

ЗАПИСЬ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В КЕРНЕ СКВАЖИНЫ WP-16 БУШВЕЛЬД (ЮЖНАЯ АФРИКА)

© 2005 г. Д. М. Печерский¹, В. С. Захаров², А. А. Любушин¹

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

²Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва

Поступила в редакцию 17.12.2003 г.

Статья продолжает цикл палеомагнитных исследований раннепротерозойских расслоенных габбро-пироксенитовых интрузивов и посвящена изучению записи поведения наклоения геомагнитного поля в процессе пробегания ряда температур по 800-метровому разрезу Бушвельдского интрузива, вскрытого скважиной WP-16. Проведена детальная термочистка образцов через три градуса, в результате выделены две компоненты *NRM* прямой и одна компонента обратной полярности. По высокотемпературной *W*-компоненте *NRM* определено среднее палеомагнитное направление ($D = 12.5^\circ$, $I = 68.3^\circ$, $a_{95} = 4.4^\circ$) и полюс (12°N , 35.4°E), которые практически не отличаются от определенных, сделанных по образцам из естественных обнажений в районе скважины [Hanningh, 1986]. Разработана теплофизическая модель процесса остывания интрузива с момента внедрения до 530°C , по которой оценено общее время прохождения температур $580, 556$ и 530°C по разрезу, в сумме удалось получить палеомагнитную запись за ~ 270 тыс. лет. На основании вейвлет-анализа записи определен основной спектр вариаций наклоения геомагнитного поля, выделены следующие ритмы: 56-68, 30-45, 20-25, 15-16, 11, 6-8 и 2.5-4.5 тыс. лет. Отмечается нестабильность вариаций, их ритм изменяется во времени (поэтому выше указаны пределы), обычно он растет; неустойчива продолжительность вариаций одного ритма, от "коротких" всплесков, охватывающих 1-2 колебания до 7-9 колебаний. Характерно общее нарастание амплитуды колебаний наклоения во всем интервале записи, нарушенное лишь близ границы прямой и обратной полярности поля, где амплитуда в конце *N*-зоны резко нарастает и затем резко падает в начале *R*-зоны. Сходные с вариациями в Бушвельдской записи зафиксированы и в процессе остывания Мончегорского и Киваккского интрузивов.

ВВЕДЕНИЕ

Данная статья посвящена палеомагнитному изучению серий образцов из керна скважины WP-16, пробуренной в Бушвельдском интрузиве, Западный Бушвельд, участок Western Platinum Mines, Морисона. Образцы отобраны сотрудниками ИМАГ РАН В.Н. Дечем и С.Р. Котовым.

Статья продолжает цикл палеомагнитных исследований расслоенных габбро-пироксенитовых интрузивов, благоприятных объектов для получения непрерывной записи тонкой структуры геомагнитного поля в процессе их первичного остывания [Печерский и др., 2004; 2004а; 2005]. Опыт работ с образцами из Мончегорского и Киваккского интрузивов показал [Печерский и др., 2002; 2004; 2005], что первичную компоненту естественной остаточной намагниченности, образованную в процессе остывания интрузива ниже точки Кюри магнетита, удается выделить лишь выше 530°C . Главная трудность при изучении Мончегорского и Киваккского интрузивов: вторичный прогрев и новообразование магнитных минералов в обоих интрузивах во время свекофенской тектономагматической активности -1.9 миллиарда лет назад. Несмотря на эти и более мелкие трудности, как низкая величина намагниченности ря-

да образцов и ее нестабильность, были обнаружены особенности в поведении геомагнитного поля, как субхрон, экскурс, в колебаниях направления выделены вариации с периодами от 150 лет до 160 тыс. лет [Печерский и др., 2004; 2004а; 2005].

В данной статье мы приводим результаты изучения записи тонкой структуры геомагнитного поля в процессе пробегания определенной температуры (580, 556 и 530°C) по разрезу интрузива, вскрытого скважиной WP-16.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Общие сведения [по Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980; Eales, Sawthorn, 1996]. Бушвельдский комплекс расположен в центре Южно-Африканского щита, на южной окраине дугообразного Восточно-Африканского рифта. Он обычно рассматривается как типичный пример лополита, интрузив имеет чашеобразную форму с прогнутой вниз подошвой. Серия расслоенных пород падает внутрь массива, преобладают углы падения расслоенности $10-15^\circ$, они возрастают по мере движения к боковым контактам. В некоторых участках залегание пород осложнено местными неровностями подошвы интрузива. Массив в пла-

не вытянут в широтном направлении. Большая ось его составляет 480 км, а поперечный размер около 80 км. Общая мощность интрузива 7–9 км. Интрузия внедрилась в верхнюю часть свиты Претория (нижний протерозой), на которой лежали в то время толщи осадков и вулканитов серий Мегалисбург и Ройберг. Мощность серии Ройберг, лежащей на кровле интрузива, максимум около 3 км, т.е. глубина кровли Бушвельдского интрузива во время его внедрения не превышала 3 км, следовательно, интрузив занимал при остывании интервал глубины от 3 до 10–12 км. При формировании интрузии кровля приподнималась и частично плавилась. Такая относительно низкотемпературная палингенная кислая магма могла оставаться жидкой в течение всего периода кристаллизации основных пород массива. Судя по минеральным ассоциациям контактово-метаморфизованных пород, давление в стенках интрузива варьировало от 2 до 3 кбар [Engelbrecht, 1990], т.е., в случае геостатического давления, это 6–10 км без учета давления магмы на вмещающие породы, что не противоречит геологической оценке глубины становления интрузии.

Возраст вулканитов Ройберг 2.06 млрд. лет. Возраст Бушвельдского комплекса 2.06 млрд. лет [Buick et al., 2001], возраст 4 пироксенитов из разных уровней рифа Меренского, определенный изохронным $Re-Os$ методом, 2043 ± 11 млн. лет, возраст по $Rb-Sr$ методу – 2061 ± 27 млн. лет [Schoenberg et al., 1998]. Граниты Махуцо приурочены к центральной и восточной частям Бушвельда и образуют небольшие штоки, силлы и дайки на заключительных стадиях магматической активности, $Pb-U$ и $Rb-Sr$ -изохронный возраст заключительного гранитного магматизма около 2050 млн. лет назад, их происхождение связывается с возобновлением выплавок материала из низов коры [Walraven, 1988]. Возраст прорывающих Бушвельдский интрузив красных гранитов по изохронному $Rb-Sr$ методу 1950 ± 50 млн. лет. В породы интрузива внедрялись дайки широтно-го простирания возраста Карру.

Большинство исследователей отдают предпочтение гипотезе образования расслоенных магматических пород в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в течение одной магматической фазы в пределах огромной магматической камеры, в процессе охлаждения интрузии в целом и обуславливающей сортировку и отложение последовательных слоев кристаллического осадка. Альтернативная гипотеза предполагает многократные инъекции магмы, настолько близкие по времени, что предыдущая порция магмы не успевала дифференцироваться.

Для нашей задачи важно, что во всех вариантах модели становления Бушвельдского интрузи-

ва все акты внедрения или смешения расплавов происходили на магматической стадии, в магматической камере; а на стадии остывания ниже $600^\circ C$ Бушвельдский массив представлял собой единое, достаточно однородное твердое тело.

Все породы Бушвельдского комплекса исключительно свежие и не деформированы. Не отмечено признаков гидротермальных проявлений, только в двух случаях в главной зоне отмечено локальное небольшое количество вторичного амфибола. Щелочные интрузии и интрузии красных гранитов, прорывающие породы Бушвельдского комплекса, находятся на расстоянии от места бурения скважины WP-16 не менее 50 км. Соответственно, их влияние (прогрев) не должно серьезно сказаться на палеомагнитных результатах.

Геологический разрез в районе скважины WP-16. Скважина WP-16 ($25^\circ 42' S$ и $27^\circ 31' E$) пробурена на юге западной части Бушвельдского интрузива. В районе скважины разрез интрузива представлен пятью зонами: 1) краевая зона (нориты); 2) нижняя зона, состоит из ритмично чередующихся пироксенитов и гарцбургитов (мощность 820 м); 3) критическая зона характеризуется четкой тонкой расслоенностью, состоит из пироксенитов и норитов (1300 м); 4) главная зона состоит из норитов, габбро-норитов и анортозитов (3100 м), тонкая ритмичность проявлена слабо; породы 2–4 зон являются продуктами кумулятивной кристаллизации; 5) верхняя зона состоит из габбро-норитов с оливином и/или магнетитом, феррогаббро с прослоями титаномагнетита, породы этой зоны являются конечными продуктами кристаллизационной дифференциации – общая мощность этой зоны 1700 м.

Скважиной и, соответственно, ориентированными образцами из керна для палеомагнитного изучения, охвачены верхние 240 метров критической зоны и нижние 540 метров главной зоны. Разрез скважины слагают нориты (72% мощности), анортозиты (22% мощности) и пироксениты (6% мощности). Пестрый анортозит – полнокристаллические и тонкозернистые породы, в которых пироксен присутствует в виде крупных кристаллов, содержащих кумулюсные кристаллы плагиоклаза. Пятнистый анортозит, точнее пятнистый лейконорит, также полнокристаллическая мелкозернистая порода, содержащая округлые кумулюсные кристаллы ортопироксена. В норите примерно в равном количестве присутствует кумулюсный плагиоклаз и пироксен, в пироксените преобладает пироксен, и он содержит в интерстициях плагиоклаз. Главные породообразующие минералы в породах разреза скважины бронзит и основной плагиоклаз, реже – клинопироксен, спорадически встречаются оливин, и еще реже – биотит и амфибол, из рудных – хромит.

Главную и критическую зоны разделяет риф (горизонт) Меренского, он имеет мощность 2–6 м, это слой порфиритового пироксенита, включающий два прослоя хромита мощностью 1–5 см (близ нижнего контакта) и 20–50 см (ниже верхнего контакта). Близ верхнего контакта концентрируется сульфидная минерализация. В породах рифа отмечаются жилы пегматита нередко с массивной сульфидной минерализацией. Эти жилы быстро выклиниваются при переходе из рифа в выше и ниже лежащие анортозиты.

По данным [Hattingh, 1986a; b], в породах главной и критической зон при электронно-микроскопических исследованиях в зернах пироксена и плагиоклаза обнаружены продукты их высокотемпературного распада – тонкие игольчатые включения магнетита, средняя ширина 1–1.5 мкм. Более вероятно, однодоменное и псевдооднодоменное магнитное состояние таких зерен, связанная с таким магнетитом естественная остаточная намагниченность рассматривается, в палеомагнитном смысле, как первичная. Очень редко встречаются обособленные мелкие зерна магнетита. Кроме того, присутствуют зерна ильменита, реже это тонкоигольчатые включения, чаще – обособленные зерна размером до 100 мкм, в них встречаются редкие ламеллы гематита. Состав обособленных зерен ильменита $x \approx 0.85$. Реже чем ильменит, встречаются зерна сульфидов железа, главным образом, в узких слоях рудных зон, часть таких зерен идентифицированы как пирротин.

В районе скважины (но не в самой скважине!) породы интрузива местами замещаются полнокристаллическими магнетит-пироксеновыми пегматоидами. Никаких изменений во вмещающих пегматиты породах и обожженных контактов не видно, т.е. это процесс замещения “на месте” без привноса – выноса материала, без метаморфизма.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Специфика представленной коллекции образцов, во-первых, в их величине, и, во-вторых, в ориентировке. Это прямоугольники с основанием 1×1 см, высота 1–0.4 см, каждый уровень обычно представлен двумя кубиками. Известны верх-низ таких образцов и отсутствует их ориентировка в горизонтальной плоскости. Из-за малого размера и малого количества мы не имели возможности проводить различные палеомагнитные и петромагнитные эксперименты с образцами в их естественном состоянии (до нагревов).

У всех образцов измерена величина и направление естественной остаточной намагниченности (*NRM*) на магнитометре *JR-4*, для контроля изменений материала в процессе термочистки регулярно измерялась магнитная восприимчивость (*K*)

на измерителе *KLY-2*. Проведена предварительная термочистка с нагревами до 200, 300, 350, 400, 450, 500, 520, 540, 555, 565, 570, 580°C, в случае заметной величины намагниченности выше 580°C *T*-чистка продолжалась через 20° до 660°C. Нагревы до 200 и 300°C делались для выделения вязкой компоненты *NRM*. По ней мы пытались восстановить ориентировку образцов в горизонтальной плоскости. Керн был поднят в 1995 году, образцы попали к нам в 2002 году. Естественно, за это время образцы неоднократно меняли свое положение, и каждый раз приобретали новую вязкую намагниченность. Для частичного хотя бы снятия “паразитических” вязких компонент образцы почти год держались в пермалловом экране, после чего пущены в *T*-чистку. Склонение восстанавливалось следующим образом: считались разностного вектора $J_{n20} - J_{n200, 300}$ вычиталось из склонения древней компоненты *NRM*. Контролем того, что мы имеем дело с вязкой компонентой, созданной современным геомагнитным полем ко времени подъема керна из скважины, служило наклонение разностного вектора, которое должно быть отрицательным и близким наклонению современного магнитного поля Земли в месте бурения (–44°). Восстановление склонения первичной компоненты *NRM* имеет значение для анализа поведения полного вектора геомагнитного поля. Однако “восстановленное” склонение имеет большой разброс и не годится для анализа тонкой структуры геомагнитного поля. Поэтому анализ поведения геомагнитного поля велся только по наклонению. Оказалось это не так уж плохо, т.к. наклонения первичной намагниченности очень крутые. Восстановленное же склонение пригодилось для определения среднего палеомагнитного направления по всей коллекции. Оно практически совпадает с палеомагнитным направлением по образцам из естественных обнажений, отобранным в этом же районе [Hattingh, 1986a] (табл. 2).

По результатам предварительной термочистки проведен компонентный анализ, выделены две компоненты *NRM*, разной полярности (табл. 1). Вычислены их средние направления (табл. 2). Выбраны образцы для детальной термочистки через три градуса и выбран интервал детальной термочистки – от 520 до 577°C для анализа компонент, связанных с магнитными минералами, близкими магнетиту. В ряде образцов присутствует титаногематит с $T_c = 600–660$ °C. Время и температура его образования неизвестны (чаще он присутствует в виде ламелл в ильмените [Hattingh, 1986a; b]), поэтому в анализе поведения геомагнитного поля компонента *NRM*, связанная с титаногематитом, не используется. До *T*-чистки проведена чистка переменным магнитным полем от 5 до 25 мТл для уничтожения магнитно-мягкой компоненты *NRM* многодоменных зерен. У большинства образцов

Таблица 1. Петромагнитные и палеомагнитные характеристики образцов

м	Порода	$J_{\text{по}}/J_{\text{пmax}}$	k	$T_d(R)$	I_{530}	Время, тыс. лет	I_{556}	Время, тыс. лет	I_{580}	Время, тыс. лет
30.81	норит	109	53	450–520	–29.4	167.85	77.8	83.4	78.1	3.08
32.73	анорт	120	76			168	55	83.56	74.2	3.27
34.36	норит	180	17				77	83.74	78.9	3.44
35.96	норит	16.2/20.2	38	200–520	–48.9	168.5	75.5	83.91	75.9	3.6
40.34	норит	494/562	35				73.2	84.39	71.8	4.03
44.8	анорт	634/690	51	400–520	–49.8	169.6	78.5	84.87	79.6	4.48
46.28	анорт	5906	115				80.5	85.03	80.7	4.63
53.6	анорт	2957	44				85	85.83	83.4	5.36
59.58	анорт	3257/3290	187				87.6	86.48		5.96
62.22	норит	55.8/57.4	34							
65.4	анорт	185	8				70.6	87.11	74.4	6.54
68.64	норит	29.6/36.6	43				64	87.46	70.2	6.86
74.63	норит	37.8/49.6	58				62.3	88.12	53.5	7.46
80.51	норит	66.6	53				64.8	88.76	57.6	8.05
87.94	норит	7.5/24.1	57	400–520	–51.7	175	76.7	89.56	84.6	8.79
93.93	норит	35.6/32.6	54	500–520	–39.3	165.74	75.3	90.16	69.6	9.39
101.38	норит	34/49.2	51	500–540	–45.1	176.67	73.6	91.03	59.9	10.14
107.22	норит	14.4/41.4	52	500–540	–53.8	177.4	71.5	91.66	68.8	10.72
117.39	норит	23/24.8	46			178.67	68.1	92.77	78.6	11.74
132.35	норит	19	47				53.8	94.39	64	13.24
136.62	норит	31/40.4	46	450–520	–76.6	181.08	54.7	94.86	70.1	13.66
147.08	пирок	44.2/41.2	36	350–450	–44.5	182.38	57.3	96	62.5	14.71
151.55	норит	31.4/31.6	46	500–540	–65.1	182.94	51.1	96.48	73.4	15.16
160.39	норит	26.5/30.8	42	350–450	–46.1	184.05	60.9	97.44	72.6	16.04
167.48	норит	21.3/21.1	40	450–520	–74.7	184.94	62.6	98.21	57.7	16.75
169.43	анорт	82.2	4				72	98.42	71.5	16.94
171.14	анорт	4.2/3.2	59	450–540	–52.6	185.39	57.4	98.61	66.5	17.11
171.72	анорт	20.8/20.1	24	500–540	–43.5	185.47	74.7	98.67	76.1	17.17
174.7	анорт	30.8/26.4	41	450–520	–47.3	185.84	68.5	99	66.2	17.47
176.57	норит	31/38	44	200–540	–57.8	186.07	75.2	99.2	70.5	17.66
187.91	пирок	20.6/44.2	48	500–540	–63.8	187.5	65.2	100.44	74.5	18.79
190.85	норит	16/27.2	48	500–520	–40.9	187.86	69.8	100.75		
195.3	пирок	21.2/29.2	43	450–540	–54.7	188.41	57.5	101.24	63.4	19.53
198.15	норит	21.6/21.8	43	450–540	–36.9	188.78	68.2	101.55	75.7	19.82
206.82	норит	15.5/12	40	450–540	–37.4	189.85	62.3	102.49	77.9	20.68
213.28	норит	11.3/27.1	51	350–540	–71.8	190.66	56.1	103.19	55.4	21.33
221.87	норит	22.4/41.6	42	500–520	–37.2	191.73	67.8	104.13		22.19
229.34	норит	16.8/44.4	45	500–540	–40.3	192.67	60	104.94	84.6	22.93
236.86	норит	52.8/49.6	42	450–520	–37.8	193.6	61.8	105.76	70.7	23.69
241.32	норит	56/74.2	43	500–520	–35.8	194.17	60.7	106.24	73.4	24.13
251.77	норит	30.8/48.8	46	500–540	–76.8	195.47	55.1	107.38	64.5	25.18
255.64	норит	18.8/30.5	42	520–540	–38.3	195.96	53.4	107.8	62.7	25.56
265.32	норит	36.6/48.6	43	450–520	–59.2	197.17	45.3	108.85	85.2	26.53
272.77	норит	17.7/23.5	43	450–540	–68	198.1	50.3	109.66	68.2	27.28
280.24	норит	26.6/24.3	49	450–520	–47.9	199.03	61.1	110.48	81	28

Таблица 1. Продолжение

м	Порода	$J_{по}/J_{пмак}$	k	$T_d(R)$	I_{530}	Время, тыс. лет	I_{556}	Время, тыс. лет	I_{580}	Время, тыс. лет
286.24	норит	15/16	42	450-520	-45.5	199.78	54	111.13	66.7	28.63
295.2	норит	16.7/23.5	45	500-540	-50.4	200.9	60.6	112.1	72.7	29.52
302.31	норит	9.6/14.9	40	500-540	-53.3	201.79	74.9	112.88	75.8	30.23
309.76	норит	15.7/19	41	500-540	-50.3	202.72	65.6	113.69	76.8	30.98
317.23	норит	53	42	450-520	-75	203.65	72	114.5	76.6	31.72
324.49	норит	19.1/23.6	40	450-520	-49.4	204.56	65.2	115.29	81.5	32.45
328.56	норит	34.8/32.2	37	450-520	-47.8	205.07	72.5	115.73	77.2	32.86
335.15	норит	102	41	400-540	-32.2	205.89		116.45	70.3	33.52
340.32	норит	44.6/68.8	41	450-540	-30	206.54	72	117.01	81	34.03
344.86	норит	61.8/65.2	36	500-520	-28.6	207.11	76.6	117.5	87.6	34.49
356.13	норит	158	38	400-540	-36.5	208.52	58.1	118.73	74.5	35.61
359.82	норит	35.6/36	42	450-540	-38.2	208.98	76.6	119.13	72.4	36
368.75	норит	16.9/42.9	36	450-540	-53.2	210.09	76.1	120.1	72.7	36.9
372.65	норит	36.2/43.9	34	300-520	-64.8	210.58	51.6	120.53	74.6	37.27
376.23	норит	1858	36	300-500	-38.4	211.29	50.4	120.92	79	37.62
376.79	анорт	1911	47				48.2	120.98	62	37.68
385.17	анорт	82.4/90.8	35	520-540	-49.1	212.15	54.5	121.89	72.5	38.52
393.66	норит	56.2/51.4	37	350-520	-76	213.21	66	122.81	61.2	39.37
395.14	пирок	13.1/12.2	62	450-540	-39.5	213.39	53.9	122.97		39.51
398.75	норит	75/116	35	500-520	-38.9	213.84	82.3	123.36	75.4	39.88
404.56	норит	125/150	38	500-520	-46.9	214.57	74.3	124	77.8	40.45
409	норит	88.6/91.9	28	450-520	-36.2	215.13	80.7	124.48	84.4	40.9
414.58	пирок	8.6/14.1	59	200-500	-65.1	215.82	54.2	125.09	57.4	41.46
418.76	норит	236/214	51	500-540	-38.6	216.35	66.2	125.54	78.1	41.88
429.61	норит	61/90	48	500-520	-38.1	217.7	72.8	126.72	77.5	42.95
435.73	норит	12.3/30	47	500-540	-54.6	218.47	75.1	127.39	77.2	43.58
444.51	норит	4.1/12.2	42	200-450	-51.6	219.56	63.4	128.34	60.3	44.47
448.85	норит	33.6	37	350-540	-36.4	220.11	40.1	128.8	70.7	44.88
449.92	норит	13.4/12.8	35	400-520	-35.7	220.24	53.6	128.93	55.4	45
453.91	норит	10.6/32	20	400-520	-46.3	220.74	54.5	129.36	58	45.39
455.3	анорт	11.3/23.2	51	350-540	-42.6	220.91	67.1	129.51	74.9	45.53
455.78	норит	25.8/34	23	500-540	-21.3	220.97	58.9	129.57	69.9	45.57
456.17	норит	8/12.9	41	500-540	-46.8	221.02	56.4	129.61	52.6	45.62
457.74	анорт	27.1/42.3	39	300-540	-45.2	221.22	58.3	129.78	70.1	45.77
463.06	анорт	237	25	500-520	-35	221.88	57.9	130.36	87.4	46.31
465.32	норит	20.2/22.8	47	500-540	-32.5	222.16	52.6	130.6	45.4	46.53
474.22	анорт	13.2/24.9	27	350-540	-43.4	223.28	59.9	131.57	64.9	47.42
475.47	анорт	6.8	41				32	131.71	39	47.55
483.33	норит	10.1/21.9	37	520-540	-68.9	224.4	64	132.56	65.9	48.33
489.29	норит	28.7/42.7	36	400-540	-21.3	225.16	61.2	133.21	72.6	48.93
491.56	норит	5.6/11.9	41	500-540	-38	225.45	61.8	133.46	65.3	49.16
493.18	анорт	24.3/25	38				50.3	133.63	53.4	49.32
507.84	норит	55.7/77.2	52	200-350	-68	227.48	78	135.23	63.6	50.78
511.65	норит	4.6/8	44	450-540	-58.3	227.96	52.8	135.64	61.7	51.19
520.41	анорт	424	33				77.9	136.57	79	52.04

Таблица 1. Продолжение

м	Порода	$J_{\text{по}}/J_{\text{пmax}}$	k	$T_d(R)$	I_{530}	Время, тыс. лет	I_{556}	Время, тыс. лет	I_{580}	Время, тыс. лет
523.1	анорт	13.6	29	500-520	-23.1	229.39	53.2	136.89	48	52.31
529.29	пирок	110	34				67.8	137.56	75.7	52.93
533.96	пирок	17.6	47	20-540	-81	230.75				
535.14	анорт	16.8	3				69.4	138.2	78.9	53.51
537.16	анорт	934	39				71.2	138.42	75.6	53.71
539.07	норит	13.5/11.6	61	500-540	-31.3	231.38	43.6	138.62	45	53.91
542.65	анорт	23.9	33							
548.7	анорт	84.4/101	28	200-520	-71.4	231.59	69.8	139.67	75.1	54.87
550.14	норит	26.7/32.6	53	500-540	-47.4	232.77	80.8	139.83	79.4	55.01
554.56	анорт	586	26				66.1	140.3	81.3	55.46
556.34	анорт	70.6/85.6	37	500-540	-47.5	233.54	73.8	140.5		55.64
563.5	норит	20.9	48			234.44	64	141.28	63.6	56.35
567.4	анорт	44.2/40	35	500-540	-57.5	234.93	58.1	141.7	69	56.74
572.19	анорт	228/246	29	200-520	-35.5	235.52	71.4	142.23	76.1	57.22
576.78	анорт	831	26	500-520	-20.2	236.1	77.7	142.72	78.1	57.66
582.65	анорт	982/1071	45				78.8	143.36	63.1	58.26
587.84	анорт	1398/1564	42	200-520	-34.2	237.48	68.1	143.93	64.4	58.78
592.2	анорт	741/762	65							
596.58	анорт	1788	47				68.8	144.88	65.6	59.67
601.1	анорт	246	15				80.4	145.37	75	60.13
606.33	анорт	279	17				69.5	145.94	75.1	60.63
611.76	анорт	427	21						49.4	61.17
616.6	норит	40/49	19	300-520	-49.6	241.08	42.9	147.06	67.6	61.66
621.38	норит	4.3	34	520-540	-63.4	241.67	44.6	147.58	59	62.14
625.69	норит	96.8	33				62.8	148.04	67.4	62.57
627.75	норит	27.3/28.3	85	520-540	-34.9	242.47	51.1	148.27		
632.68	норит	37.8	38	500-540	-46	243.09	54.4	148.8		63.27
643.08	анорт	132/145	7				71.9	149.93	77.1	64.31
645.52	анорт	154/278	20	200-300	-56	244.69	70.5	150.2	76.4	64.55
647.75	анорт	203/118	42	200-400	-54.8	244.97	64	150.44	65.5	64.78
648.6	норит	1890	206							
649.1	норит	289	80	500-@	-35.5	245.14				
650.95	анорт	31	61	520-555	-14	245.37	67.8	150.79	68.3	65.1
653.05	анорт	158/260	12	200-300	-62.5	245.63	78.3	151.02	78.6	65.3
657.46	анорт	6.6/13.4	9	450-540	-32	246.18	40.5	151.5	66.2	65.75
659.3	анорт	125	32				67.9	151.7	72.2	65.93
661.39	норит	10.1/14.8	17	500-540	-67.2	246.67	59.7	151.93	62.3	66.13
664.6	норит	2.3	24	350-520	-50	247.08				
670.23	норит	7.2	33	400-540	-66.5	247.78				
675.72	норит	5.5	38	500-540	-35	248.47				
680.92	норит	42.3	98	450-550	-47.8	249.12	-51.8	154.05		
683.28	норит	6.7	35	500-540	-55	249.41	51.3	154.31		
690.22	норит	1.7	40	300-500	-61.1	250.28				
692.78	норит	2.4	43	500-540	-45	250.6				
702.39	норит	13.3	44	200-350	-58.8	251.8				

Таблица 1. Окончание

м	Порода	$J_{\text{но}}/J_{\text{пmax}}$	k	$T_d(R)$	I_{530}	Время, тыс. лет	I_{556}	Время, тыс. лет	I_{580}	Время, тыс. лет
711.7	норит	11	36	500–540	–47.2	252.96				
718.17	норит	13	36	520–540	–47.4	253.77			78.7	71.82
721.16	норит	23.3	47	450–540	–55.7	254.15				
726.56	норит	76.2	49	520–565	–60.9	254.82			62.9	72.66
730.34	норит	57.7	36	520–540	–76.1	255.29	78.6	159.42	62	73.03
734.96	норит	40.7	22	200–350	–61.8	255.87				
739.51	норит	57.4	30	200–300	–85.5	256.48				
745.15	норит	17.7/55.8	14	400–540	–39	257.14	55.6	161.04	69.8	74.52
749.43	анорт	2178	87	200–400	–67.2	257.68	59.8	161.5	70.5	74.94
755.21	норит	241	45	500–555	–35.3	258.4			57.7	75.52
759.79	норит	30	40	500–540	–51.6	258.97	26.4	162.63	69.7	75.98
764.66	норит	77	50	520–555	–67.9	259.58			59.7	76.47
773.31	анорт	72	28	200–540	–65.1	260.66	52.4	164.1	63.3	77.33
779.6	анорт	100	33	520–555	–37.7	261.45	51.9	164.78		77.96
783.8	анорт	15/48	12	500–540	–45.2	261.98	53.1	165.24	61	78.38
788.09	анорт	7/84.8	18	350–540	–29.1	262.51	53.5	165.7	72.5	78.81
794.54	анорт	35.8/47.6	17			263.32	54.8	166.41	58.8	79.45
802.42	пирок	1547	1825				–38.1	167.27		
803.45	пирок	9.7/7.6	88	520–540	82	264.43	–66.3	167.38		
809.39	норит	25	245	400–500			–72	168.02		
814.15	норит	554	387	450–520	–85	265.77	–41.4	168.54		

Примечание: м – уровень отбора образца в метрах; порода – анорт – анортозит, пирок – пироксенит; k – магнитная восприимчивость, 10^{-5} ед. СИ (данные Б.Н. Писакина, 2003); $J_{\text{но}}$ и $J_{\text{пmax}}$ – соответственно, исходная и максимальная (в ходе термочистки) величина естественной остаточной намагниченности NRM образца, мА/м; $T_d(R)$ – температура выделения среднетемпературной компоненты NRM обратной полярности, результат компонентного анализа; I_{530} – наклонение “среднетемпературной” компоненты NRM ; I_{556} и I_{580} – наклонения высокотемпературных компонент NRM близ их точек Кюри для времени, указанного в соседних колонках.

достаточно 10–15 мТл, чтобы выйти на стабильную компоненту NRM .

Результаты палеомагнитных измерений сведены в табл. 1, из нее исключены образцы, измерения которых выполнены на пределе чувствительности магнитометра из-за малой величины образцов и малой их намагниченности, а также образцы с низкой стабильностью к нагревам и переменному полю, те и другие не годны для изучения тонкой структуры геомагнитного поля.

Нагревы велись в печке, помещенной в четырехслойный экран из отожженного и почищенного переменным магнитным полем пермаллоя, магнитное поле внутри печки не превышает 10 нТл.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСТЫВАНИЯ БУШВЕЛЬДСКОГО ИНТРУЗИВА

Геометрия модели. Поскольку размеры интрузива весьма значительны (примерно 480 на 80 км), а скважина WP-16 расположена близко к границе,

то представляется обоснованным рассматривать двумерную модель остывания – вертикальное сечение, проходящее через район скважины. При этом интрузив имеет форму усеченного эллипса, залегающего горизонтально, перекрытого вышележащими породами, максимальный угол падения (20°) – на боковом контакте.

Теплофизические свойства. При выборе значений теплофизических параметров для модели остывания, мы основывались на сведениях о строении и породах интрузива и вмещающих толщ по [Уэйджер, Браун, 1970; Геология и полезные..., 1973; Шарков, 1980; Eales, Sawthorn, 1996] и справочных данных. Нами приняты при моделировании следующие теплофизические характеристики. Для вмещающих пород: теплопроводность $k = 2.1$ Вт/(м К), теплоемкость $C_p = 880$ Дж/(кг К), теплота плавления $\lambda = 285$ кДж/кг – для вышележащих пород, которые испытывали подплавление, плотность $\rho = 2.6$ кг/м³.

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления и полюсы

NRM	№	D	I	K	α_{95}	палеополюс	
						Широта	Долгота
A_{Ng}	101	2°	81°	10.1	4.4°	8.1°S	21.1°E
A_{Ns}	101	12.5°	68.3°	10.1	4.4°	12°N	35.4°E
A_{Rg}	58	182°	-66°	5	8.2°	16°N	28.9°E
A_{Rs}	58	188°	-52.9°	5	8.2°	30.3°N	35.2°E
A	32	336.1°	82°	58	3.4°	11.2°S	28.1°E
B	32	357.8°	70.9°	80	2.8°	9.2°N	27.3°E
Север	12				15	1.6°N	22.3°E

Примечание: NRM – компонента естественной остаточной намагниченности. № – количество образцов. A_N – высокотемпературная компонента прямой полярности, A_R – среднетемпературная компонента обратной полярности, наши результаты; g – современная (географическая) система координат, s – древняя (стратиграфическая) система координат; A, B и Север – стабильная компонента NRM, выделенная в образцах из обнажений Главной зоны в западной (A, B) и северной части Бушвельдского интрузива в результате чистки переменным магнитным полем в современной (A, Север) и древней (B) системе координат [Hatting, 1986a; Hatting, Pauls, 1994].

Теплофизические свойства пород самого интрузива определялись на основании данных о его составе и аддитивной модели. Средневзвешенный состав Бушвельдского интрузива на основании указанных выше литературных данных принят следующий: плагиоклаз – 47%, клинопироксен – 53% (в молярных долях). Данные о теплопроводности, теплоемкости и теплоте плавления входящих в состав пород минералов были любезно предоставлены нам С.В. Болиховской (устное сообщение, 2003). В результате для нашей модели были приняты следующие значения параметров: $k = 3.19$ Вт/(м К), теплоемкость $C_p = 1117$ Дж/(кг К), теплота плавления $\lambda = 472$ кДж/кг. Значение для плотности $\rho = 2.9$ кг/м³ принято на основании усреднения данных по керну скважины WP-16 (данные Б.Н. Писакина, 2003).

Начальное распределение температур. В [Печерский и др., 2005] нами обосновывалось положение о том, что геотермический градиент к моменту внедрения Киваккской и Мончегорской интрузий не был экстремальным и был примерно равным 20°/км. Такой же градиент принят и к моменту внедрения Бушвельдской интрузии. Согласно геологическим и экспериментальным данным (см. геологический очерк), кровля интрузива в момент внедрения была на глубине 3 км. Температура внедренного расплава принималась около 1400°С, температура кристаллизации – 1200°С. При моделировании мы учитывали также сведения о том, что кровля над интрузивом в момент внедрения приподнималась (принято значение 800 м, поскольку точные данные отсутствуют), затем это поднятие было эродировано. Следует отметить, что хотя есть указания на то, что внедрение могло происходить в несколько этапов (см. геологический очерк), нами упрощенно рассматривалось одноактное внедрение, поскольку кон-

кретные сведения о количестве этих этапов, их последовательности и объемах отсутствуют.

Решение задачи о кристаллизации (задачи Стефана) и дальнейшем остывании интрузива. При решении задачи об остывании интрузива применялся подход [Тихонов, Самарский, 1966; Дударев и др., 1972], описанный в [Печерский и др., 2005]. Сначала решалась задача о кристаллизации расплава (задача Стефана). Рассматривались две фазы, в каждой температура удовлетворяет $2D$ – уравнению теплопроводности:

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

где T – температура; t – время; x_p – координата, $p = 1, 2$; ρ – плотность, k_s – коэффициент теплопроводности, $C_{эфф}(T) = C + \lambda \delta(T - T^*)$ – эффективная теплоемкость, C – теплоемкость, $\delta(T - T^*)$ – δ -функция, λ – теплота плавления, $s = 1$ (твердая фаза), $s = 2$ (расплав). На границе раздела фаз температура постоянна $T = T^*$ (температура кристаллизации), тепловые потоки разрывны и их разность равна λv , где v – вектор скорости движения границы фаз.

Задача в такой постановке решалась как для самого интрузива, так и для вышележащих пород, которые подверглись плавлению вблизи контакта с ним. После того, как все точки системы остывали ниже температуры кристаллизации T^* , уравнение (1) переходит в обычное уравнение теплопроводности для неоднородной среды.

Уравнение решалось численно методом конечных разностей. Точность аппроксимации по пространственной координате 200 м, по времени 250 лет. При численном решении δ – функция заменяется функцией-ступенькой $\delta(T - T^*, \Delta)$, от-

личной от 0 только на интервале ($T^* - \Delta, T^* + \Delta$) и удовлетворяющей условию нормировки.

Результаты моделирования. Результаты моделирования остывания для набора точек интрузива в зоне, соответствующей скважине, приведены на рис. 1. Интересно отметить, что чем выше точки расположены по скважине, тем ниже их температура в одинаковые моменты времени. Этот результат нуждается в некотором пояснении, поскольку, на первый взгляд, должна наблюдаться обратная зависимость – точки с меньшими отметками лежат ближе к внутренним слоям интрузива, и, следовательно, должны остывать медленнее. Действительно, сначала нижние точки скважины (находящиеся ближе к нижней границе интрузива) остывают быстрее, а градиент температур здесь имеет обратное (по отношению к “нормальному”) направление. Затем через некоторое время (зависящее от свойств системы) после начала остывания температура по скважине практически выравнивается, а при дальнейшем остывании кривые вновь расходятся, и направление градиента температур становится “нормальным”, и с течением времени стремится к “невозмущенному”. В данном случае причиной достаточно быстрого (примерно через 0.5 млн. лет.) наблюдаемого “переворота градиента” является влияние близкой (глубина кровли интрузива – 3 км) холодной верхней границы – дневной поверхности, температура на которой считается постоянной и равной 0°C. В результате к тому времени, когда система достигла 580°C, т.е. начала палеомагнитной записи, наблюдается повышение температуры с глубиной везде в исследуемой области (в интрузиве и во вмещающих породах).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Величина магнитной восприимчивости в изученной части разреза интрузива варьирует от единиц до 1825×10^{-5} ед. СИ, у основной же массы образцов она лежит в пределах $20-60 \times 10^{-5}$ ед. СИ и четко коррелирует с петрологическим составом пород (табл. 1). Последнее связано с преобладанием в образцах с $k < 10^{-4}$ ед. СИ парамагнитной составляющей. Если провести линии, ограничивающие рой точек справа и слева на рис. 2, то они пересекут ось абсцисс в точках $k = 0.5$ и 3×10^{-5} ед. СИ. Это, очевидно, и есть доля парамагнитной восприимчивости в исследуемых образцах, от анортозитов, где возможна заметная доля отрицательной диамагнитной восприимчивости, до пироксенитов, когда содержание железа в породе будет максимально возможным, а оно и определяет в данном случае парамагнитную восприимчивость. В то же время величина естественной остаточной намагниченности изменяется от 2 до 5900 мА/м практически независимо от состава пород. Выделяется

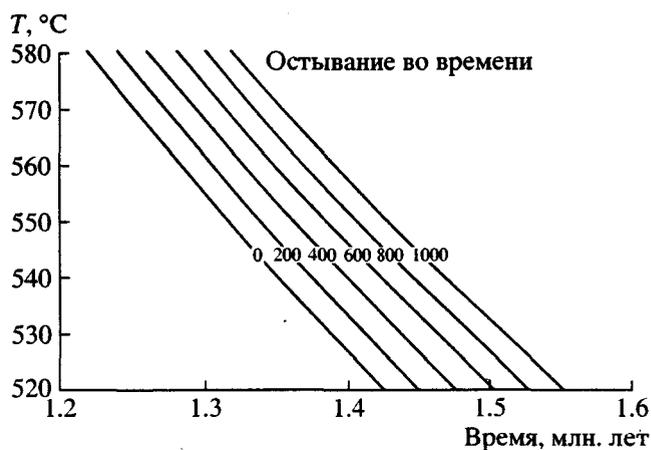


Рис. 1. Расчетный режим остывания Бушвельдского интрузива. Цифры возле линий – глубина в метрах от устья (0 м) скважины сверху вниз.

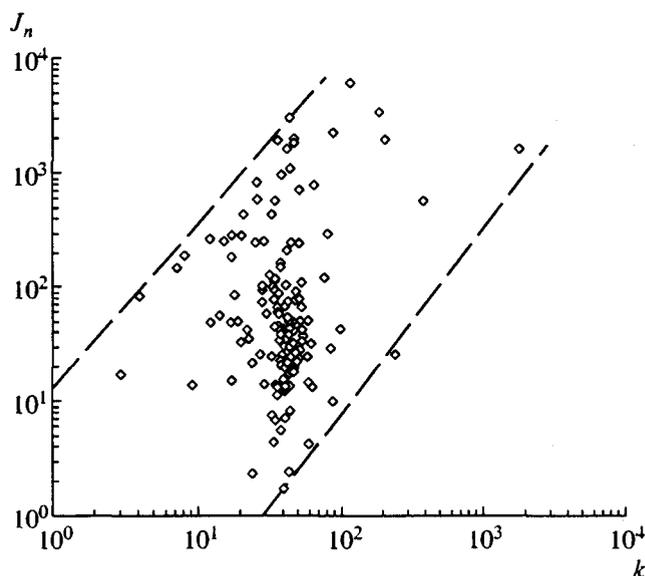


Рис. 2. Поведение величин магнитной восприимчивости ($k, 10^{-5}$ ед. СИ) и естественной остаточной намагниченности ($J_n, \text{mA/m}$). Масштаб логарифмический.

серия узких горизонтов с относительно высокой *NRM*, они относятся, как правило, к анортозитам (табл. 1). Но это не значит, что у всех образцов анортозитов высокая *NRM*: только 20% из них имеют *NRM* > 1000 мА/м, у 40% *NRM* < 100 мА/м. Это соотношение гораздо меньше в случае норитов и пироксенитов: менее 4% образцов имеют *NRM* > 1000 мА/м и более 80% имеют *NRM* < 100 мА/м. Отсюда следует, что основная масса магнитных минералов, близких магнетиту, сосредоточена в плагиоклазах анортозитов.

По данным двух серий термочистки можно выделить четыре основные температуры деблокирования, которые, очевидно, являются точками Кюри:

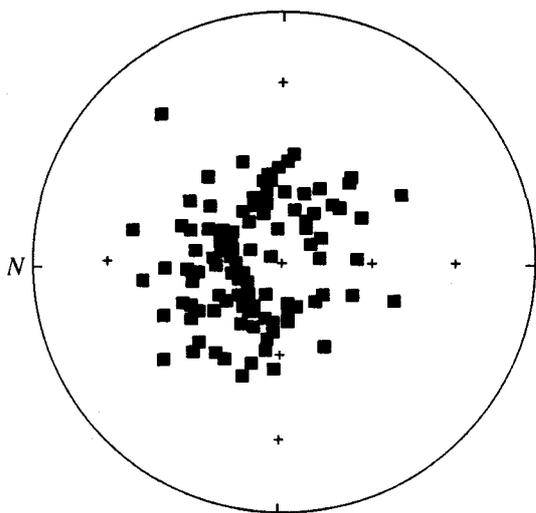


Рис. 3. Стереограмма направлений высокотемпературной компоненты NRM образцов из ядра скважины $WP-16$ в современной системе координат. Склонения определены по вязкой остаточной намагниченности (разностный вектор $J_{n20} - J_{n200, 300}$). Показано среднее направление (крест) и α_{95} .

1) резкий спад намагниченности близ $300-350^{\circ}\text{C}$ (6 образцов), вероятнее всего, связанный с пирротинном [Hattingh, 1986a], в палеомагнитном анализе не участвует, т.к. основное внимание уделено магнетиту и титаномагнетиту, главным источникам информации; 2) резкий спад намагниченности между 553 и 556°C , от $20-30\%$ до более 90% величины NRM , принята точка Кюри 556°C , судя по данным [Hattingh, 1986a], это низкотитановый титаномагнетит – продукт распада, главным образом, плагиноклаза, реже пироксена (см. выше), палеомагнитное направление определено по разностному вектору между 553 и 556°C , в случае первой серии термочистки, эта намагниченность определялась по разностному вектору между 555 и 565°C , полученные таким образом наклонения приведены в табл. 1; 3) у большинства образцов после нагрева до 580°C , реже до 570°C , NRM оказывается меньше 0.1 mA/m , это точка Кюри магнетита, палеомагнитное направление определено по разностному вектору между 577 и 580°C (табл. 1); 4) в 27 образцах (20 из них – анортозиты, 6 – нориты и 1 – пироксенит) выше 580°C фиксируются значимые величины намагниченности, продолжающиеся до $600-660^{\circ}\text{C}$, по данным [Hattingh, 1986a], это ламелли титаногематита в зернах ильменита, связанные с этим минералом палеомагнитные направления обычно очень близки “магнетитовым” направлениям. Время образования титаногематита, строго говоря, неизвестно, поэтому эти данные для анализа вариаций не используются и в табл. 1 не приводятся.

По поведению NRM в ходе термочистки все образцы можно разделить на 4 типа: 1) “столообразный”, до $T \geq 550^{\circ}\text{C}$ величина NRM практически не меняется, после чего резко падает (21 образец), 2) “параболический” Q -тип (11 образцов), 3) линейный спад, L -тип (8 образцов), 4) у большинства образцов в ходе термочистки отмечается подъем величины намагниченности, этот подъем плавный (P -тип кривой T -чистки у 30 образцов) и/или это резкий пик (45 образцов), что связано с присутствием двух компонент NRM прямой и обратной полярности. Компонента NRM с отрицательным наклоном зафиксирована в 119 образцах, температура ее разрушения всегда ниже компоненты NRM с положительным наклоном, последняя зафиксирована в подавляющем большинстве образцов (142), исключая “пирротинные” (6) и слабомагнитные (16). Для обеих компонент восстановлено склонение по вязкой намагниченности. Из-за отмеченных в разделе “методика” причин, получается большой разброс единичных палеомагнитных направлений (рис. 3). Однако среднее направление практически не отличается от полученного по образцам, отобраным из естественных обнажений в западной и северной части Бушвельдского интрузива [Hattingh, 1986a; Hattingh, Pauls, 1994], как в современной, так и в древней системе координат (табл. 2). Среднее залегание расслоенности интрузива в районе скважины $WP-16$ (азимут падения 20° , угол падения 13.5°) подсчитано по данным из [Hattingh, 1986a]. Еще больший разброс направлений получается в случае “среднетемпературной” компоненты обратной полярности, среднее ее направление отличается значительно по наклону от высокотемпературной компоненты прямой полярности в одной системе координат (табл. 2). Можно утверждать, что это не есть перемагничивание под действием поля, близкого к современному: во-первых, наклонение заметно круче, во-вторых, и главное, – среднее склонение противоположно склонению современного поля. Следует отметить, что палеомагнитное направление высокотемпературной компоненты в древней системе координат и, соответственно, координаты палеомагнитного полюса, практически не отличаются от палеомагнитного направления и координат полюса среднетемпературной компоненты в современной системе координат (табл. 2). Вполне вероятно, что тектонический наклон произошел на стадии остывания интрузива и, соответственно, компонента прямой полярности приобретена до наклона, а компонента обратной полярности после наклона интрузива.

Вслед за палеомагнитологами, исследовавшими раннепротерозойские образования региона, мы принимаем для высокотемпературной компоненты NRM прямую полярность, вслед за П. Хаттингом [Hattingh, 1986a; б. 1989] мы полагаем, что эта компонента NRM связана с тонкими включе-

ЗАПИСЬ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

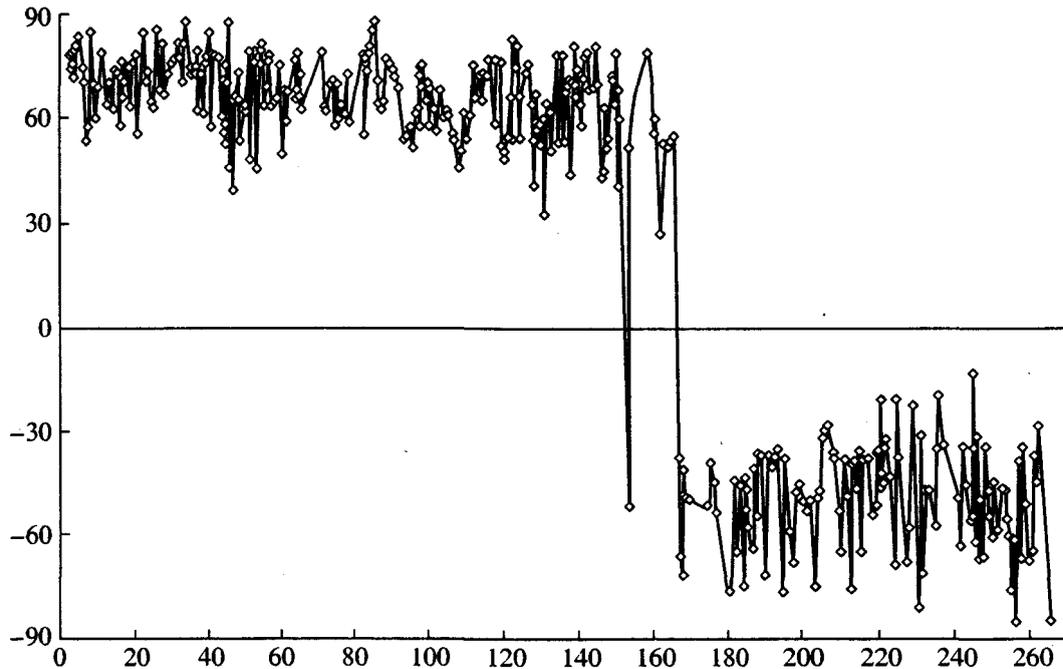


Рис. 4. Поведение наклона разных компонент *NRM* за относительное время "пробегания" температуры 580°C (0–78 тыс. лет), 556°C (80–168 тыс. лет) и 530°C (более 168 тыс. лет) по разрезу, вскрытому скважиной *WP-16*. Метры переведены во время согласно рис. 1. За начало отсчета принят момент, когда температура 580°C была в начале разреза скважины, остывание шло сверху вниз.

ниями титаномагнетита-магнетита в плагиоклазах и пироксенах, образовавшимся при их высокотемпературном распаде, и приобретена во время остывания Бушвельдского интрузива от температуры, превышающей точку Кюри магнетита.

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Для анализа поведения геомагнитного поля в процессе остывания Бушвельдского интрузива, метры разреза скважины *WP-16* переведены во время. Рассмотрены три "сечения" диаграммы *T*-Время (рис. 1), соответствующие трем компонентам *NRM*, прямой и обратной полярности: 580, 556 и 530°C (табл. 1). Последняя температура принята условно, температура выделения компоненты обратной полярности при векторном анализе результатов детальной *T*-чистки чаще всего охватывает интервал 520–540°C (табл. 1), принята температура 530°C, при которой немножко перекрывается конец записи "пробегания" температуры 556°C, где появляются отрицательные наклоны, с началом записи компоненты обратной полярности (табл. 1). В результате получена картина, приведенная на рис. 4. Возможен между концом записи "556-градусной" и началом записи "530-градусной" компонент разрыв до нескольких десятков тыс. лет, что зависит от температурного интервала между принятой температурой разрушения компоненты *NRM* обратной полярности

и точкой Кюри минерала-носителя этой компоненты. Тогда в записи появится "дырка", принципиально не меняющая картину записи.

Далее, для более удобного статистического анализа спектра вариаций геомагнитного поля, у интервала обратной геомагнитной полярности сменен знак с отрицательного на положительный (рис. 5а). Исходные данные для дальнейшего статистического анализа представляют собой последовательность пар чисел $\{t_j, z_j\}$, $j = 1, \dots, N = 379$, в которых первое — суть временные метки, второе — наклонение палеомагнитного поля. Временные метки t_j образуют очень неравномерную сетку значений, характеризуемую наличием как интервалов сгущения (очень частые измерения), так и достаточно длительными интервалами отсутствия данных (табл. 1). Сами значения z_j характеризуются высоким шумом, о чем можно судить по большой амплитуде их изменений в интервалах сгущения временных меток (рис. 4, рис. 5). Поэтому необходимо совершить переход к равномерному шагу по времени. Прежде всего, необходимо задать временной интервал дискретизации. Гистограмма приращений временных меток t_j показывает максимум для значений приращений от 0.3 до 0.7. Поэтому в качестве шага по времени было выбрано значение 0.5 как наиболее типичное для приращений. Далее необходимо осуществить переход к сигналу с равномерным шагом по времени — для этого надо совершить операцию ус-

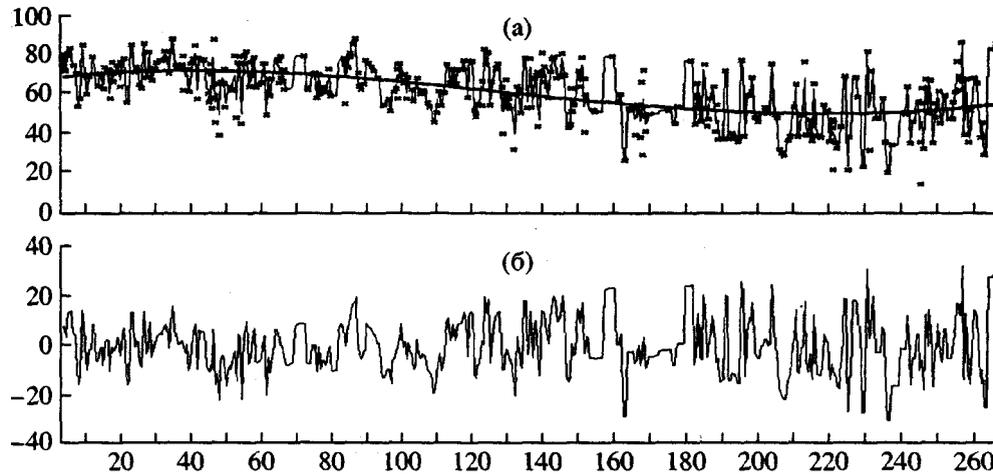


Рис. 5. Палеомагнитное наклонение в современной системе координат после изменения знака наклонения в интервале R-полярности: (а) – точки “х” – исходные данные; сплошная тонкая линия – после перехода к равномерному шагу 0.5 тыс. лет с помощью ядерной оценки с радиусом $H = 0.25$; сплошная толстая линия – результат последующего сглаживания кривой с равномерным шагом полиномом 3-го порядка; (б) – разность между сглаженной кривой и сигналом после перехода к равномерному шагу по времени.

реднения исходных (неравномерных) данных в окрестности каждой временной точки, взятых с шагом 0.5. Пусть τ – такая точка. Для получения значения равномерно оцифрованного сигнала $x(\tau)$ использовался ядерный метод усреднения Надарая-Ватсона [Hardle, 1989]:

$$x(\tau) = W_1(\tau|H)/W_0(\tau|H), \quad (2)$$

где:

$$W_1(\tau|H) = \sum_{j=1}^N z_j \varphi((t_j - \tau)/H), \quad (3)$$

$$W_0(\tau|H) = \sum_{j=1}^N \varphi((t_j - \tau)/H),$$

где, в свою очередь:

$$\varphi(s) = \exp(-s^2) \quad (4)$$

– гауссовское ядро усреднения, а $H > 0$ – параметр ширины ядра усреднения. По смыслу формул (2) и (3), в среднее значение $x(\tau)$ основной вклад вносят те исходные измерения (t_j, z_j) , для которых временные метки удовлетворяют условию $|t_j - \tau| \leq H$. Отсюда следует естественный выбор параметра H – он должен быть равен половине выбранного шага по времени, то есть 0.25. При реализации такого способа перехода к равномерно оцифрованному сигналу может возникнуть ситуация, когда непосредственное применение формулы (2) приведет к неопределенности типа деления на ноль – в том случае, когда точка τ лежит внутри доста-

точно длительного интервала времени отсутствия измерений. В этом случае необходимо увеличить параметр усреднения H так, чтобы ядро усреднения из точки τ могло “достать” до ближайших к этой точке временных меток t_j . Программа усреднения предусматривает такую возможность и начинает постепенно увеличивать H в том случае, если $|W_0(\tau|H)| \leq 10^{-6}$ – до тех пор, пока это неравенство не меняется на обратное и, тем самым, устраняется ситуация деления на ноль. На рис. 5а тонкой сплошной линией изображен график сигнала после перехода к равномерному шагу оцифровки 0.5 с помощью метода ядерного усреднения с $H = 0.25$.

Для последующего применения вейвлет-анализа, во избежание краевых эффектов, возникающих при наличии достаточно сильных низкочастотных вариаций сигнала, полезной операцией является удаление низкочастотных трендов. После ряда проб для тренда мы выбрали полином 3-го порядка. Далее бралась разница между исходной кривой и результатом сглаживания (рис. 5б) и для этой разности строилась вейвлет-диаграмма (рис. 6).

Пусть $x(t)$ – анализируемый временной ряд. Нас интересует его частотно-временная структура. Для этой цели наиболее чувствительным инструментом является непрерывный вейвлет-анализ [Chui, 1992; Daubechies, 1992; Mallat, 1998]. Пусть $\psi(t)$ – некоторая функция, удовлетворяющая условию допустимости: $\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0$ и условию нормировки: $\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1$. Непрерывным

ЗАПИСЬ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ



Рис. 6. Вейвлет-диаграмма Морле для кривой, изображенной на рис. 5б (a – масштаб времени (период) в тысячах лет).

вейвлет-преобразованием называется величина, зависящая от двух параметров (t, a), $a > 0$:

$$Wx(t, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(s) \psi\left(\frac{s-t}{a}\right) ds = \sqrt{a} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t+av) \psi(v) dv. \quad (5)$$

Здесь t – момент времени, $a > 0$ – параметр масштаба, который далее часто мы будем называть более привычным термином “период”. Величина (5) отражает поведение исследуемого сигнала в окрестности точки t с характерным периодом вариаций a . Естественно, что величина (5) сильно зависит от выбора функции $\psi(t)$. Далее мы будем использовать т.н. вейвлет Морле (Morlet) или комплекснозначный “модулированный гауссиан”:

$$\psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \exp(-t^2/2 - i\pi t). \quad (6)$$

Этот вейвлет наилучшим образом приспособлен для выделения короткоживущих гармонических всплесков (цугов) и обладает определенными свойствами оптимальности в поиске компромисса между частотным и временным разрешением (выходит на т.н. гейзенберговский предел). Нашей непосредственной целью является построение двумерной карты значений модуля величины (5): $|Wx(t, a)|$, которая дает наглядное представление о динамике возникновения, эволюции и исчезновения “характерных периодов” гармонических всплесков исследуемого сигнала (рис. 6).

На рис. 4 и рис. 5б наглядно виден плавный рост амплитуды вариаций наклонения в течение записи (примерно за 270 тыс. лет). При этом перед сменой полярности зафиксировано резкое возрастание амплитуды, выделенное и на вейвлет-диаграмме (рис. 6), после которого следует заметный спад амплитуды в интервале 164–179 тыс. лет, и да-

лее продолжается плавное нарастание амплитуды вариаций наклонения. Внутри отмеченного мощного всплеска колебания наклонения имеют ритмичность 7.6 ± 1 тыс. лет и подобные всплески (6 штук) с подобной ритмичностью, но меньшей интенсивности, прослеживаются почти по всему интервалу записи (табл. 3, рис. 6).

В общем, практически независимо от температуры записи, прослеживается серия колебаний наклонения с ритмами от 68 до 2.5 тыс. лет (табл. 3, рис. 6). Причем все они неустойчивы: либо их продолжительность невелика (число колебаний у разных ритмов от 1–2 до 7–9), либо во времени меняется величина ритма, чаще она со временем

Таблица 3. Вариации палеомагнитного наклонения

Ритм, тыс. лет	Длина, тыс. лет	Число ритмов	Примечание
1) 56 ± 7.8	10–270	4–5	начало
1) 67.6 ± 5.8			конец
2) 29.5 ± 3	10–270	7–9	начало
2) 39.8 ± 4.6			конец
3) 20 ± 2	120–220	5	начало
3) 25 ± 2			конец
4) 15.8 ± 2.8	60–110	3.2	Цепочка цугов
4) 14.8 ± 2	140–160	1.5	
4) 15.8 ± 2.8	185–245	4	
5) 11.2 ± 1.6	160–170	1	Всплеск возле $N-R$
6) 6.3 ± 1	65–70	1	Серия всплесков
6) 7.1 ± 0.6	80–100	3	близкого ритма
6) 7.6 ± 1.2	140–170	4	Наиболее интенсивный
6) 7.1 ± 0.6	195–210	2	
6) 7.4 ± 1	225–245	3	
6) 8.5 ± 1	250–270?	2.5	
7) 3.5 ± 0.6	10–270	~1	10 всплесков

нарастает (табл. 3, рис. 6), либо колебания образуют цепочки коротких быстро затухающих и вновь возникающих всплесков, например, колебания с ритмами 6.5-7.5 и 2.5-4.5 тыс. лет. Расстояния между всплесками с близкой ритмичностью неритмичны (рис. 6).

Кроме перечисленных и приведенных в табл. 3 ритмов, выделяется в результате полиномиального сглаживания волна с ритмом примерно 340 тыс. лет (рис. 5а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе палеомагнитного изучения коллекции образцов из керна скважины *WP-16*, пробуренной в западной части Бушвельдского интрузива (возраст ~2060 млн. лет), удалось сделать следующее: 1) проведена стандартная термочистка, в результате которой выделены три компонента естественной остаточной намагниченности, первые две высокотемпературные и имеют прямую полярность, их температуры деблокирования (точки Кюри) 580 и 556°C, третья компонента среднетемпературная, она выделена ниже 540°C и имеет обратную полярность. Среднее палеомагнитное направление первых двух компонент $D = 12.5^\circ$, $I = 68.3^\circ$, $\alpha_{95} = 4.4^\circ$ и полюс $12^\circ N$, $35.4^\circ E$ значимо не отличаются от определений, сделанных по образцам из естественных обнажений в районе скважины [Hanningsh, 1986]. Это направление в древней системе координат и, соответственно, координаты палеомагнитного полюса, очень близки палеомагнитному направлению и координатам полюса среднетемпературной компоненты в современной системе координат (табл. 2). Вполне вероятно, что обе компоненты приобретены на стадии остывания интрузива, но компонента прямой полярности приобретена до наклона, а компонента обратной полярности после наклона интрузива. Наклон небольшой, так что он заметно не испортил картины палеомагнитной записи вариаций;

2) разработана теплофизическая модель процесса остывания Бушвельдского интрузива. Согласно этой модели, от момента внедрения до 580°C, т.е. до начала палеомагнитной записи, интрузив остывал в точке бурения скважины *WP-16* ~ 1.2 млн. лет. По этой модели интересующие нас температуры 580°C, 556°C и 530°C "пробежали" 800-метровый разрез сверху вниз, соответственно, за 80, 90 и 100 тыс. лет, в сумме – за 270 тыс. лет;

3) в результате детального отбора образцов и их термочистки впервые получена практически непрерывная запись вековых вариаций геомагнитного поля за 270 тыс. лет, относящаяся ко времени остывания Бушвельдского интрузива. Правда, сделано допущение: каждая запись продолжала предыдущую, это справедливо для первых двух температур, т.к. это точки Кюри, что же касается

третьей записи, то возможен перерыв между нею и предыдущей записью более 100 тыс. лет, в зависимости от модели. Однако наличие такой "дыры" мало меняет общую картину записи. В течение записи виден плавный рост амплитуды вариаций наклона. При этом перед сменой полярности зафиксировано резкое возрастание амплитуды, выделенное и на вейвлет-диаграмме (рис. 6), после которого следует заметный спад и далее продолжается плавное нарастание амплитуды вариаций наклона. Внутри отмеченного мощного всплеска колебания наклона имеют ритмичность 7.6 ± 1 тыс. лет и подобные всплески (6 штук) с подобной ритмичностью, но меньшей интенсивности, прослеживаются почти по всему интервалу записи (табл. 3, рис. 6);

4) для изучения спектра вариаций применен вейвлет-анализ, а именно использован так называемый вейвлет Морле, который дает наглядное представление о динамике возникновения, эволюции и исчезновения "характерных периодов" гармонических всплесков исследуемого сигнала. На вейвлет-диаграмме фиксируется серия колебаний наклона с ритмами от 68 до 2.5 тыс. лет (табл. 3, рис. 6). Все они неустойчивы во времени: во-первых, их продолжительность невелика, число колебаний у разных ритмов от 1-2 до 7-9; во-вторых, во времени меняется величина ритма, чаще она со временем нарастает, в-третьих, нередки колебания, особенно относительно короткопериодные, образуют цепочки коротких быстро затухающих и вновь возникающих всплесков (цугов), такковы колебания с ритмами 6.5-7.5 и 3-4.5 тыс. лет. Расстояния между всплесками с близкой ритмичностью неритмичны.

5) спектры вариаций, записанные в процессе остывания Бушвельдского интрузива, сопоставимы со спектрами, записанными в процессе остывания Мончегорского (Кольский полуостров) и Кивакского (Северная Карелия) интрузивов, хотя последние два древнее Бушвельдского примерно на 400 млн. лет и находились на огромном расстоянии от него. Можно говорить о сходных интервалах ритмичности, отмеченных во всех трех записях. Это: 5-7; 8-10; 15-17 и 30-40 тыс. лет [Печерский и др., 2004; 2004а; 2005].

Авторы благодарят В.Н. Деча и С.Р. Котова за предоставленную коллекцию образцов, Е.В. Шаркова и А.В. Чистякова за помощь в подборе геологических данных по Бушвельдскому интрузиву, Г.С. Янову за помощь в палеомагнитных измерениях, С.В. Болиховскую за данные о теплопроводности, теплоемкости и теплоте плавления минералов, Г.З. Гурария за полезные замечания при обсуждении статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 01-05-64240.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра. 1973. 544 с.
- Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарпов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск: Наука. 1972. 124 с.
- Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Шарков Е.В. Поведение направления геомагнитного поля в течение остывания Мончегорского плутона // Физика Земли. 2004. № 3. С. 64-85.
- Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Начасова И.Е. Детальная запись геомагнитного поля во время остывания Мончегорского интрузива // Физика Земли. 2004а. № 8. С. 14-28.
- Печерский Д.М., Захаров В.С., Хворое Д.М. Геомагнитное поле в процессе остывания интрузии Кивакка (Северная Карелия) // Физика Земли. 2005. № 4. С. 44-66.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М., 1966. 724 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Изверженные породы. М.: Мир. 1970. 550 с.
- Чуй Ч. Введение в вейвлеты. М.: Мир. 2001. 412 с.
- Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука. 1980. 184 с.
- Buick I.S., Maas R., Gibson R. Precise U-Pb titanite age constraints on the emplacement of the Bushveld Complex, South Africa // J. Geol. Soc. (London). 2001. V. 158. N 1. P. 3-6.
- Cawthorn R.G., Walraven F. Emplacement and Crystallization Time for the Bushveld Complex // Journal of Petrology. 1998. V. 39. Issue 9.
- Daubechies I. (1992) Ten Lectures on Wavelets. N 61 in CBMS-NSF Series in Applied Mathematics, SIAM, Philadelphia (Русский перевод: Добеши И. Десять лекций по вейвлетам. Ижевск: НИЦ "Регулярная и хаотическая динамика". 2001. 464 с.).
- Eales H.V., Cawthorn R.G. The Bushveld Complex. In Layered intrusions. R.G. Cawthorn (editor). Elsevier Science. 1996. P. 181-229.
- Eales H.V., de Klerk W.J., Butcher A.J., Kruger F.J. The cyclic unit beneath the UG1 chromitite (UGFW unit) at RPM union section platinum mine - Rosetta stone of the Bushveld Upper Critical Zone // Miner. Mag. 1990a. V. 54. N 1. P. 23-43.
- Eales H.V., de Klerk W.J., Teigler B. Evidence for magma mixing processes within the Critical and Lower zones of the northwestern Bushveld Complex, South Africa // Chem. Geol. 1990b. V. 88. N 3/4. P. 261-278.
- Engelbrecht J.P. Contact metamorphic processes related to the aureole of the Bushveld Complex in the Marico District, western Transvaal, South Africa // S. Afr. J. Geol. 1990. V. 93. N 2. P. 339-349.
- Hardle W. (1989) Applied nonparametric regression. Cambridge University Press, Cambridge, New York, New Rochell, Melbourne, Sydney (Русский перевод: Хардле В. Прикладная непараметрическая регрессия. М.: Мир. 1993. 349 с.).
- Hattingh P.J. The palaeomagnetism of the main zone in the western Bushveld Complex // Earth and Planetary Science Letters. 1986a. V. 79. P. 441-452.
- Hattingh P.J. The palaeomagnetism of the main zone in the eastern Bushveld Complex // Tectonophysics. 1986b. V. 124. P. 271-296.
- Hattingh P.J. The palaeomagnetism of the upper zone of the Bushveld Complex // Tectonophysics. 1989. V. 165. P. 131-142.
- Hattingh P.J., Pauls N.D. New palaeomagnetic results from the northern Bushveld Complex of South Africa // Precambrian Research 69: 1-4 (OCT 1994). P. 229-240.
- Mallat S. A wavelet tour of signal processing. Academic Press. San Diego, London, Boston, N.Y., Sydney, Tokyo, Toronto. 1998. 577 p.
- Schoenberg R., Kruger F.J., Kramers J.D. The formation of the PGE bearing Bushveld chromitites and the Merensky Reef by magma mixing: a combined Re-Os and Rb-Sr study // Miner. Mag. 1998. V. 62A (Goldschmidt Conference 1998. Toulouse). P. 1349-1350.
- Walraven F. Notes on the age and genetic relationships of the Makhutso Granite, Bushveld complex, south Africa // Chem. Geol. Asot. Geosci. 1988. V. 72. N 1. P. 17-28.