

УДК 550.382

ДЕТАЛЬНАЯ ЗАПИСЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ОСТЫВАНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

© 2004 г. Д. М. Печерский¹, К. С. Бураков¹, В. С. Захаров², И. Е. Начасова¹

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

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 18.12.2003 г.

Статья посвящена дальнейшему более детальному палеомагнитному изучению записи геомагнитного поля в процессе остывания Мончегорского интрузива, начатому в 2001 г. [Печерский и др., 2002; 2004]. Исследования проведены на образцах, отобранных через 1–2 м по вертикали в интервале от 100 до 161 м от контакта интрузива. На основании теплофизических расчетов оценен режим остывания интрузива в районе отбора образцов. Рассмотрены предельные случаи: а) "максимальный", когда ансамбль магнитных зерен во всех образцах имеет одну точку Кюри, близкую 580°C, б) "минимальный" случай непрерывного набора точек Кюри от 580 до 540°C в каждом образце. Рассчитанное время остывания интрузива от 576 до 518°C в пределах исследуемого участка разреза — около 70 тыс. лет для "максимального" случая и около 45 тыс. лет для "минимального" случая, время "пробегания" по разрезу температуры 560°C составляет 1.45 тыс. лет. В результате детальной температурной чистки получена картина поведения направления геомагнитного поля за время остывания интрузива от 576 до 518°C и б) за время "пробегания" температуры 560°C по разрезу. Наиболее уверенно в изменении склонения и наклонения поля выделяются колебания с периодами около 460 и 10000/7000 лет. Помимо вариаций, на фоне прямой полярности поля зафиксирован экскурс обратной полярности продолжительностью несколько сотен лет.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья посвящена дальнейшему детальному изучению записи геомагнитного поля в процессе остывания Мончегорского интрузива, начатому в 2001 г. [Печерский и др., 2002; 2004]. Единственный объект действительно непрерывной записи поведения геомагнитного поля — это остывающие магматические тела. Отбор образцов из таких тел дает возможность получить два варианта непрерывных записей поведения геомагнитного поля: 1) по изменению намагниченности образцов, приобретенной в одном и том же температурном интервале, 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) по изменению намагниченности каждого отобранного образца от точки Кюри присутствующего в нем магнитного минерала до температуры блокирования в процессе остывания магматического тела, где еще фиксируется в пределах точности измерений значимая доля термоостаточной намагниченности, обычно это в случае магнетита около 400°C [Печерский и др., 2002; 2004; Щербаков, Щербакова, 2002]. Мончегорский плутон является подходящим для подобных исследований объектом. Возраст интрузива около 2.5 млрд. лет [Balashov et al., 1993; Amelin et al., 1995]. Реконструированная полная

мощность интрузива около 3 км, глубина формирования ~10 км, температура вмещающих пород в момент его внедрения превышала 200–250°C [Шарков, 1980]. 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, в результате которой Мончегорский интрузив был разбит разломами на блоки, и породы подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации. Неизмененные породы сохранились в северной части интрузива, где и проводились палеомагнитные исследования.

На первом этапе палеомагнитных исследований [Печерский и др., 2002; 2004] у всех образцов измерялась величина и направление естественной остаточной намагниченности, магнитная восприимчивость и ее анизотропия: у серии представительных образцов измерены намагниченность насыщения, остаточная намагниченность насыщения, термоостаточная и идеальная остаточная намагниченность, созданные в лаборатории, проведен термомагнитный анализ, измерена остаточная коэрцитивная сила. По данным термомагнитного анализа основными носителями остаточной намагниченности являются магнитные минералы, близкие магнетиту, с $T_c = 540\text{--}580^\circ\text{C}$, реже встречается пирротин ($T_c = 325^\circ\text{C}$). Породы интрузива устойчивы к лабораторным нагревам: отношение

восприимчивости, измеренной после нагрева образца до 540–580°C, к ее исходной величине варьирует от 0.8 до 1.08. Это важно для проведения детальной Г-чистки, требующей многократных нагревов образцов до высоких температур.

На втором этапе [Печерский и др., 2004] была проведена детальная термочистка от 280 до 335°C и от 440 до 600°C с шагом 5° (прослеживается изменение остаточной намагниченности, связанной с пирротинном и магнетитом соответственно). До Г-чистки проведена предварительная чистка переменным магнитным полем до 10 мТл, чтобы уменьшить вклад магнитно-мягких многодоменных зерен.

Установлено, что в породах 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 длительным прогревом при ~400°C и новообразованием магнетита во время свекофенской тектонической перестройки региона 2-1.9 млрд. лет назад. Палеомагнитные направления и координаты полюсов: а) время остывания интрузива - *N*-компонента - $D = 305^\circ$, $I = -15^\circ$, $a_{95} = 6.1^\circ$, полюс - $267.6^\circ E$, $5.2^\circ N$; *R*-компонента - $D = 127^\circ$, $I = 30^\circ$, $a_{95} = 9^\circ$, полюс - $263.2^\circ E$, $-4.7^\circ S$; б) время вторичного прогрева - $D = 334^\circ$, $I = 33^\circ$, $a_{95} = 9^\circ$, полюс - $244.6^\circ E$, $37.3^\circ N$. Были построены "магнитохронологические" колонки по каждому образцу, сводная "магнитохронологическая" колонка с момента остывания интрузива от 580°C выглядит так: *N1*-магнитозона - от 0 до 40–50 тыс. лет, *R*-магнитозона - от 40–50 до 160–170 тыс. лет (субхрон), *N2*-магнитозона - от 170 тыс. лет и выше. По надежной части палеомагнитной записи получена картина палеовариаций направления геомагнитного поля, определены основные периоды спектра вариаций, их моды: 2.3 ± 0.5 , 6.3 ± 2 , 18 ± 4 , 44 ± 10 , 90 ± 20 , 164 ± 10 тыс. лет.

На третьем этапе палеомагнитного изучения Мончегорского интрузива, с целью получения более детальной картины палеовариаций геомагнитного поля, в 2002 г. из наиболее обнаженной части интрузива были отобраны ориентированные образцы через 1-2 м, начиная примерно с расстояния в 100 м от эндоконтакта вглубь тела. Отбор осуществлен А.В. Шацилло. Охвачена вертикальная мощность тела 61 м (это интервал предыдущего отбора между образцами мо-9 и мо-34, который производился примерно через 10 м мощности [Печерский и др., 2002; 2004]). Такой отбор позволяет более детально изучить изменение геомагнитного поля.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выделения первичной парциальной термонамагниченности проведена термочистка, режим нагревов: 500, 520, 530, 540°C и далее через три градуса до 580°C. Первые 4 нагрева делались для получения надежной -компоненты, которая была обнаружена ранее, главным образом, в интервале 500–550°C [Печерский и др., 2004]. Интервал детальной Т-чистки (540–580°C) выбран, исходя из предыдущих исследований, для максимального исключения кристаллизационной намагниченности и компоненты, связанной с вторичным прогревом интрузива 2-1.9 млрд. лет назад [Печерский и др., 2004]. Нагревы велись в печи, помещенной в четырехслойный экран из отожденного и затем "очищенного" переменным магнитным полем пермаллоя, магнитное поле внутри печи не превышает 10 нТл. Естественная остаточная намагниченность (*NRM*) измерялась на магнитометре JR-4, магнитная восприимчивость - на KLY-2.

Специфика решения задачи - выявление небольших изменений остаточной намагниченности на фоне измеряемой величины естественной остаточной намагниченности, намного превышающей эти изменения. Соответственно, в измеряемые изменения величины *NRM* входят случайные помехи, вызываемые неоднородными условиями нагрева образцов, их установки в печь, в измерительном приборе, собственно ошибками измерения и т.п. Чтобы избежать систематических ошибок, образцы в печи устанавливались на подставке в разных положениях в разных местах, затем три соседние значения по разрезу или по температуре осреднялись. Ряд кубиков дублированы (проверена повторяемость результата).

Для всех образцов по данным Т-чистки проведен компонентный анализ остаточной намагниченности, при этом использован пакет программ Р. Энкина [Enkin, 1994]. Для каждого образца получены, во-первых, по данным компонентного анализа направления двух компонент "высокотемпературной" и "среднетемпературной" (названия условные, т.к. обе компоненты высокотемпературные) (табл. 1, рис. 1) и, во-вторых, картина поведения направления естественной остаточной намагниченности (*D*, *I*) для каждого трехградусного интервала в зависимости от T_d (лабораторные нагревы), расчетной T_b и расчетного относительного времени остывания (см. ниже).

Основной признак надежности полученных палеомагнитных направлений - близость выделяемых компонент *NRM* в определенном температурном интервале к среднему по всему разрезу палеомагнитному направлению, которое выделено выше 540°C [Печерский и др., 2004]. Чтобы отнести такую компоненту *NRM* к определенному

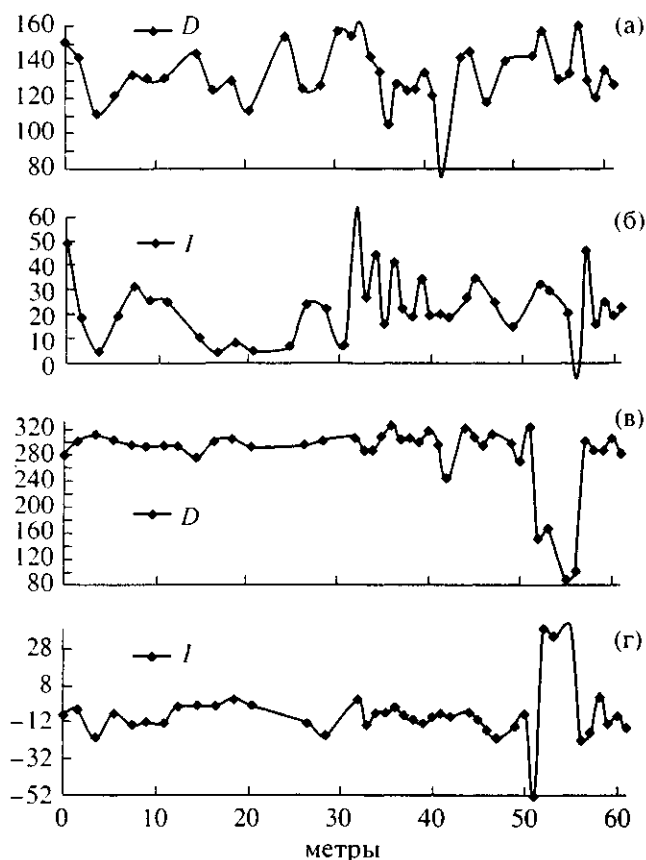


Рис. 1. Изменения направления геомагнитного поля, полученные в результате компонентного анализа результатов термочистки *NRM* образцов вдоль разреза: (а) – склонение *D*; (б) – наклонение *I*, полученные в интервале 500–540°C; (в) – склонение *D*; (г) – наклонение *I*, полученные в интервале 540–576°C.

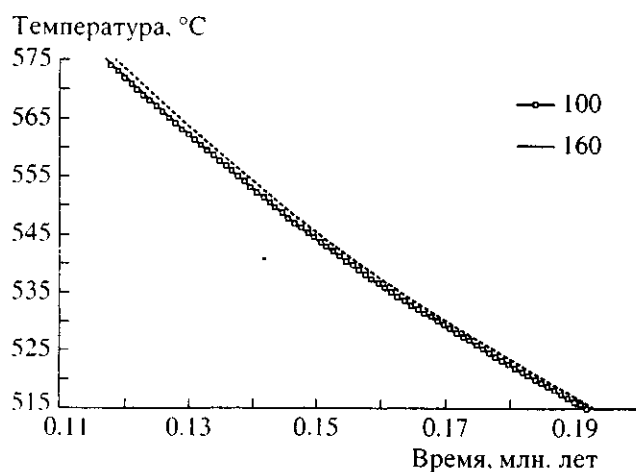


Рис. 2. Динамика изменения температуры T_b с течением времени t при остывании Мончегорского плутона в двух точках (160 м от контакта – верхняя кривая и 100 м от контакта – нижняя кривая). Время отсчитывается от момента внедрения интрузии.

интервалу времени, необходимо показать, что ее носителем является однодоменный магнитный минерал. Как показано в [Печерский и др., 2004], *NRM* большинства образцов в рассматриваемой части разреза является первичной термоостаточной намагниченностью. Так как основной интервал выделения высокотемпературной компоненты *NRM* (540–580°C) близок точкам Кюри носителей этой компоненты, то можно полагать, что магнитное состояние носителей этой компоненты близко однодоменному.

ОЦЕНКА РЕЖИМА ОСТЫВАНИЯ ИНТРУЗИВА

В предыдущих работах [Печерский и др., 2002; 2004] был рассчитан режим остывания Мончегорского интрузива в районе отбора образцов на основании решения задачи Стефана и нестационарной задачи теплопроводности. Были приняты следующие теплофизические параметры: теплопроводность интрузива 1.31 мм²/с, вмещающих гнейсов – 0.96 мм²/с, температура вмещающих пород в момент внедрения интрузива 200°C.

В настоящей работе наиболее детально рассматривается процесс остывания в диапазоне температур 576–518°C, что соответствует температурам деблокирования от 578 до 540°C в процессе температурной чистки [Печерский и др., 2004]. В результате рассчитана динамика изменения температуры T с течением времени t при остывании интрузива в двух точках (100 и 160 м от контакта) в диапазоне 576–518°C (рис. 2). Время остывания от 576 до 518°C для точки 160 м составляет 71.5 тыс. лет, для точки 100 м – 69.7 тыс. лет. В дальнейшем принято одинаковое время остывания на исследуемом участке интрузива 70 тыс. лет, ошибка такого допущения менее 1.5%. Соответственно, для интервала от 576 до 540°C время остывания составляет 45 тыс. лет (рис. 2).

Как известно [Dodson, McClelland-Brown, 1980; Pullaiah et al., 1975], при медленном остывании ферромагнетика температура блокирования (T_b) термоостаточной намагниченности *TRM* в процессе ее приобретения с удалением от точки Кюри становится существенно меньше температуры деблокирования (T_d) в процессе терморазмагничивания *TRM*. Как отмечалось ранее [Печерский и др., 2002; 2004], точки Кюри изучаемых образцов заметно варьируют от 540 до 580°C. При этом в каждом образце есть преобладающая магнитная фаза, но она всегда не единственная. Учесть вклад разных магнитных фаз трудно, поэтому рассмотрены два крайних случая: а) “максимальный”, когда во всех образцах магнитные минералы имеют одну точку Кюри, близкую 580°C, тогда необходимо учитывать время остывания интрузива, т.к. $T_b < T_d$; б) “минимальный”, когда во всех образцах присутствуют магнитные минералы

Таблица 1. Магнитные и палеомагнитные характеристики образцов из Мончегорского интрузива

№	м	J_m	κ	Q_{mf}	Время	T	D	I	Время	T	D	I	D_c	I_c	T_c
ш46	61	3.61	522	0.74	1000	530-540	126.2	21.9	1750	540-543	280.4	-14.6			
ш45	60	7.06	485	2.09	983.6	530-543	134.3	19.1	1715	543-552	303.8	-9	301.3	-5.1	549
ш44	59	12.9	500	3.24	967	540-546	119.2	24.1	1688	546-555	285.2	-12.7	288.8	-9.4	549
ш43	58	11.9	415	19.9	951	500-540	129.5	15.7	1660	540-558	286.8	1.8			
ш42	57	54.8	1261	1.6	934.4	500-530	159.5	45.1	1630	543-558	299.4	-17.6	292	-11.6	555
ш41	56	86.1	1046	3.35	918	500-552	132.3	-16.2	1600	561-579	102.6	-22.1			
ш40	55	6.06	460	2.54	901.6	530-543	129.5	20.1	1572	555-579	87.2	40.5	316.2	7.2	549?
ш38	53	561	715	44.7	869	520-561	156.3	29	1518	567-579	165.6	35.4			
ш37	52	593	707	48.5	852.5	500-549	143	31.9	1490	552-579	150.1	39.6			
ш36	51	128	490	35.7	836				1460	564-579	321.1	-52			
ш35	50	166	820	9.93	819.7				1430	540-579	268.6	-7.4	272.4	-4.3	561
ш34	49	22.4	407	80.4?	803.3	540-543	140	14.6	1402	549-558	297.1	-13.9	294.2	-11.2	555
ш32	47	14.07	451	6.94	770.5	540-549	117.2	24.4	1346	552-558	310.6	-20.5	313.3	-17	555
ш31	46	6.08	426	5.87	754				1317	543-549	293.7	-16.4	288.1	-11.4	549
ш30	45	121	1335	3.25	738	543-546	145.3	34.2	1288	555-576	306.6	-10.5	305.4	-10	567
ш29	44	20.3	771	1.37	721.3	500-530	142.1	26.4	1230	543-564	320.4	-6.3	312.1	-5.4	555
ш28	42	14	400	100?	688.5	500-530	75.8	18.3	1202	530-576	244	-9	328.8	9.5	552?
ш27	41	60.6	615	7.08	672	540-543	120.7	19.7	1170	543-576	296.6	-7.2	301.6	0.5	567
ш26	40	36.9	540	6.62	655.7	520-543	133.3	19.2	1140	543-570	314.6	-9.1	316.7	3.3	567
ш25	39	14.7	490	4.1	639.3	530-540	124.4	34.1	1114	549-561	297.9	-12.4	299.5	-11.7	555
ш24	38	0.73	353	100?	623	530-543	123.7	18.7	1088	543-546	303.7	-10.4			
ш23	37	105	790	6.76	606.6	530-546	127.4	21.9	1060	549-567	302.6	-8.1	302.5	-2.7	564
ш22	36	93.3	664	8.9	590	520-530	104	40.8	1030	540-573	323.7	-3.8	347.3	6.4	570
ш21	35	117	723	9.1	574	530-543	133.9	15.1	1002	549-570	307.3	-6.5	266.2	-4.9	573

Таблица I. Окончание

№	м	J_H	κ	Q_{mf}	Время	T	D	I	Время	T	D	I	D_c	I_c	T_c
ш20	34	22.8	422	26	557.4	520-540	142.4	43.4	974	540-570	286.4	-6.7	284.5	-0.3	576
ш19	33	3.04	432	2.39	541	530-546	161.4	26.5	947	543-555	284	-13.2	276.5	-21.5	549?
ш18	32	41.4	1387	1.05	524.6	540-549	153.9	62.6	917	552-573	304.6	0.3	312.5	3.4	555??
ш17b	30.5	316	5030	1.71	500	540-564	157.3	6.9	873						
ш16	28.5	82.5	640	8.63	467	520-546	126.7	21.3	818	552-567	300.6	-19.3	297.3	-6.9	555
ш15	26.5	186.6	934	8.8	434.4	530-546	125.3	23.5	760	555-567	294.1	-12.5	294.6	-12.6	555
ш14	24.5	138.1	459	58.8	401.6	540-579	153.7	6.5	702						
ш13	22.5	250.1	14980	0.43	369				656						
ш12	20.5	43.8			336	500-543	112.4	4.8	590	552-570	292.2	-2.7	294	-4.9	558
ш11	18.5	65.5	690	5.67	303.3	520-540	129.4	8	531	543-570	303.8	0.6	303.6	9.2	561
ш10	16.5	120	673	11	270	520-540	123.9	4.1	475	546-567	298.7	-2.7	301.1	-3.6	561
ш9	14.5	87.2	860	4.76	238	520-546	144.3	10	418	546-576	275.5	-2.6	274.4	-2.2	552
ш8	12.5	177.6	4380	1.11	205	530-540	208.3	46.3	360	540-567	292.3	-3.4	274.4	-2.2	552?
ш7	11	101	2760	1.08	180	540-546	130.6	24.8	317	546-567	293.2	-12.5	299.7	-1.9	558
ш6a	9	75.6	861	4.12	148	530-543	130.4	25.6	260	546-579	292.7	-12	295.6	-3.6	573
ш5	7.5	61.5	720	4.83	123	530-543	132.7	30.8	217	555-573	293.8	-13.6	293.5	-8.1	570
ш4	5.5	42.2	873	2.24	90	530-552	121.3	19	155	543-576	302.5	-7.3	294.7	-11.8	576
ш3	3.5	21.7	540	3.9	57.4	540-552	110.8	4.9	103	552-567	309	-20.9	315	-27.6	555?
ш2a	1.5	25.5	517	5.37	24.6	540-549	142.4	18.5	47	549-567	299.4	-5	288.8	4.2	555
ш1	0	98.5	1047	3.82	0	540-543	151.1	48.8	0	558-570	279.7	-7.9	296.9	4.9	549

Примечание: № – номер образца; м – вертикальная мощность разреза в метрах в точке отбора образца; J_H – величина естественной остаточной намагниченности в максимуме кривой $J_H(T)$; κ – величина магнитной восприимчивости, 10^{-6} ед. СИ; $Q_{mf} = J_H / (κ - 400)$ – отношение Кенгсбергера ферромагнитной части образца в максимуме кривой $J_H(T)$; время – время в годах “пробегания” разреза при температуре деблокирования 540 и 578°C (соответственно, для R- и N-компоненты NRM); T – интервал температур выделения R(N)-компоненты NRM; D и I – склонение и наклонение R- и N-компонент NRM; D_c , I_c – склонение, наклонение компоненты NRM, близкой к точке Кюри преобладающей части ферромагнитного материала.

ты с практически непрерывным набором точек Кюри от 540 до 580°C, в этом случае не нужны поправки на время остывания интрузива, т.к. $T_b = T_d$. Для первого случая мы воспользовались графиками зависимости T_b и T_d от скорости остывания для однодоменных частиц магнетита из [Dodson, McClelland-Brown, 1980]. По ним определена температура блокирования T_b естественной остаточной намагниченности в ходе остывания интрузива, которая в случае однодоменных зерен есть температура разных моментов остывания интрузива. Интервал термочистки 540–580°C соответствуют $T_b = 518$ –580°C, время остывания в этом интервале температур около 70 тыс. лет (рис. 2). Соответственно, в "минимальном" варианте время остывания от 580 до 540°C составляет 45 тыс. лет.

Оценивалось время, за которое ключевые для данного исследования температуры "пробегают" разрез 100–160 м от контакта. Так, для температуры 578°C, что соответствует $T_b = 576$ °C, оно равно 1.75 тыс. лет, для случая $T_c = 560$ °C - 1.45 тыс. лет и для 540°C, что соответствует $T_b = 518$ °C, - 1 тыс. лет (табл. 1, рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОЧИСТКИ

Исследуемый материал, как видно по величине естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, за исключением нескольких образцов, довольно однороден (табл. 1). Заметная доля восприимчивости приходится на парамагнитную часть ($\kappa \sim 4 \times 10^{-4}$ ед. СИ, [Печерский и др., 2002]), соответственно, после вычитания парамагнитной части из величины восприимчивости мы оцениваем отношение Кенигсбергера (Q_{ntf}), относящееся к ферримагнитной части породы. Q_{ntf} определено для температуры выше 500°C, где величина NRM достигает максимума (когда уничтожается компонента -полярности и остается в "чистом" виде компонента N-полярности). Q_{ntf} варьирует в широких пределах, от менее 1 до 100, у 33 образцов из 44 $Q_{ntf} < 10$, что в первую очередь мы связываем с преобладанием в образце многодоменных и псевдооднодоменных зерен магнитных минералов, а "выбросы" связаны с неточностью оценки парамагнитной доли в восприимчивости каждого образца, что в случае слабомагнитных образцов ведет к аномально большому возрастанию Q_{ntf} . Последнее относится к образцам ш14, ш24, ш28 и ш34 (табл. 1). Если исключить эти 4 образца, то среднее = 8.2.

Направления выделенных компонент NRM меняются практически независимо от колебаний величин NRM , κ и Q_{ntf} , т.е. от содержания и размера зерен магнитных минералов (табл. 1, рис. 1).

В результате компонентного анализа данных T -чистки в подавляющем большинстве образцов четко выделяются выше 500°C две компоненты

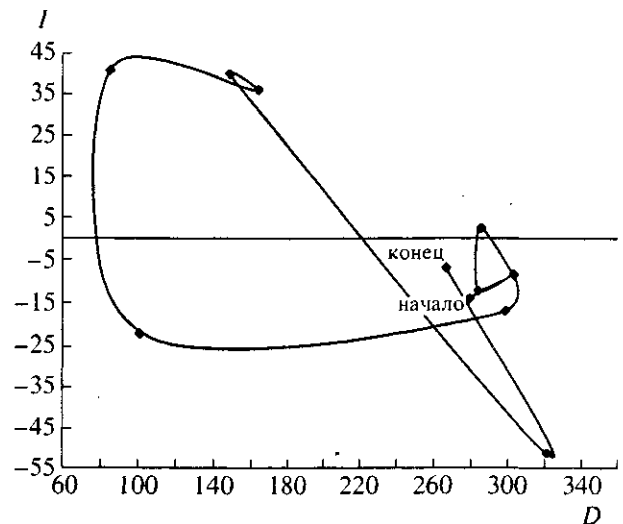


Рис. 3. Поведение направления высокотемпературной компоненты NRM во время экскурса.

NRM (табл. 1, рис. 1). Спектры температур деблокирования обеих компонент перекрываются, что усложняет "чистоту" записи вариаций. Разница между наклонениями, возможно, обязана разнице во времени приобретения R - и N -компонент - не менее нескольких десятков тыс. лет [Печерский и др., 2004]. Направления и "среднетемпературной", и "высокотемпературной" компонент NRM колеблются в обычных для вариаций пределах, что видно по стандартным отклонениям, соответственно, $D = 134.7^\circ \pm 14.2^\circ$ и $297^\circ \pm 11.9^\circ$, $I = 23.2^\circ \pm 11.6^\circ$ и $-8.8^\circ \pm 6^\circ$. Заметные отклонения от средних относятся, во-первых, к нескольким образцам с относительно повышенной магнитной восприимчивостью (табл. 1) (видимо, неполная чистка частично перемагниченных многодоменных магнитных зерен), во-вторых, к образцу ш28 (42 м разреза), взятому рядом с дайкой, и, наконец, в-третьих, в интервале между 50 и 57 метрами разреза фиксируется в направлении "высокотемпературной" компоненты палеомагнитная аномалия (экскурс) с полной сменой полярности (табл. 1 и рис. 1, рис. 3).

Для анализа "длиннопериодных" вариаций остается лишь небольшое число образцов и короткие температурные, а соответственно и временные интервалы, где можно говорить о близкой первичной палеомагнитной записи. На рис. 4 приведены примеры таких записей для "максимального" случая, для "минимального" случая шкала времени "сожмется" на 30%.

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Картина вариаций геомагнитного поля в зоне прямой полярности построена по результатам температурной чистки NRM образцов в интервале 540–576°C (рис. 4). Рассмотрены результаты пе-

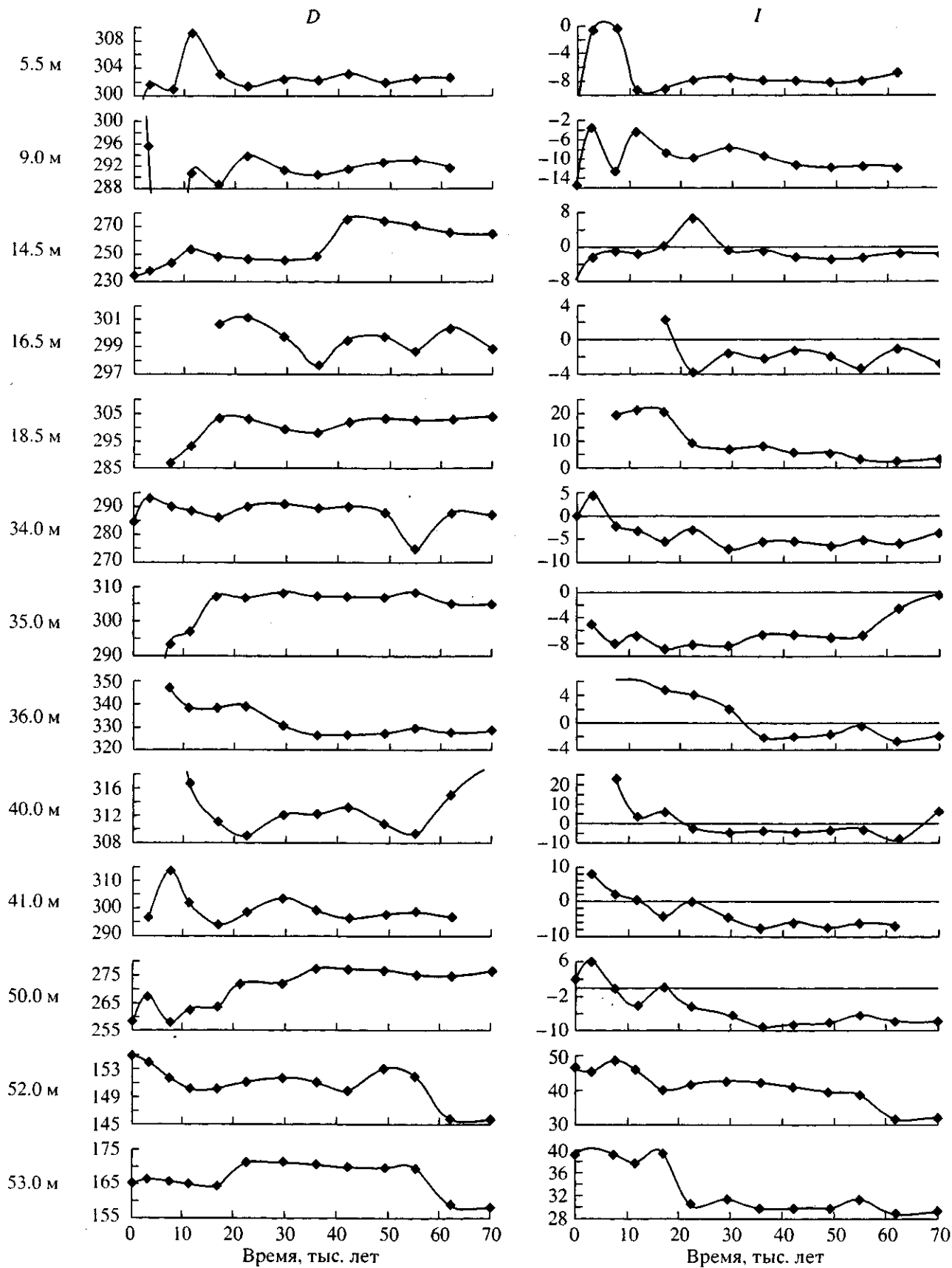


Рис. 4. Примеры вариаций склонения (D) и наклонения (I). Цифры в левой части графиков – расстояние в метрах от нижней точки разреза (100 м от нижнего контакта интрузива).

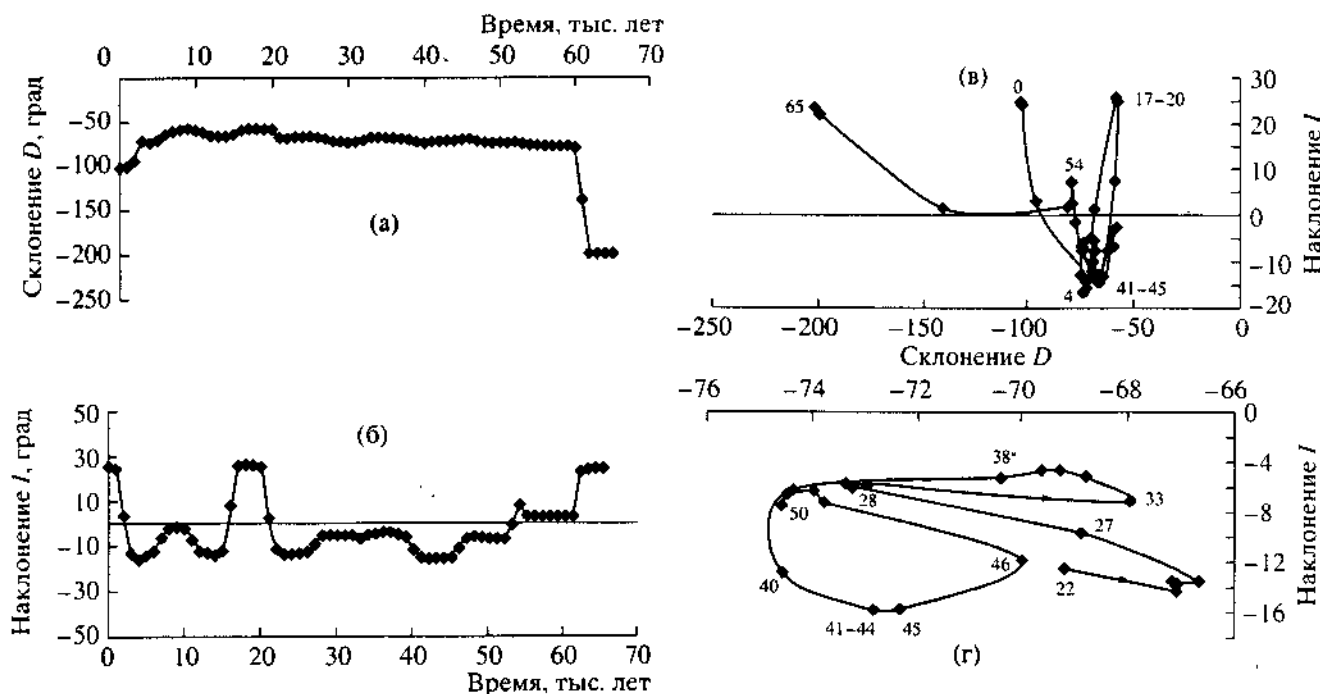


Рис. 5. Вариации склонения D (а), наклонения I (б) в эпоху прямой полярности поля; (в) - траектория движения вектора геомагнитного поля за 65 тыс. лет; (г) - траектория движения вектора геомагнитного поля в интервале 22-50 тыс. лет; на рассматриваемом временном интервале наблюдаются одна неполная и две завершённые "петли" продолжительностью около 10 тыс. лет.

решения в "максимальном" варианте. За начальный отсчет времени выбран момент, когда в точке 105.5 м от контакта (ш4) температура была 574.5°C (первые три образца забракованы). Время остывания интрузива в точке ш4 от 576 до 573°C составляет 3.8 тыс. лет. Следовательно, данные D и I , полученные при температурной чистке NRM этого образца в интервале $573-576^{\circ}\text{C}$, отражают средние значения склонения и наклонения геомагнитного поля в этом временном интервале. В этом же температурном интервале значения D и I компоненты NRM образцов, отстоящих дальше от контакта, сдвинуты во времени. Аналогичные определения сделаны и для более низкотемпературных интервалов, последнее определение D и I относится к температурному интервалу чистки $541.5 \pm 1.5^{\circ}\text{C}$ (образец ш41) и соответствует временному интервалу 65.5 ± 4.0 тыс. лет.

Полученные таким образом неравномерные временные ряды вариаций D и I для 21 образца по 12 трехградусным интервалам преобразованы в равномерные путем сглаживания треугольным временным окном с "эффективным" окном осреднения в 1000 лет и шагом в 1000 лет. При вычислении среднего значения D и I для интервала осреднения каждому определению приписывается вес от 0 до 1 обратно пропорционально расстоянию от центра интервала осреднения до середины временного интервала остывания образца на три градуса, попадающего в интервал осредне-

ния. Для учета точности датировки в вес вводится коэффициент, пропорциональный той части отрезка времени, которая перекрывается основанием треугольника осреднения. На каждом шаге осреднения в интервал осреднения попадает от 8 до 40 определений, кучность векторов меняется от 10 до 105, α_{95} от 2 до 15. Отбраковка определений, резко отличающихся от значений основной для этого интервала осреднения группы определений, привела к существенному повышению кучности определений, хотя общая картина вариаций изменилась незначительно. Целиком исключены определения, полученные по образцам ш 14, ш36-ш41 (экскурс), в других случаях отбракованы определения, полученные по отдельным температурным интервалам. Кучность векторов в средней части изучаемого временного интервала достигает 300 (α_{95} от 1.5 до 8). На рассматриваемом временном интервале происходят резкие изменения склонения и наклонения геомагнитного поля, причем наибольшие изменения приходятся на его начало и конец (рис. 5а-рис. 5в). Склонение в конце рассматриваемого интервала времени меняется на 125° примерно за две тысячи лет, а в начале - на 40° примерно за 7 тыс. лет. В наклонении поля также наблюдаются резкие быстрые изменения (от -15° до $+25^{\circ}$). Наибольшие изменения наклонения приходятся на временные интервалы 0-3, 15-22 и 50-65 тыс. лет от начала рассматриваемого временного ряда. Можно интерпретировать

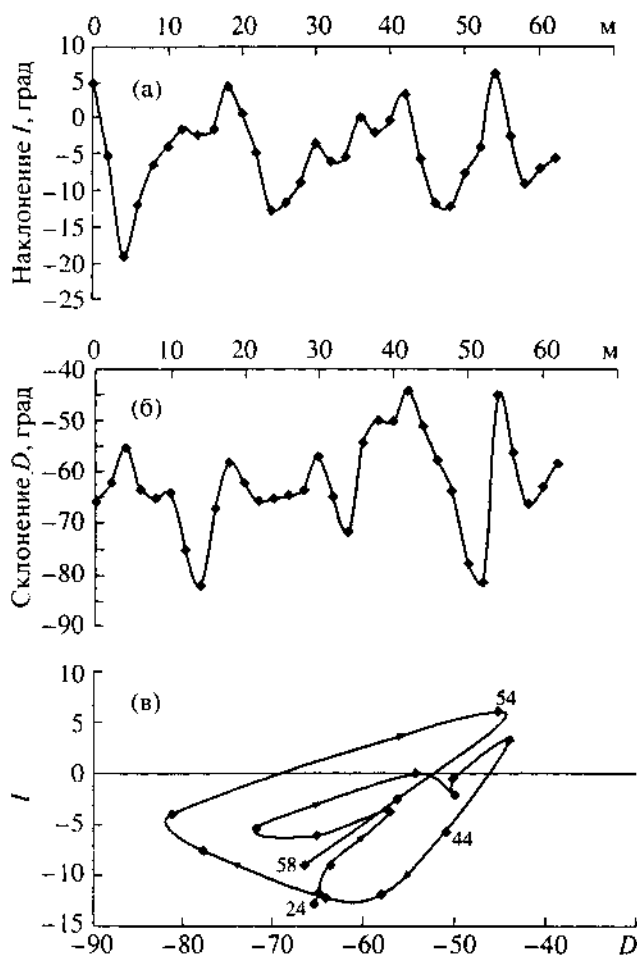


Рис. 6. Вариации направления геомагнитного поля, записанные во время прохождения температуры 560°C вдоль разреза: (а) - наклонение I ; (б) - склонение D ; (в) - траектория движения вектора геомагнитного поля в интервале 24–58 м разреза.

эти резкие изменения в начале рассматриваемого периода как экскурсы поля, изменения в конце являются переходом к субхрону обратной полярности [Печерский и др., 2004]. На временном интервале 22–50 тыс. лет изменения угловых элементов геомагнитного поля существенно меньше (рис. 5а–рис. 5в). Анализ рядов в этом временном интервале позволил выделить вариации склонения с периодом 10 тыс. лет (в “минимальном” варианте - это 7 тыс. лет), с амплитудой $2.7^{\circ} \pm 0.8^{\circ}$, и наклонения с периодами 20 и 9.3 тыс. лет (в “минимальном” варианте - это 14 и 6.5 тыс. лет), с амплитудами $4.8^{\circ} \pm 0.5^{\circ}$ и $2.5^{\circ} \pm 0.5^{\circ}$ соответственно. Изменения D и I в указанном временном интервале образуют одну неполную и две завершённые “петли” продолжительностью около 10 тыс. лет (рис. 5г). Скорость движения на разных этапах существенно различается. Источниками этих различий могут быть как ошибки определений, так и реальные изменения элементов геомагнит-

ного поля. Во всяком случае, смещение наблюдаемых петель представляется реальным. Полученные данные свидетельствуют о западном дрейфе геомагнитного полюса на рассматриваемом временном интервале.

В предыдущих расчетах мы принимали плотность намагниченности постоянной в трехградусных интервалах, хотя спектр блокирующих температур остаточной намагниченности может быть весьма неоднородным и довольно узким. Тогда остаточная намагниченность, возникшая при остывании породы от точки Кюри магнетита до блокирующей температуры, будет соответствовать не среднему значению магнитного поля за время остывания, например, на три градуса, а лишь короткому моменту, соответствующему времени прохождения блокирующей температуры. Заметный скачок величины остаточной намагниченности наблюдается около 560°C . В отдельных образцах он происходит при несколько больших или несколько меньших температурах. Видимо, эта температура соответствует точке Кюри заметной части магнитных минералов. Можно допустить, что первоначально, во время остывания породы, температура этого скачка была одинакова для всех образцов. Рассмотрим вариации элементов геомагнитного поля по мере прохождения по разрезу температуры 560°C . Весь разрез эта температура “пробегают”, как говорилось выше, за 1.45 тыс. лет.

Для построения картины “короткопериодных” вариаций элементов геомагнитного поля были взяты для каждого образца разностные значения D и I в интервале $557\text{--}560^{\circ}\text{C}$ (табл. 1, значения D , I). Картина вариаций построена по 34 образцам путем сглаживания данных окном осреднения “эффективной шириной” в 3 м и шагом в 2 м (рис. 6а, рис. 6б). Анализ был проведен с помощью метода градиентного спуска [Филиппов, 1985; Филиппов, Ротанова, 1987]. Величины периодов, полученные вначале в метрах, переведены в годы, исходя из времени “пробега” этой температуры от 100 до 160 метров, за 1450 лет. В результате выделены 5 колебаний с периодами от 1360 до 150 лет в склонении поля и 3 колебания с периодами от 480 до 140 лет - в наклонении (табл. 2). Наиболее уверенно в изменении склонения поля выделяется колебание с периодом 440 лет, а в изменении наклонения - период 480 лет (амплитуды - 7° и 5° соответственно). Фазы этих колебаний имеют сдвиг. При аппроксимации этих колебаний синусоидами с периодом 460 лет фазовый сдвиг равен 90° . Этот факт можно интерпретировать как отражение кругового движения геомагнитного полюса в восточном направлении. На временном интервале, соответствующем мощности разреза от 12 до 24 м, фиксируется нарушение этой закономерности. На начальном этапе полюс движется преимущественно в широтном направлении, а затем - в долготном, образуя небольшие

Таблица 2. А (Склонение)

Период, лет	Амплитуда D	Среднее D	Остаточная дисперсия
1362	5.9 ± 1.9	-168.8 ± 17.3	3.5552
444	7.1 ± 1.9	6.7 ± 15	
297	4.4 ± 1.8	-72.3 ± 24.5	
216	4.7 ± 1.8	44 ± 22.4	
151	4.7 ± 1.8	-174.8 ± 21.8	

Б (Наклонение)

Период, лет	Амплитуда I	Среднее I	Остаточная дисперсия
482	5.2 ± 1.2	149.7 ± 12.6	2.4655
263	4.4 ± 1.2	138.8 ± 15.1	
144	1.9 ± 1.1	43.9 ± 34.4	

петли, направление движения по которым имеет знак, обратный преимущественному (рис. 6в). По имеющимся данным трудно сделать вывод об источниках таких отклонений, которыми могут быть как ошибки определений палеомагнитного направления, так и особенности поведения геомагнитного поля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено детальное палеомагнитное изучение записи геомагнитного поля в процессе остывания раннепротерозойского Мончегорского интрузива. Для такого исследования отобраны ориентированные образцы через 1-2 м от 100 до 161 м от контакта интрузива. На основании теплофизических расчетов оценен режим остывания интрузива в районе отбора образцов. Рассмотрены предельные случаи: а) "максимальный", когда ансамбль магнитных зерен во всех образцах имеет одну точку Кюри, близкую 580°C , тогда рассчитанное время остывания интрузива от 576 до 518°C (что соответствует температурам деблокирования $578-540^\circ\text{C}$) в пределах исследуемого участка разреза составит около 70 тыс. лет, б) "минимальный" случай непрерывного набора точек Кюри от 580 до 540°C во всех образцах, тогда $T_b = T_d$ и время остывания составит 45 тыс. лет. Рассчитанное время "пробега" по разрезу температуры 560°C равно 1.45 тыс. лет.

В результате температурной чистки образцов и компонентного анализа выделены направления компонент NRM прямой ($D = 297^\circ \pm 11.9^\circ$; $I = -8.8^\circ \pm 6^\circ$) и обратной ($D = 134.7^\circ \pm 14.2^\circ$; $I = 23.2^\circ \pm 11.6^\circ$) полярности, стандартные отклонения характеризуют обычную для колебаний геомагнитного поля амплитуду вариаций.

Спектральный анализ вариаций геомагнитного поля проведен для интервала прямой полярности поля. Спектр вариаций D и I исследован в двух вариантах;

1. Рассмотрена запись "короткопериодных" (с периодами менее 1500 лет) вариаций во время прохождения температуры 560°C исследуемого участка Мончегорского интрузива. Выделены 5 колебаний с периодами от 1360 до 150 лет в склонении поля и 3 колебания с периодами от 480 до 140 лет - в наклонении.

2. Исследованы "длиннопериодные" вариации по рядам данных продолжительностью 65/45 тыс. лет ("максимальный"/"минимальный" случай). В результате анализа удалось выделить вариации склонения с периодом 10/7 тыс. лет и наклонения - с периодами 20/14 и 9.3/6.5 тыс. лет. Истина лежит где-то между "максимальным" и "минимальным" случаями.

Наиболее уверенно в изменении и склонения, и наклонения поля выделяются колебания с периодами около 460 и 10000/7000 лет.

Фазовый сдвиг между синусоидами, которыми аппроксимируются "460"-летние вариации склонения и наклонения поля, равен 90° . Этот факт можно интерпретировать как отражение кругового движения геомагнитного полюса в восточном направлении. Для "10000"-летней вариации также отмечен фазовый сдвиг (около 100°), однако для этой вариации характерен западный дрейф геомагнитного полюса на рассматриваемом временном интервале.

Помимо вариаций, на фоне прямой полярности геомагнитного поля зафиксирован экскурс обратной полярности продолжительностью несколько сотен лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 01-05-64240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- 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.
- 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.: ИЗМИР АН. 1987. 22 с.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 183 с.

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 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. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 2625–2637.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Sidney: Pacific Geoscience Center, Geol. Survey Canada. 1994. 16 p.

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.