временным окном с “эффективным” окном осреднения в 15 тысяч лет и шагом в 10 тысяч лет – для “короткопериодной” части спектра и окном осреднения в 50 тысяч лет и шагом в 30 тысяч лет – для “длиннопериодной” части спектра. При вычислении среднего значения D и I для данного интервала осреднения каждому определению приписывается вес от 0 до 1 обратно пропорционально расстоянию от середины временного интервала, попадающего в интервал осреднения, до центра интервала осреднения. Для учета точности датировки в вес вводится коэффициент, пропорциональный той части отрезка времени, которая перекрывается основанием треугольника осреднения.

Полученные таким путем для каждого образца равномерные временные ряды данных D и I проанализированы методом Фурье. Вариации с максимальными значениями амплитуд (обычно около 5 периодов) затем были проанализированы методом градиентного спуска [Филиппов, 1985;

Таблица 1. J_{rt}/J_{ri} и J_n/J_{ri} , Q_{nf} , доменное состояние, природа J_n и точки Кюри магнитных минералов в образцах Мончегорского интрузива

№	J_{rt}/J_{ri}	J_n/J_{ri}	Q_{nf}	Доменное состояние	Природа J_n	Основные T_d
2	2.45	2.1	17.9	MD + SD	TRM	575 (585)
3	3.65		9	MD	TRM	575 (585)
4	3.89	11.4?	25.8	MD	TRM?	575 (585)
5	2.39	5.1	26.4	MD + SD	TRM	575
6	3.47	3.6	17.5	MD	TRM	575 (585)
7	1.9	6.9?	19.3	SD + MD	TRM	575
9	2.4	0.52	1.4	MD + SD	CRM?	555, 575
10	4.6	3.8	6.3	MD	TRM	545
12	3.13	4.6	13.2	MD	TRM	560
30	2.17	7.7?	42.7	MD + SD	TRM	565, 580
33	2.4	1.4	23.8	MD + SD	KRM + TRM	565
35	5.4	2.7	12	MD	TRM	565
37	4.3	0.84	4	MD	KRM	565
38	2.24	0.65	3.2	MD + SD	CRM?	545 (560, 580)
39	3.14	1.07	2.1	MD	KRM	565
40	4.7	0.6	1	MD	CRM?	545 (560)
42	3.5	3.26	15	MD	TRM	575 (585)
43	2.3	4.2	<0.5	MD + SD	TRM?	575
45	2.1	0.33	0.6	MD + SD	CRM?	585
46	2.65	0.66	3.2	MD	CRM	545, 565 (580)
47	6.2?	9.2?	116	MD	TRM	545 (560, 585)
48	2.64	6.5?	19	MD	TRM	545, 565
49	2.96	0.72	1.5	MD	CRM	545? 585?
51	1.92	2.16	16	MD + SD	TRM	565 (580)
53	1.9–2.4	3.4–4.3	29	MD + SD	TRM	560

Примечание: TRM, KRM, CRM – термическая, кристаллизационная и химическая остаточная намагниченность соответственно. Повышенные значения отношений, возможно, связаны с неполным созданием идеальной остаточной намагниченности в переменном поле 90 мТл и др. причинами, в том числе в случае высоких J_n/J_{ri} : это может быть связано с большими всплесками NRM в районе 540–550°C и неточной интерполяцией величины NRM. Q_{nf} – отношение Кенигсбергера ($J_n/0.5\chi$) для ферромагнитной части восприимчивости (χ_f есть разность измеренной величины восприимчивости и парамагнитной ее части, равной примерно 4×10^{-4} ед. СИ), у образцов с всплеском NRM величина Q_{nf} , как и NRM, интерполирована. MD, SD – соответственно многодоменные и однодоменные зерна. Основные T_d – температуры деблокирования NRM, близкие к точкам Кюри, на T_d , приведенную в скобках, приходится незначительная доля величины NRM. У образца 43 возможна большая ошибка в определении J_n/J_{ri} и Q_{nf} из-за очень малой величины $J_n < 0.1$ мА/м.

Филиппов, Ротанова, 1987] для уточнения периодов и амплитуд вариаций и их статистической значимости.

Проще обстоит дело с определением магнитной полярности: даже при частичном перемагничивании с большой долей вероятности можно говорить о первичной магнитной полярности в случае сходства направления NRM со средним, но и здесь остается проблема – граница зоны данной магнитной полярности из-за перемагничивания может сместиться, что проверяется корреляцией колонок. Колонки магнитной полярности построены для большинства образцов, чего не скажешь

о колонках изменения направления разностных векторов dD и dI .

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОЧИСТКИ

Намагниченность. По поведению величины намагниченности в ходе T -чистки можно разделить кривые $J_n(T)$ на три типа (рис. 4):

I. обычная кривая “магнетитовая”, Q -типа или близкая “столообразной”, ее T_d варьирует от 550°C до 585°C, в ряде образцов присутствуют одна-три фазы с разными T_d .

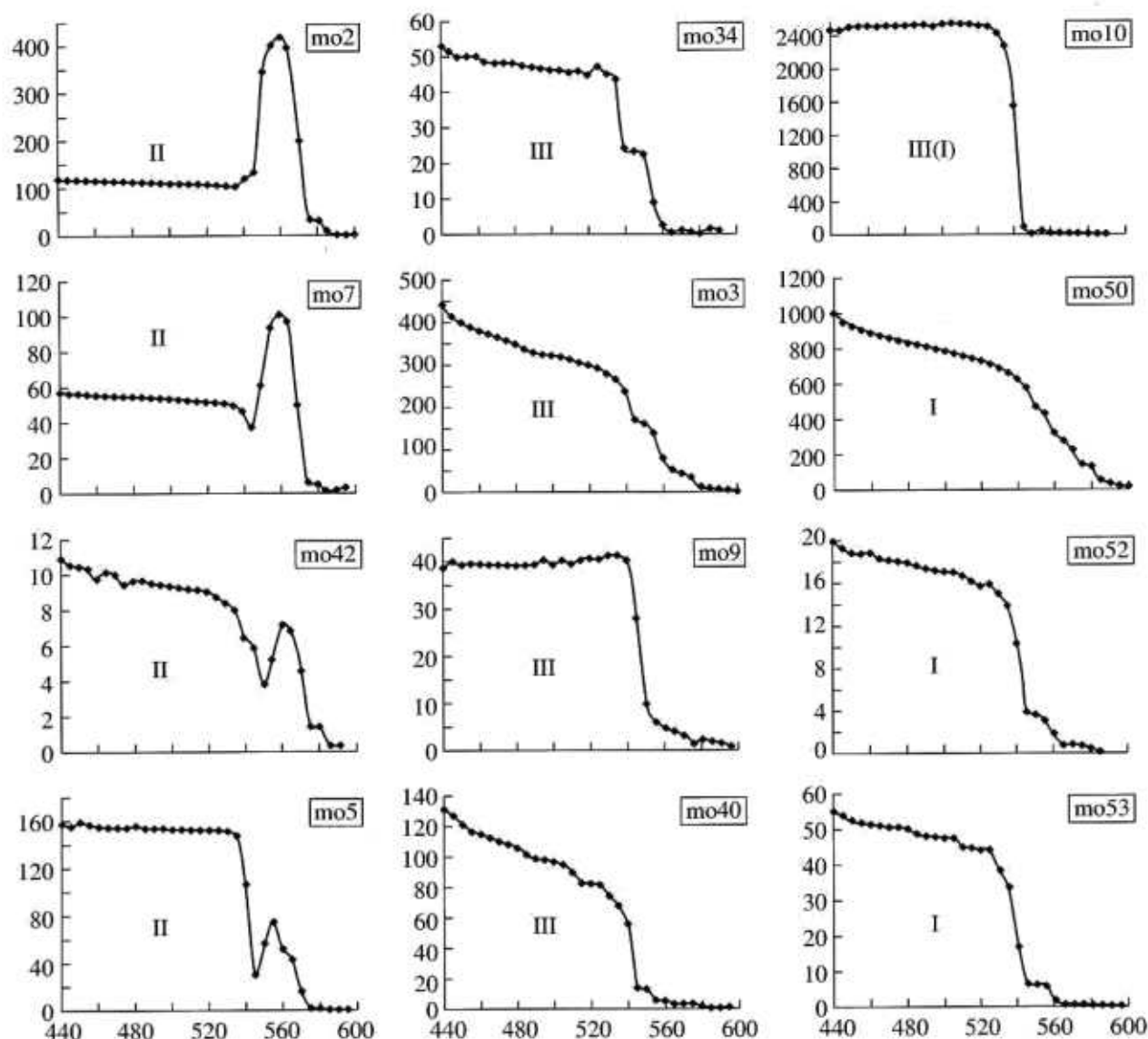


Рис. 4. Примеры зависимости $J_n(T)$ I, II и III типа (см. текст). Виден плавный переход от II типа к I типу. Везде по горизонтальной оси – температура, °С, по вертикальной – намагниченность, мА/м.

II. Резкое возрастание J_n , начиная с 545–555°C, пик приходится на 550–560°C. Высота пика различна.

III. Пик как бы вырождается в уступ кривой $J_n(T)$. Между II и III типами существует плавный непрерывный переход (рис. 4), следовательно, природа их одина или очень близка, и тип III является промежуточным между первым и вторым. Разделение образцов на три типа по поведению $J_n(T)$ не зависит от величин восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и температуры ее деблокирования (табл. 1), Q_n , магнитной анизотропии, от степени вторичного перемангничивания (последний фактор сказывается, главным образом, ниже 520–540°C). Во всех случаях у образцов типа II и III кривые $J_n(T)$, $J_r(T)$

имеют обычный для магнетита вид, близкий к Q-типу [Печерский и др., 2002]. Т.е. всплески на кривых $J_n(T)$ II типа, “столообразная” форма кривых $J_n(T)$ I типа и уступы на кривых $J_n(T)$ III типа не связаны с составом и структурными особенностями зерен магнетита. Зато видна зависимость от магнитной полярности. Так, в ходе T-чистки у образцов I типа одна магнитная полярность, чаще прямая (N) обр.32, 38, 40, 41, 45–53, реже обратная (R) обр.9–11, 13. В образцах III типа фиксируются обе полярности, это главное их отличие от образцов группы I. Наконец, 10 образцов II типа имеют N и R полярность, только один – R-полярность и ни одного образца – N-полярности. По разрезу образцы располагаются вполне закономерно: в нижней его части (нижние ~250 м), где четко вы-

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления и координаты полюса пород Мончегорского интрузива

Число образцов, время намагниченности	Пол.	D	I	K	α_{95}	Полюс	
						Долгота	Широта
1) 27, первичная	N	305	-15	19.7	6.1	267.6E	5.2N
2) 23, первичная	R	127	30	10.4	9	263.2E	4.7S
3) разность 1 и 2	$N + R$	306	-23	57.6	13	265.3E	1.3N
4) D-50	$N + R$	256	-23			310E	16S
5) D-30, 1 + 17	$N + R$	276	-40			289E	19.7S
6) 19, вторичная	$N + R$	334	33	12.5	9.1	244.6E	37.3N
7) 13, пирротин, первичная	$N + R$	328	-33	5.8	16.1	255.3E	2S
8) 14, пирротин, вторичная	$N + R$	316	46	12.3	10.7	282.7 E	37.4N
9) Дайки Главного хребта	N					251.1 E	7.9N
10) Диабазы, Воче-Ламбина	$N + R$					247.6 E	5.7N

Примечание: Пол. – N , R -полярность высокотемпературной компоненты NRM (прямая N - и обратная R -полярность определены условно, вслед за [Elming et al., 1993; Храмов и др., 1997]), D – склонение и I – наклонение этой компоненты, K – кучность, α_{95} – угол доверия, ПОЛЮС – координаты полюса, определенные по направлению высокотемпературных компонент NRM , первичной и вторичной. Полюсы 9 и 10 [Храмов и др., 1997] относятся к объектам, близким по местоположению и возрасту Мончегорскому интрузиву.

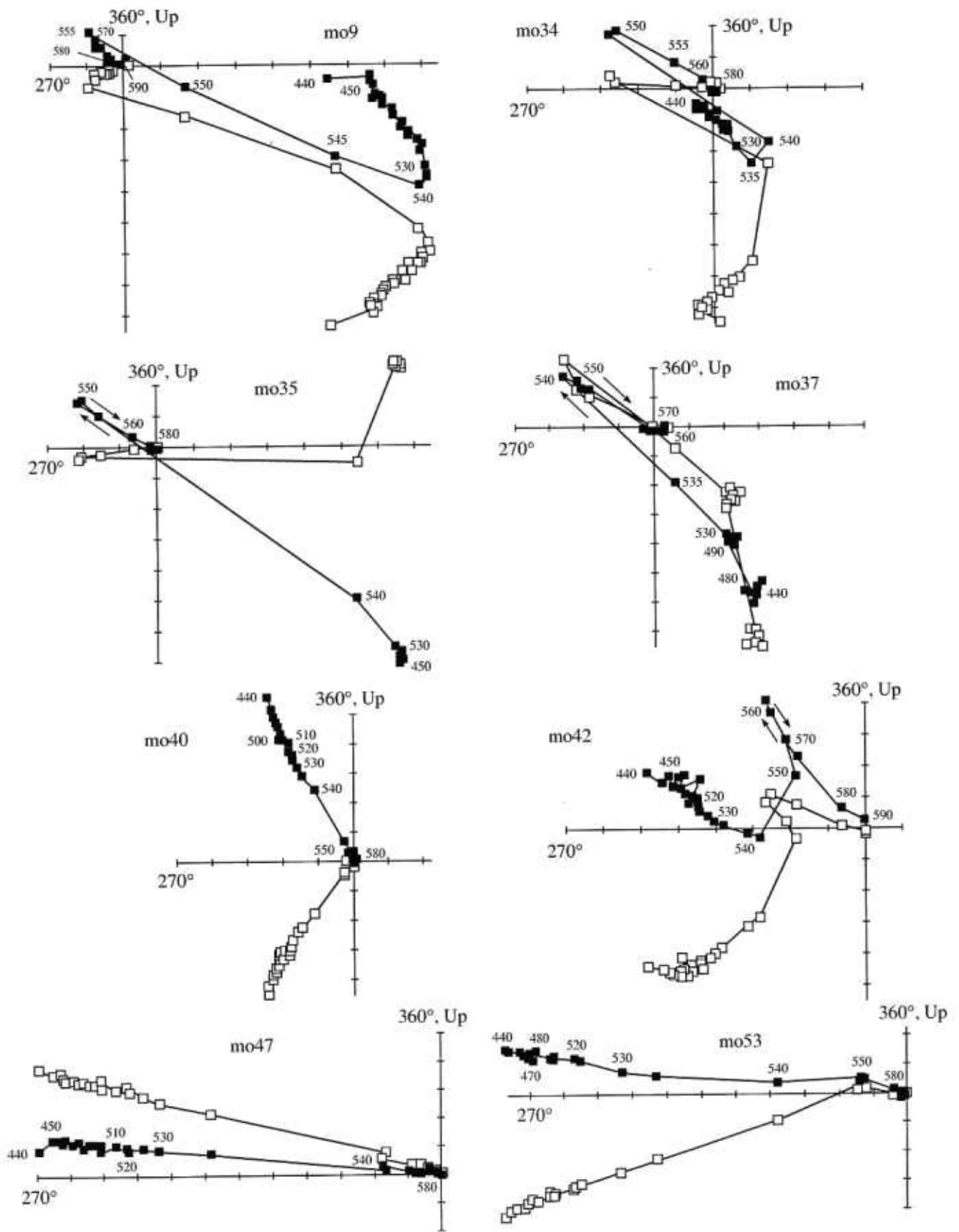
деляются две магнитозоны прямой (580–550°C) и обратной полярности (ниже 550°C), явно преобладают образцы типа II, в верхней части разреза (верхние ~150 м), где отмечается только прямая магнитная полярность, преобладают образцы типа I.

Возможно следующее объяснение такого поведения $J_n(T)$. Существуют в образцах II типа две компоненты J_n разной полярности, одна из которых (обычно это обратная магнитная полярность) имеет меньшие температуры деблокирования (ниже 550°C) и/или ее носители образовались ниже 550°C, тогда как зерна с прямой полярностью образовались при более высокой температуре и имеют большие T_d и T_c . Соотношение вкладов этих двух компонент различно. Сказанное объясняет появление кривых $J_n(T)$ типа II и плавный переход между II и I типами через тип III. Такое объяснение справедливо, если подавляющая часть магнитных зерен имеют однодоменный размер в интервале 500–580°C. В трети изученных об-

разцов, судя по $J_n/J_{n1} \approx 1$ (табл. 1), преобладает кристаллизационная остаточная намагниченность, и при этом некоторые из них имеют первичное палеомагнитное направление, близкое образцам, имеющим термоостаточную намагниченность времени остывания интрузива (см. ниже). Это не противоречит тому, что такие образцы намагнитились на стадии остывания интрузива. Если при температуре 450–500°C, т.е. ниже точки Кюри магнетита, образовывались зерна магнетита, то они приобретали кристаллизационную намагниченность. При этом их температура деблокирования при T -чистке будет 500–540°C (рис. 1). Такой процесс, очевидно, шел и позднее, 2–1.9 млрд. лет назад, во время мощных тектонических движений, сопровождавшихся прогревом до температур ~400°C (зеленокаменный метаморфизм, отмеченный у разломов), что соответствует при T -чистке температуре деблокирования ~500°C (рис. 1). В пользу такой интерпретации говорит преимущественное

Рис. 5. Примеры диаграмм Зийдверельда. Обр.9, в интервале 480–515°C выделяется первичная KRM обратной полярности, между 540°C и 555°C – вторичная KRM прямой полярности, между 555°C и 580°C – первичная KRM обратной полярности; обр.34, ниже 540°C выделяется вторичная компонента NRM прямой полярности, между 540°C и 550°C – первичная компонента обратной полярности и между 550°C и 570°C – первичная компонента прямой полярности; обр. 35, ниже 515°C выделяется вторичная компонента обратной полярности, от 540°C до 550°C выделяется первичная компонента обратной полярности, от 555°C до 580°C – первичная компонента прямой полярности; обр. 37, от 20°C до 500°C выделяется вторичная компонента обратной полярности, от 500°C до 540°C фиксируется KRM обратной полярности, от 540°C до 565°C – первичная компонента прямой полярности; обр. 40, вплоть до точки Кюри магнетита фиксируется вторичная компонента прямой полярности, скорее всего это химическая намагниченность; обр. 42 – пример сложного поведения NRM близ разлома, это преимущественно KRM , до 545°C это вторичная компонента прямой полярности, между 550°C и 560°C – первичная компонента обратной полярности, выше 560°C – первичная компонента прямой полярности; обр. 47, от 20°C до 580°C фиксируется первичная компонента NRM (TRM) прямой полярности; обр. 53, до 550°C выделяется вторичная компонента прямой полярности, выше до 575°C – первичная компонента прямой полярности.

Полые значки – проекция на вертикальную плоскость, заштрихованные значки – проекция на горизонтальную плоскость.



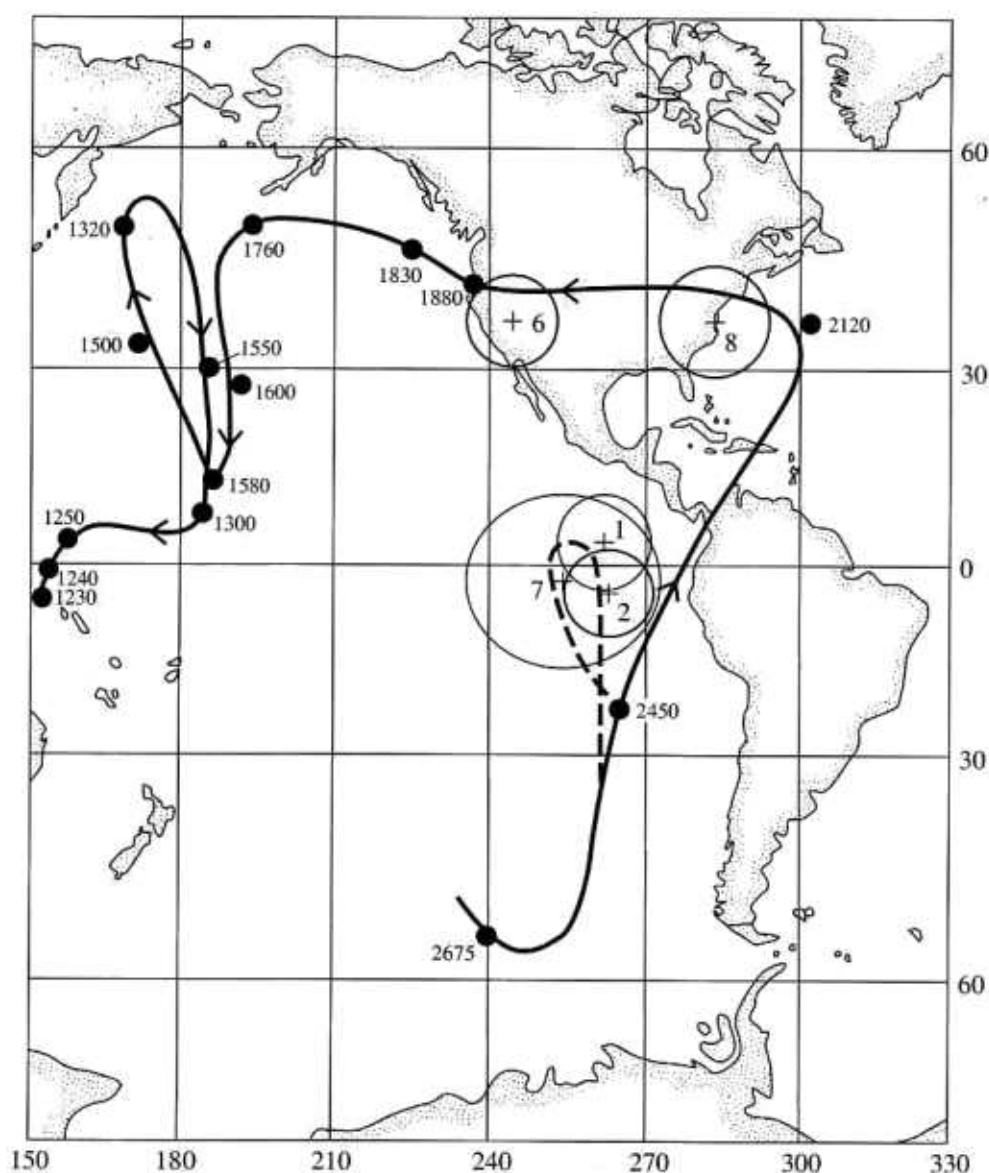


Рис. 6. Траектория кажущегося движения полюса (APWP) Балтийского щита (кружки, соединенные линией) по [Elm-ing et al., 1993] и положения полюсов Мончегорского интрузива, определенные по первичной и вторичной компонентам *NRM* (+). Цифры у кружков – возраст полюса в млн. лет, цифры у значков + – номера полюсов из табл. 2.

распространение такого вида намагниченности близ разлома, пересекающего профиль отбора образцов (образцы 37–46, табл. 1). Магнитные зерна, имеющие кристаллизационную или химическую остаточную намагниченность, характеризуются пониженными значениями Q_{mf} (табл. 1).

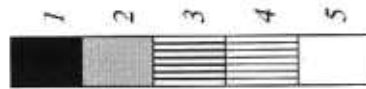
Компонентный анализ и палеомагнитный полюс. В результате компонентного анализа данных детальной *T*-чистки четко выделяются выше 500°C две высокотемпературные компоненты *NRM* (рис. 5). Средние их направления отличаются незначимо по наклонению на 15° (табл. 2),

Рис. 7. “Магнитохронологические” колонки, построенные по данным компонентного анализа разностных векторов в процессе детальной *T*-чистки. 1, 2 – прямая (*N*) магнитная полярность (1 – интервалы первичного остывания, 2 – более позднее перемагничивание); 3, 4 – обратная (*R*) полярность (3 – интервалы первичного остывания, 4 – более позднее перемагничивание); 5 – ненадежные интервалы. Полностью ненадежные образцы в рисунок не включены. Шкала времени построена на основании рис. 2 и 3 (см. раздел “методика”). “Нулевая” точка (температура Кюри магнетита) смещается от основания разреза до верха примерно за 10 тысяч лет. Расстояние между колонками пропорционально расстоянию по вертикальной мощности разреза между образцами в метрах.

Образец		по1		по2		по3		по4		по5		по6		по7		по8		по9		по10		по11	
		$T_D, ^\circ C$	$T_B, ^\circ C$	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность	$t_{ост}$ тыс. лет	полярность
445	356	1200		1200		1200		1200		1200		1200		1200		1200		1200		1200		1200	
450	363	910		910		910		910		910		910		910		910		910		910		910	
455	372	800		800		800		800		800		800		800		800		800		800		800	
460	382	680		680		680		680		680		680		680		680		680		680		680	
465	389	590		590		590		590		590		590		590		590		590		590		590	
470	397	530		530		530		530		530		530		530		530		530		530		530	
475	406	470		470		470		470		470		470		470		470		470		470		470	
480	416	405		405		405		405		405		405		405		405		405		405		405	
485	424	350		350		350		350		350		350		350		350		350		350		350	
490	432	315		315		315		315		315		315		315		315		315		315		315	
495	442	275		275		275		275		275		275		275		275		275		275		275	
500	449	240		240		240		240		240		240		240		240		240		240		240	
505	458	205		205		205		205		205		205		205		205		205		205		205	
510	467	180		180		180		180		180		180		180		180		180		180		180	
515	477	160		160		160		160		160		160		160		160		160		160		160	
520	484	140		140		140		140		140		140		140		140		140		140		140	
525	492	125		125		125		125		125		125		125		125		125		125		125	
530	500	105		105		105		105		105		105		105		105		105		105		105	
535	509	90		90		90		90		90		90		90		90		90		90		90	
540	518	75		75		75		75		75		75		75		75		75		75		75	
545	526	63		63		63		63		63		63		63		63		63		63		63	
550	534	48		48		48		48		48		48		48		48		48		48		48	
555	542	40		40		40		40		40		40		40		40		40		40		40	
560	551	30		30		30		30		30		30		30		30		30		30		30	
565	559	20		20		20		20		20		20		20		20		20		20		20	
570	567	12		12		12		12		12		12		12		12		12		12		12	
575	573	3		3		3		3		3		3		3		3		3		3		3	
580	580	0		0		0		0		0		0		0		0		0		0		0	

Образец		мо12		мо30		мо32		мо33		мо34		мо35		мо37		мо38		мо39		мо40		мо41	
$T_D, ^\circ\text{C}$	$T_B, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность	$t_{\text{ост}}, \text{тыс. лет}$	полярность
445	356	1150		1150		1100		1100		1100		1100		1100		1100		1100		1100		1100	
450	363	867		867		825		825		825		825		825		825		825		825		825	
455	372	773		773		745		745		745		745		745		745		745		745		745	
460	382	667		667		655		655		655		655		655		655		655		655		655	
465	389	575		575		560		560		560		560		560		560		560		560		560	
470	397	517		517		505		505		505		505		505		505		505		505		505	
475	406	463		463		455		455		455		455		455		455		455		455		455	
480	416	395		395		385		385		385		385		385		385		385		385		385	
485	424	343		343		335		335		335		335		335		335		335		335		335	
490	432	305		305		295		295		295		295		295		295		295		295		295	
495	442	272		272		270		270		270		270		270		270		270		270		270	
500	449	235		235		230		230		230		230		230		230		230		230		230	
505	458	205		205		205		205		205		205		205		205		205		205		205	
510	467	180		180		180		180		180		180		180		180		180		180		180	
515	477	158		158		155		155		155		155		155		155		155		155		155	
520	484	138		138		135		135		135		135		135		135		135		135		135	
525	492	122		122		120		120		120		120		120		120		120		120		120	
530	500	105		105		105		105		105		105		105		105		105		105		105	
535	509	88		88		87		87		87		87		87		87		87		87		87	
540	518	75		75		75		75		75		75		75		75		75		75		75	
545	526	60		60		58		58		58		58		58		58		58		58		58	
550	534	49		49		50		50		50		50		50		50		50		50		50	
555	542	40		40		40		40		40		40		40		40		40		40		40	
560	551	30		30		30		30		30		30		30		30		30		30		30	
565	559	20		20		20		20		20		20		20		20		20		20		20	
570	567	14		14		15		15		15		15		15		15		15		15		15	
575	573	5		5		7		7		7		7		7		7		7		7		7	
580	580	0		0		0		0		0		0		0		0		0		0		0	

Рис. 7. Продолжение.



Образец	мо42		мо43		мо45		мо46		мо47		мо49		мо50		мо51		мо52		мо53	
	$T_D, ^\circ C$	$T_B, ^\circ C$	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность	$t_{огг}$, тыс. лет	полярность
445	356	1100	1100		1000		1000		1000		900		900		900		900		900	
450	363	825	825		808		808		808		790		790		790		790		790	
455	372	745	745		725		725		725		705		705		705		705		705	
460	382	655	655		635		635		635		615		615		615		615		615	
465	389	560	560		548		548		548		535		535		535		535		535	
470	397	505	505		492		492		492		480		480		480		480		480	
475	406	455	455		438		438		438		430		430		430		430		430	
480	416	385	385		380		380		380		375		375		375		375		375	
485	424	335	335		330		330		330		325		325		325		325		325	
490	432	295	295		292		292		292		290		290		290		290		290	
495	442	270	270		265		265		265		260		260		260		260		260	
500	449	230	230		228		228		228		225		225		225		225		225	
505	458	205	205		200		200		200		195		195		195		195		195	
510	467	180	180		178		178		178		175		175		175		175		175	
515	477	155	155		152		152		152		150		150		150		150		150	
520	484	135	135		132		132		132		130		130		130		130		130	
525	492	120	120		118		118		118		115		115		115		115		115	
530	500	105	105		102		102		102		100		100		100		100		100	
535	509	87	87		86		86		86		85		85		85		85		85	
540	518	75	75		72		72		72		70		70		70		70		70	
545	526	58	58		59		59		59		60		60		60		60		60	
550	534	50	50		50		50		50		50		50		50		50		50	
555	542	40	40		38		38		38		36		36		36		36		36	
560	551	30	30		30		30		30		30		30		30		30		30	
565	559	20	20		20		20		20		20		20		20		20		20	
570	567	15	15		15		15		15		15		15		15		15		15	
575	573	7	7		6		6		6		5		5		5		5		5	
580	580	0	0		0		0		0		0		0		0		0		0	

Рис. 7. Окончание.

можно говорить о положительном тесте обращения. Разница между наклонениями, возможно, обязана разным интервалам осреднения R - и N -компонент и времени, прошедшем между ними. Так, N -компонента осреднена менее чем за ~40 тысяч лет, а R -компонента более чем за 100 тысяч лет, а разница в возрасте их приобретения более 100 тысяч лет (см. ниже). Очевидно, что в средних палеомагнитных направлениях разной полярности не осреднены длиннопериодные вариации, особенно в случае N -компоненты.

Полнос Мончегорского интрузива заметно отличается от $APWP$ Балтии (рис. 6). Возможны три объяснения.

1). "Петля $APWP$ ". Между ~2.6 (на $APWP$ Балтии [Elming et al., 1993] между полюсами 2675 и 2450 млн. лет данных нет) и 2.45 млрд. лет назад траектория движения полюса Балтии делает крутой изгиб, возможно образуя петлю наподобие Свекофенской петли между 1.6 и 1.3 млрд. лет назад (рис. 6). В пользу такого "решения" свидетельствуют полюсы даек базитов в массиве Мончетундра и диабазов Воче-Ломбины [Храмов и др., 1997] (рис. 6, табл. 2). Тела базитов полигона Воче-Ламбина представлены габбро-норитами, близкими по минеральному и химическому составу к образованиям друзитового комплекса [Митрофанов, Пожиленко, 1991], которые в свою очередь близки к породам Мончегорского комплекса. Абсолютный возраст мелких массивов основных и ультраосновных пород (друзитов) – 2.45–2.49 млрд. лет [Кислицын и др., 2000; Баянова и др., 2002]. Абсолютный возраст наиболее ранних даек базитов в массиве Мончетундра не определялся, но также, вероятно, близок к 2.45–2.5 млрд. лет.

2). "Тектонический фактор". Если вращать блок, включающий Мончегорский интрузив, против часовой стрелки и наклонить его на $S3\ 15\text{--}20^\circ$, то полюс Мончегорского интрузива (например, строчки 4 и 5, табл. 2) займет в пределах A_{95} место среди группы палеомагнитных полюсов Карелии и Кольского полуострова, средний возраст которых 2.45 млрд. лет и средние координаты полюса $23^\circ S, 273^\circ E$ ($A_{95} = 12.2^\circ$) [Храмов и др., 1997; Печерский и др., 2002].

3). "Перемагничивание". Во многих образцах интрузива и прогретых им вмещающих породах выделяется в широком интервале температур вплоть до точки Кюри магнетита, но чаще ниже $520^\circ C$, вторичная компонента NRM , связанная как с магнетитом (строка 6 табл. 2), так и с пирротинном (строка 8 табл. 2). Сопоставление положения полюса, вычисленного по этой компоненте, с $APWP$ Балтии, свидетельствует, что возраст этой компоненты ~1.9–2 млрд. лет (рис. 6). К этому времени относится мощная тектоническая перестройка региона (см. геологический очерк). Некоторый разброс координат полюсов, наличие у

вторичной компоненты прямой (преимущественно) и обратной (редко) полярности, свидетельствует, что процесс приобретения ее был длительным. Сохранение в ряде пирротинсодержащих образцов первичной компоненты NRM (строка 7 табл. 2) свидетельствует о неоднородности этого процесса. Вторичная компонента имеет свойства TRM (образцы 2–7, 12, 30, 35, 42, 48, 51, 53), KRM и CRM (образцы 9, 30, 38, 39, 40, 46, 49) (см. раздел "методика", табл. 1), что позволяет связать ее с более поздним (1.9–2 млрд. лет назад) прогревом до весьма высоких температур и возможным новообразованием при этом новых магнитных минералов, отсюда появление кристаллизационной намагниченности (см. об этом также выше). Как видно по положению полюса, связанного с вторичной компонентой NRM , относительно $APWP$ Балтии, более вероятно, если тектонические движения и были, то они произошли до приобретения вторичной древней компоненты NRM . Не исключено, что смещение полюса Мончегорского интрузива к северу, в сторону полюсов перемагничивания (1.9–2 млрд. лет, рис. 6) связано с неполной ликвидацией высокотемпературного перемагничивания 1.9–2 млрд. лет назад из-за близких диапазонов T_d у новообразованных зерен магнетита и образованных на стадии остывания интрузива.

В случае первого и второго вариантов картина поведения вариаций геомагнитного поля времени остывания интрузива не нарушается, в случае же третьего варианта она будет искажена, тогда как магнитохронологическая картина сохранится.

"Магнитохронологические" колонки. Компонентный анализ использован также для построения "магнитохронологических" колонок поведения магнитной полярности в процессе остывания интрузива: интервалы T_b пересчитаны на относительное время остывания (рис. 2), в результате получаются колонки геомагнитной полярности (рис. 7). Примем за положительное палеомагнитное направление $D = 306^\circ$ и $I = -23^\circ$. В таком случае, как видно из рис. 7, все колонки начинаются с N -полярности (магнитозона $N1$), и при $T_d = 550\text{--}560^\circ C$ проходит граница между N - и R -полярностью, т.е. N -полярность в наших колонках охватывает интервал 30–40 тысяч лет (рис. 2, 3). Такая картина прослеживается от основания разреза, от образца 2 до образца 43 (мощность ~250 м), в образцах 42 и 43 эта граница "опускается" до ~20 тысяч лет, и выше, за разломом, проходящим в районе образца 44 (на рис. 7 обр. 44 отсутствует, он полностью перемагничен), резко обрывается и в колонках (образцах) 45–53 отмечается надежно только N -полярность ($N2$). Очевидно, по разлому произошло некоторое смещение, прерывающее "непрерывность" разреза. В более поздних частях большинства колонок ($T_d < 540^\circ C$) или отмечается частичное перемагничивание (палеомагнитные направления заметно отличаются от средне-

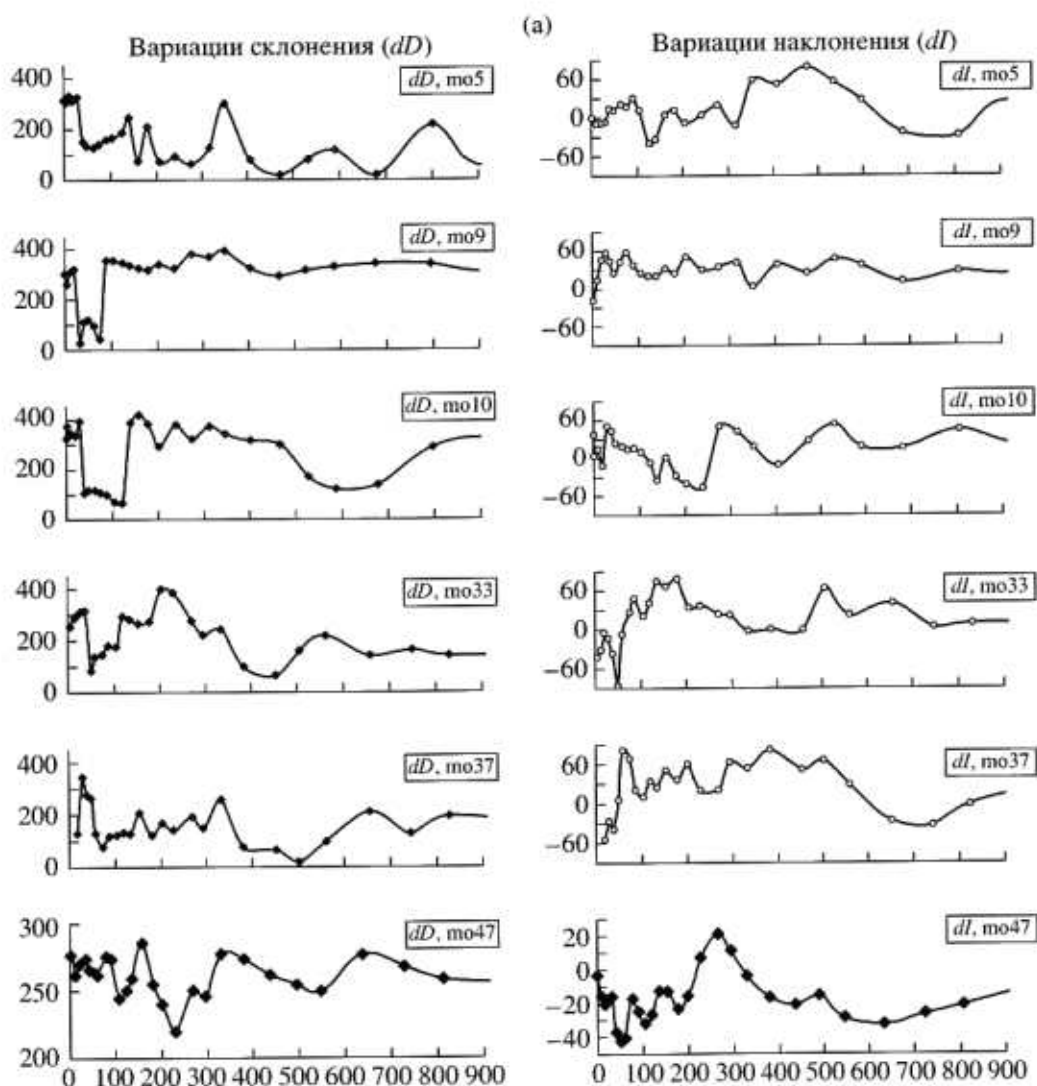


Рис. 8. Вариации склонения (dD , левый столбец) и наклонения (dI , правый столбец) в процессе остывания Мончегорского интрузива, выраженные в разностных векторах NRM в процессе T -чистки (пятиградусные интервалы); $mo2, mo3$ и т.д. – номера образцов: (а) “полные” ряды, охватывающие ~900 тысяч лет; (б) “короткие” ряды, охватывающие не более 140–150 тысяч лет (далее выделяется только вторичная намагниченность). Как видно из рисунка, подобие у “длинных” рядов практически отсутствует.

го направления высокотемпературных компонент NRM) или температуры деблокирования главным образом находятся выше 500°C (многодоменные зерна). Первый фактор отмечен на рис. 7 слабой окраской, последний фактор относится к образцам (колонкам), которые характеризуются практически прямой линией $J_r(T)$, параллельной оси T вплоть до $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$ (примеры таких кривых приведены на рис. 4). Для таких интервалов пересчет температур деблокирования (T_d) в температуры блокирования (T_b), а, следовательно, и оценка времени остывания нестрогие. Лишь выше 520°C , где графики Араи-Нагаты ($dJ_n - dJ_{rt}$) имеют прямолинейную форму, что позволяет определять в интервале $540\text{--}580^{\circ}\text{C}$ палеонапряженность [Печерский и др., 2002], можно полагать, что здесь преобладает однодоменное

состояние зерен магнетита. Поэтому для “магнитохронологической” оценки интервалов ниже 500°C пригодны немногие образцы. По ним R -магнитозона прослеживается после $N1$ -магнитозоны до 100–130 тысяч лет (образцы 6, 7, 12, 30, 33, 34, 35, 36) и до 170 тысяч лет (обр. 8), в образце 32 фиксируется следующая $N2$ -магнитозона, которая прослеживается до 1 млн. лет. В верхней части разреза отсутствует R -магнитозона, N -полярность прослеживается на протяжении ~1 миллиона лет (надежно в образце 47, рис. 7). При этом картина N - R -полярности резко обрывается за образцом 43.

Таким образом, сводная “магнитохронологическая” колонка с момента остывания интрузива от 580°C и ниже выглядит так: $N1$ -магнитозона – от 0 до 40–50 тысяч лет, ее верхняя граница в

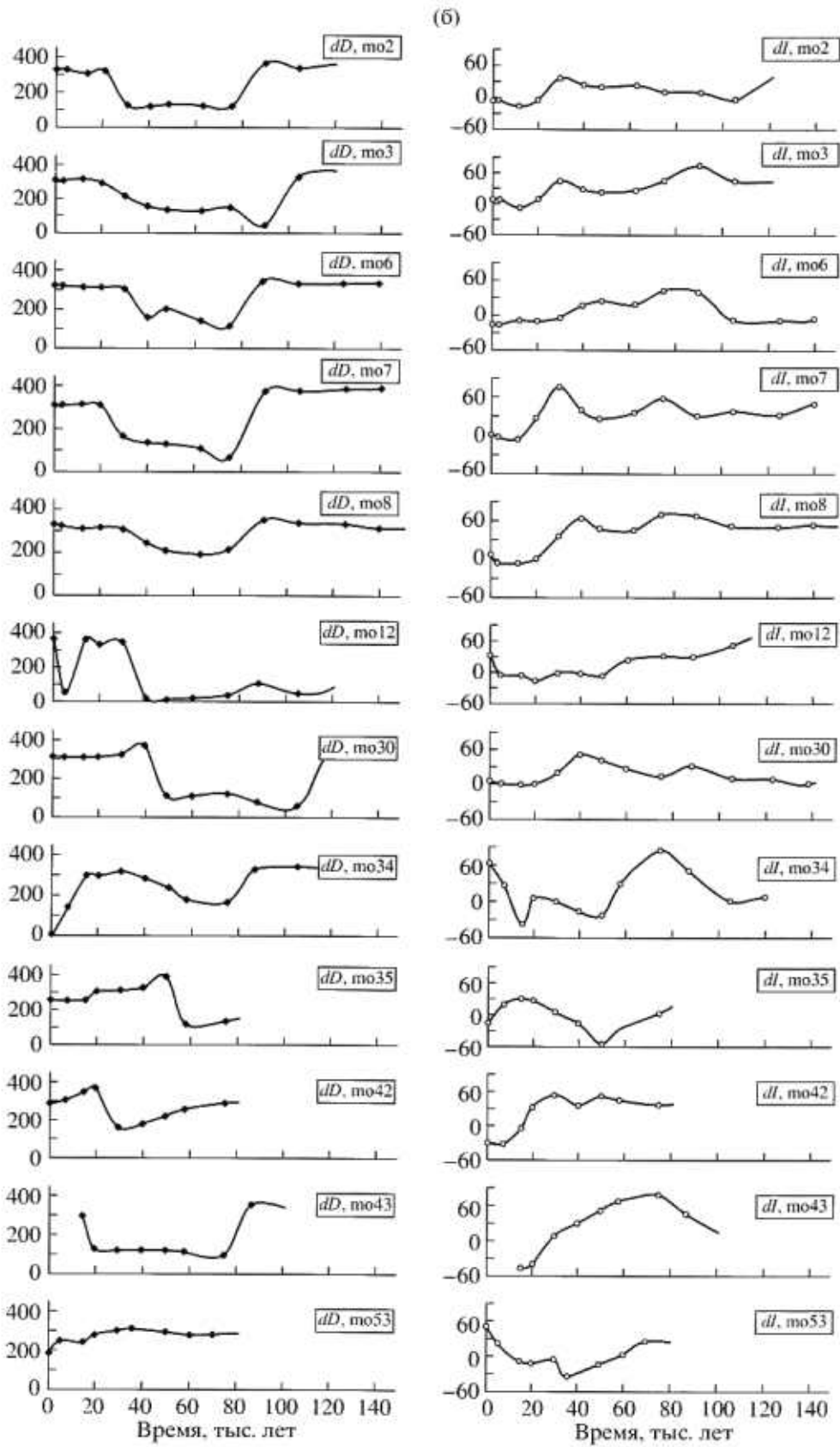


Рис. 8. Окончание.

верхней части разреза смещается до 20 тысяч лет, *R*-магнитозона – от 20–50 до 160–170 тысяч лет, *N2*-магнитозона – от 170 до ~1000 тысяч лет. В верхней части разреза *N*-полярность охватывает всю колонку – 0.9 млн. лет. Интервал обратной полярности по продолжительности подобен позднекайнозойским субхронам.

Вариации направления геомагнитного поля.

Остается лишь небольшое число образцов и короткие температурные, а соответственно и временные, интервалы, где можно говорить о близкой первичной палеомагнитной записи (рис. 8). Главный признак того, что зафиксированы вариации геомагнитного поля, – сходство формы записей *dD(t)*, *dI(t)* у соседних образцов. Для выделения вариаций угловых элементов геомагнитного поля и их анализа выбраны 17 образцов (табл. 4).

Сначала проведен спектральный анализ максимально длинных рядов. В результате в каждом из рядов были выделены от двух до пяти статистически значимых периода. Дисперсия исходных рядов составляет 50°–100° в склонении и 25°–35° в наклонении. Дисперсия остаточных рядов, полученных после вычитания из исходных рядов выделенных гармоник, – в 2–4 раза меньше дисперсии исходных рядов и составляет около 35° в склонении и 6°–10° в наклонении. На гистограмме (рис. 9) отчетливо выделяются характерные периоды, приблизительно одинаковые как в склонении, так и в наклонении (табл. 3), они относятся, главным образом, к вторичному намагничиванию в Свеккофенское время (2–1.9 млрд. лет назад) и/или описывают знакопеременный характер поля (ритмичность переполюсовки). Но нашей задачей является выделение тех колебаний направления геомагнитного поля, которые происходят внутри зоны одной полярности и собственно и называются вековыми вариациями. Результаты анализа полученных рядов приведены в табл. 4.

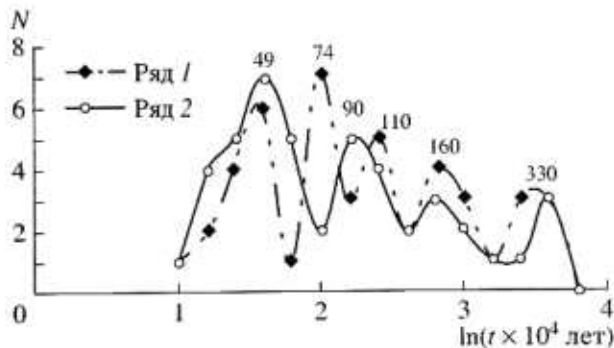


Рис. 9. Гистограмма распределения периодов вариаций геомагнитного поля выделенных по 330-тысячелетнему временному интервалу: 1 – склонения, 2 – наклонения. Цифры у пиков – значения периодов в тысячах лет.

Таблица 3. Периоды и амплитуды основных вариаций, выделенные по 330-тысячелетнему и по 900-тысячелетнему интервалам (курсив)

Диапазон периодов, тыс. лет	Пиковые значения периодов в диапазоне и стандартное отклонение, тыс. лет	Амплитуда <i>D</i> , град	Амплитуда <i>I</i> , град
33–54	49 ± 10	31.3 ± 5.9	10.8 ± 1.3
68–120	74 ± 15(<i>D</i>) 110 ± 15(<i>D</i>) 90 ± 20(<i>I</i>)	61.8 ± 10.1	18.8 ± 3.2
140–220	160 ± 10	51.2 ± 11.3	19.2 ± 3.2
300–380	340 ± 30	70.9 ± 19.2	22.2 ± 4.9
300–480	330 ± 40	46.7 ± 8.6	20.0 ± 3.1
600–1200		39.9 ± 8.4	25.9 ± 5.1

Большинство исследованных рядов относится к зоне прямой полярности; в тех случаях, когда точность измерений позволяла, анализировались ряды данных и по обратной полярности (МО-10, МО-37), а также запись вторичной намагниченности (МО-9, 53). Поскольку для каждого образца и в склонении и в наклонении выделяемые периоды достаточно близки, мы объединили их на общей гистограмме (рис. 10).

Как видно из гистограммы, в спектре вариаций выделяется определенный набор периодов (табл. 5), подобный позднекайнозойскому [Петрова, 1989; Мернер и др., 2001]. Самой короткопериодной является вариация с периодом 2.3 тысяч лет (табл. 4), амплитуда ее несколько меньше современной, что можно объяснить существенным сглаживанием исходных рядов. Значимая разница начальных фаз синусоид в рядах данных *D* и *I* для каждого образца (табл. 4), скорее всего, говорит о разбросе данных, но не исключается их связь с дрейфом геомагнитного полюса. То же самое

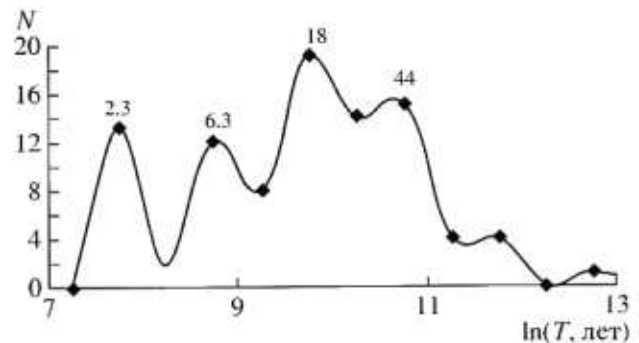


Рис. 10. Суммарная гистограмма распределения периодов вариаций геомагнитного поля (склонения и наклонения), выделенных по зонам одной полярности. Цифры у пиков – тысячи лет.

Таблица 4. Результаты анализа методом градиентного спуска вариаций геомагнитного поля в интервалах стабильной полярности

<i>N</i> обр., Δt , тыс. лет	<i>t</i> , лет	<i>A</i> , град	ϕ , град	<i>Rd</i> , град	Пол.	<i>D</i> _{ср.} , град	<i>I</i> _{ср.} , град
MO-2 <i>D</i> 0-25 <i>I</i>	35400	4.8 ± 1.0	134.2 ± 12.4	0.2	<i>N</i>	-49.7	-14.6
	2200	2.9 ± 1.0	-69.6 ± 10.8				
	36000	4.3 ± 0.6	-174.6 ± 5.5	0.16			
MO-5 <i>D</i> 0-35 <i>I</i>	2200	1.1 ± 0.5	-69.8 ± 15.9		<i>N</i>	-58.9	-8.8
	52000	3.7 ± 0.4	33.4 ± 5.0	0.4			
	10600	0.8 ± 0.3	21.4 ± 19				
	34000	0.3 ± 0.1	-114.7 ± 22.6	0.17			
MO-7 <i>D</i> 0-25 <i>I</i>	17000	1.1 ± 0.1	155.4 ± 6.4		<i>N</i>	-44.5	-2.8
	2600	0.3 ± 0.1	-54.4 ± 25.7				
	29400	2 ± 0.5	127.8 ± 13.6	0.6			
	12800	5.1 ± 1.0	22.7 ± 10.6				
	2400	4.2 ± 0.9	41.6 ± 13.1				
MO-8 <i>D</i> 6-34 <i>I</i>	26040	10.0 ± 0.8	39.0 ± 4.4	1.1	<i>N</i>	-48.8	-7.1
	10220	4.1 ± 0.8	-132.3 ± 0.8				
	27400	8 ± 0.5	-161.6 ± 3.6	0.5			
	12800	1.8 ± 0.5	-83.4 ± 17				
	7200	2.9 ± 1.8	77.6 ± 31.3				
	2800	1.9 ± 1.8	-60.7 ± 40.2				
MO-9 <i>D</i> 6-20 <i>I</i>	28000	3.8 ± 0.5	70.6 ± 6.9	0.4	<i>N</i>	-60.7	30.7
	17000	7.5 ± 0.5	60.7 ± 4.1				
	7600	3.4 ± 1.2	148.6 ± 19				
	2800	3.2 ± 1.2	-115.9 ± 20.1				
	15800	27.8 ± 2.3	43.6 ± 4.7	1.0			
	8000	5.1 ± 2.3	149.7 ± 25.2				
MO-10 <i>D</i> 45-120 <i>I</i>	3200	3.4 ± 2.3	9.8 ± 38.7		<i>N</i> вторич.	-60.7	30.7
	13400	16.9 ± 2.1	-145.2 ± 6.7	0.8			
	8000	7.4 ± 2	-50 ± 16				
	3200	4.6 ± 2	167 ± 23				
MO-10 <i>D</i> 45-120 <i>I</i>	107000	12.4 ± 0.7	44.7 ± 3.3	0.6	<i>R</i>	105.4	17.9
	50000	4.2 ± 0.5	59.7 ± 9.1				
	99000	7.4 ± 0.7	134.7 ± 5.5	0.8			
MO-11 <i>D</i> 0-12 <i>I</i>	36500	1.3 ± 0.7	177.9 ± 28.6		<i>N</i>	-75.0	-15.4
	14000	16.9 ± 0.4	-16.2 ± 1.4	0.3			
	7000	7.3 ± 0.4	-155.1 ± 3.2				
	14000	8.5 ± 1.1	31.8 ± 7.4	0.7			
MO-12 <i>D</i> 25-65 <i>I</i>	7000	1.7 ± 1.1	137.8 ± 38		<i>N</i>	-48.5	-7.3
	55000	1.1 ± 0.2	-155.2 ± 10.8	0.13			
	7000	0.8 ± 0.2	-148.6 ± 14.3				
MO-32 <i>D</i> -2-44 <i>I</i>	25500	4.8 ± 3.2	80.4 ± 30.4	1.2	<i>N</i>	-81.4	-15.9
	53000	8.9 ± 0.3	-122.3 ± 21	0.5			
	24600	3.9 ± 0.3	-80.6 ± 4.8				
	16200	3 ± 0.3	-34.5 ± 6.1				
	6800	2.3 ± 1	16.6 ± 25				
	2800	3.1 ± 1	-40.6 ± 18.5				
MO-32 <i>D</i> 0-130 <i>I</i>	45000	1.7 ± 0.4	-17.5 ± 12.4	0.6	<i>N</i>	-96.2	-14.2
	23000	1.4 ± 0.4	87.9 ± 14.9				
	14800	1.3 ± 0.4	-34.1 ± 16.1				
	304000	31.5 ± 8.9	164.6 ± 8.6	6.2			
	68000	15.7 ± 3.3	-102.5 ± 12.5				
MO-32 <i>D</i> 0-130 <i>I</i>	32000	9.6 ± 3.3	-106.3 ± 19.9		<i>N</i>	-96.2	-14.2
	54000	8.9 ± 2.2	16.1 ± 13.4	3.7			
	37000	4.7 ± 2	71.2 ± 26				
	16000	2.2 ± 2	53.6 ± 53.3				

Таблица 4. (Окончание)

<i>N</i> обр., <i>Δt</i> , тыс. лет	<i>t</i> , лет	<i>A</i> , град	<i>φ</i> , град	<i>Rd</i> , град	Пол.	<i>D</i> _{ср} , град	<i>I</i> _{ср} , град
МО-33 <i>D</i>	22000	1.5 ± 0.2	18 ± 10	0.3	<i>N</i>	-46.6	-13.1
24-44	2400	1.0 ± 0.3	133.8 ± 14.2				
<i>I</i>	22000	1.7 ± 0.4	158 ± 11.7	0.4			
	2400	1.3 ± 0.4	-52.7 ± 16.3				
МО-34 <i>D</i>	22000	5.9 ± 0.4	28 ± 5.2	0.3	<i>N</i>	-52.8	-1.1
26-46	10000	3.4 ± 0.8	141.8 ± 14.7				
	2400	6.5 ± 0.9	133.1 ± 7.8				
<i>I</i>	22000	5.4 ± 0.3	32.6 ± 4.5	0.2			
	10000	3.2 ± 0.6	139.9 ± 12.1				
	2400	6 ± 0.7	135.4 ± 6.7				
МО-37 <i>D</i>	51000	5.9 ± 2.4	30.6 ± 19.3	1.7	<i>N</i>	-51.8	-39.7
35-65							
<i>I</i>	49500	20 ± 4.8	46.6 ± 11	3.7			
МО-37 <i>D</i>	20000	45 ± 5	-133.6 ± 6.5	3.3	<i>R</i>	105.2	19.7
5-25							
<i>I</i>	33000	12 ± 1.2	51.2 ± 5.9	0.7			
МО-42 <i>D</i>	10400	71 ± 24.1	37.8 ± 21.7	2.5	<i>N</i>	-36.8	-14.8
0-18	11600	4.9 ± 2.9	-79 ± 33.3				
<i>I</i>	47400	18.1 ± 2.6	-150 ± 6.1	1.2			
МО-45 <i>D</i>	19800	14.2 ± 0.8	-64.6 ± 3.3	0.8	<i>N</i>	-31.8	-40.3
25-49	6800	6.7 ± 1.7	140.6 ± 14.7				
	2800	5.5 ± 1.7	-175.5 ± 17.5				
<i>I</i>	20800	9.0 ± 0.6	-53.7 ± 3.9	0.5			
	6200	1.4 ± 0.6	-135.5 ± 23.3				
	2400	4.5 ± 0.6	-92.2 ± 7.6				
МО-47 <i>D</i>	107600	7.3 ± 1.2	-52.4 ± 9.0	2.8	<i>N</i>	-95.6	-22.6
0-195	71600	10.4 ± 1.1	43.3 ± 6.4				
	42900	2.8 ± 1.2	149.9 ± 23.4				
<i>I</i>	185500	8.5 ± 0.9	141.0 ± 5.8	2.1			
	63000	6.5 ± 0.9	4.7 ± 7.7				
	43000	2.2 ± 0.9	175.6 ± 22.7				
МО-52 <i>D</i>	50500	24.8 ± 7.3	-150 ± 16.7	10.6	<i>N</i> + химич. намагн.	-95.2	-1.9
0-105	24500	11.7 ± 6.9	-150 ± 17				
	14000	6.6 ± 6.8	-59 ± 59				
<i>I</i>	98000	11.8 ± 2.3	-162 ± 10.7	3.4			
	42000	9.9 ± 2.3	-3.6 ± 12.4				
	19500	3.4 ± 2.2	-178.1 ± 36.2				
МО-53 <i>D</i>	135000	16.5 ± 0.9	-130 ± 3	1.3	<i>N</i> вторич.	-73.1	20.5
65-190	61500	8 ± 0.9	-102 ± 6				
	42000	6.4 ± 0.9	-36 ± 8				
	33000	3.7 ± 0.9	47 ± 14				
	16000	2.4 ± 1.2	-137 ± 29				
	7250	1.8 ± 1.2	97 ± 39				
<i>I</i>	60500	3.2 ± 0.3	46.7 ± 5.5	0.5			
	41500	1.9 ± 0.3	155.1 ± 8.9				
	16000	0.6 ± 0.3	90 ± 27.3				
	7000	0.6 ± 0.3	170.8 ± 27.7				

Примечание. В левой колонке указан номер образца и временной интервал исследованной записи, время отсчитывается от момента прохождения образцом температуры 580°C. Во второй колонке представлены наборы периодов синусоид, которыми аппроксимированы исходные ряды склонения *D* и наклонения *I*; *A* – величины амплитуд этих синусоид, *φ* – их начальные фазы, относящиеся к левой границе временного интервала. *Rd* – среднеквадратическая ошибка аппроксимации (разница между исходным рядом и аппроксимирующей кривой); Пол. – геомагнитная полярность; *D*_{ср} и *I*_{ср} – средние значения склонения и наклонения, полученные по данному временному интервалу.

Таблица 5. Периоды и амплитуды основных вариаций угловых элементов геомагнитного поля, выделенные по интервалам стабильной полярности поля

Моды периодов и стандартное отклонение, тыс. лет	Амплитуда D , град	Амплитуда I , град
2.3 ± 0.5	3.6 ± 0.7	2.7 ± 0.9
6.3 ± 2	3.8 ± 0.8	3.2 ± 1
18 ± 4	13.7 ± 4.8	5.2 ± 1.5
44 ± 10	7.7 ± 2.3	7.9 ± 2

можно сказать и о следующей группе вариаций, максимум которых приходится на 6.3 тысяч лет (рис. 10). Как первая, так и вторая группа вариаций имеет небольшую амплитуду и может описывать отклонения геомагнитного полюса от географического.

Заметно большие амплитуды по сравнению с предыдущими имеют вариации с периодом около 18 тысяч лет (особенно в D). Из сопоставления начальных фаз вариаций D и I этого периода можно сделать вывод о синхронности колебаний в обоих рядах (колебания в D и I , как правило, находятся либо в фазе либо в противофазе).

Период в 44 тысячи лет, который был выделен также при анализе длинных рядов, прослеживается во время остывания Мончегорского интрузива, во время Свекофенских событий и в позднем кайнозое [Мернер и др., 2001; Петрова, 1989].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая статья является продолжением исследований Мончегорского интрузива и посвящена главным образом результатам детальной термочистки образцов интрузива. По петромагнитным и палеомагнитным данным показано, что в результате распада пироксена шла кристаллизация магнетита ($T_c = 545\text{--}585^\circ\text{C}$), начиная с температуры выше его точки Кюри и до $\sim 400^\circ\text{C}$ (возможно, и ниже, но мы это не можем уверенно зафиксировать) в процессе остывания (2500 млн. лет назад) и во время мощных Свекофенских тектонических преобразований ($\sim 2000\text{--}1900$ млн. лет назад). Соответственно, в трети изученных образцов явно преобладает кристаллизационная и/или химическая остаточная намагниченность, часть которых приобрели намагниченность на стадии остывания интрузива, что видно по их палеомагнитным направлениям. Растянутый процесс кристаллизации магнетита не мешает оценке геомагнитной полярности, но, очевидно, искажает картину палеовариаций направления поля.

Уточнены координаты палеомагнитных полюсов, относящиеся к двум этапам, остыванию (265.3°E , 1.3°N) и вторичному намагничиванию

(244.6°E , 37.3°N). Предлагаются три варианта интерпретации палеомагнитных направлений, объясняющих их отклонение от $APWP$ Балтии: 1) петля $APWP$ между ~ 2.6 и 2.45 млн. лет назад, 2) тектонический поворот и наклон блока и 3) кристаллизация магнетита по пироксену во время Свекофенских тектонических движений, связанная с этим процессом кристаллизационная остаточная намагниченность имеет близкие температуры деблокирования с первичной компонентой, что создает частичный вклад в последнюю вторичную намагниченности. При изучении вариаций направления геомагнитного поля первые два варианта не влияют на результат, и лишь третий вариант может исказить картину.

Выполнено численное моделирование на основании решения задачи Стефана и нестационарной задачи теплопроводности. Режим остывания исследовался для различных теплофизических параметров. В итоге анализа результатов мы остановились на наиболее близких для пород интрузива и вмещающих гнейсов теплофизических параметрах: температуропроводность интрузива $1.31 \text{ мм}^2/\text{с}$, вмещающих гнейсов $0.96 \text{ мм}^2/\text{с}$. Нами принята температура вмещающих пород во время внедрения Мончегорской интрузии 200°C . Учитывая отсутствие каких-либо признаков гидротермальных процессов в интрузиве, принятые условия теплофизических расчетов принципиально не должны отличаться от реальных. Полученные оценки времени, видимо, являются нижним возможным пределом.

Таким образом, для каждого образца получена картина поведения направления естественной остаточной намагниченности (D , I) и разностных ее составляющих (dD , dI) для каждого пятиградусного интервала в зависимости от температуры деблокирования (лабораторные нагревы), расчетной температуры блокирования и расчетного относительного времени остывания. Последнее справедливо только для однодоменных зерен, для которых температура разных моментов остывания интрузива есть температура блокирования остаточной намагниченности. По нашим данным это главным образом справедливо для интервала температур деблокирования $540\text{--}580^\circ\text{C}$.

В результате детальной T -чистки (шаг 5°) и теплофизических расчетов построены по каждому образцу магнитохронологические колонки примерно за 1 млн. лет остывания интрузива от 580 до 350°C . Сводная колонка состоит из трех магнитозон: $N1$ ($0\text{--}\sim 40$ тысяч лет), $R1$ ($\sim 40\text{--}\sim 170$ тысяч лет) и $N2$ ($\sim 170\text{--}1000$ тысяч лет). Интервал обратной полярности по продолжительности подобен позднекайнозойским субхронам.

Определены основные периоды спектра палео-вековых вариаций, их моды: 2.3 ± 0.5 , 6.3 ± 2 , 18 ± 4 , 44 ± 10 , 90 ± 20 , 160 ± 10 и 340 ± 30 тысяч

лет. Спектр похож на спектр вековых вариаций в позднем кайнозое.

Из-за малого интервала температуры и, соответственно, времени, где фиксируется первичная термоостаточная намагниченность преимущественно однодоменных зерен магнетита, целесообразно провести более детальную термочистку, по крайней мере, через три градуса, в интервале 520–580°C.

Авторы благодарят А.В. Шацилло – за отбор ориентированных образцов, Г.З. Гурария и А.Ф. Грачева – за тщательное и доброжелательно-внимательное чтение статьи и большое число полезных замечаний. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 01-05-64240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.Б., Ветрин В.Р. (ред. Ф.П. Митрофанов). Геология рудных районов Мурманской области. Приложение 3. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 2002. 53 с.
- Бураков К.С. Комплекс аппаратуры для архео- и палеомагнитных исследований. 1999. М.: ОИФЗ РАН. 32 с.
- Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И., Ганнибал Л.Ф., Пожиленко В.И. U–Pb возраст цирконов из габброноритов и габброанортозитов полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 307–314.
- Козлов Е.К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
- Мернер Н.-А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распов О.М., Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменения магнитного момента Земли // Физика Земли. 2001. № 10. С. 24–32.
- Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. (ред.). Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
- Нгуен Т., Печерский Д.М. Экспериментально полученные признаки кристаллизационной остаточной намагниченности магнетитсодержащих пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. № 8. 1985. С. 48–62.
- Нгуен Т., Печерский Д.М. Признаки химической намагниченности магнетита, образующегося при распаде титаномагнетита // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. № 5. 1987. С. 69–76.
- Петрова Г.Н. Иерархия характерных времен изменений геомагнитного поля // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1346–1350.
- Печерский Д.М., Бураков К.С., Вадковский В.Н., Захаров В.С., Шарков 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.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985.
- Филиппов С.В. Применение методов градиентного спуска и регуляризации для определения параметров сигнала и тренда. Препринт № 57 (590). М. ИЗМИРАН. 1985. 9 с.
- Филиппов С.В., Ротанова Н.М. Методика выделения и пространственно-временная структура 20-летних вариаций геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий. Препринт № 3(692). М.: ИЗМИРАН. 1987. 22 с.
- 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.
- Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В., Галкин А.С., Харрасов М.К. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного комплекса. Российская Арктика. Геологическая история, минерогения, геоэкология. С-Петербург: ВНИИОкеангеология. 2002. С. 485–494.
- Шолто Л.Е. Использование магнетизма горных пород при решении геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.
- Щербаков В.П., Щербакова В.В. О зависимости ошибок определения палеонаправлений от доменной структуры ферримагнитных зерен горных пород // Физика Земли. 2002. № 5. С. 57–64.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U–Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31–46.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered intrusions in the Kola peninsula and Northern Karelia, northeastern Baltic shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 197–205.
- Dodson M.Y., McClelland-Brown E. Magnetic blocking temperatures of single domain grains during slow cooling // J.G.R. 1980. V. 85. P. 2625–2637.
- Elming S.A., Pesonen L.J., Leino M., Khranov A.N., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Bylund G., Terho M. The continental drift of Fennoscandia and Ukraina during the Precambrian // Tectonophysics. 1993. V. 223. P. 177–198.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
- Pullaiah G., Irving E., Buchan K.L., Dunlop D.J. Magnetization changes caused by burial and uplift // Earth planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 133–143.