

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТРАППОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА

Н.Э. Михальцов, А.Ю. Казанский, В.В. Рябов*, А.Я. Шевко*, О.В. Куприш, В.Ю. Брагин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приводятся новые палеомагнитные данные для трапповой формации Сибирской платформы, полученные по керну двух скважин, расположенных в северо-западной части Норильского района: Хараелакской и Вологодчанской мульдах. По результатам палеомагнитных исследований скважин ХС-59 и ССВ-19 построены магнитостратиграфические разрезы и проведена их корреляция. Выявлены многочисленные палеомагнитные аномалии (ПМА) — кратковременные смены полярности (на фоне преобладающей) в узких интервалах разреза выше основной инверсии на границе ивакинской и сыверминской свит. Наиболее заметные ПМА наблюдаются в нижних интервалах моронговской и мокулаевской свит. При этом образцы из интервалов ПМА не отличаются от остальных ни по интегральным магнитным параметрам, ни по минеральному составу и размерам зерен ферромагнетиков. Это свидетельствует о геофизической природе ПМА и позволяет рассматривать их как записи экскурсов геомагнитного поля. При сопоставлении полученных результатов с колонкой магнитостратиграфического Мейшаньского глобального стратотипического разреза (GSSP) границы перми и триаса, предложен новый вариант ее положения в разрезе трапповой толщи Норильского района. На основании особенностей поведения магнитного поля сделана приблизительная оценка минимально возможной продолжительности формирования траппов в исследуемом районе в эпоху устойчивого магнитного поля прямой полярности около 500 тыс. лет.

Палеомагнетизм, магнитостратиграфия, траппы, продолжительность траппового магматизма, граница перми и триаса, Сибирская платформа, Норильский район.

PALEOMAGNETISM OF TRAP BASALTS IN THE NORTHWESTERN SIBERIAN CRATON,
FROM CORE DATA

N.E. Mikhail'tsov, A.Yu. Kazansky, V.V. Ryabov, A.Ya. Shevko, O.V. Kuprish, and V.Yu. Bragin

We present new paleomagnetic data for continental flood basalts (Siberian traps) obtained from cores of two boreholes in the northwestern Noril'sk area, within the Kharaelakh and Vologochan basins. Paleomagnetic measurements of lava and tuff samples from KhS-59 and SSV-19 boreholes allowed reconstructing and correlating the polarity patterns. Thus, multiple paleomagnetic anomalies (PA) have been discovered as short-term polarity changes in narrow intervals of the magnetostratigraphic section above the principal reversal at the boundary between the Ivakin and Syverma Formations.

The most prominent anomalies are observed at the bases of the Morongo and Mokulai Formations. The samples from the anomalous intervals differ from those of other intervals neither in magnetic properties nor in mineralogy and magnetic grain sizes. Therefore, the revealed PMA record excursions of the geomagnetic field. Comparison of the results with the Meishan Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary implies a revision to the *P–T* position in the trap basalt succession of the Noril'sk area. Judging by the EMF behavior, basalts in this part of the trap province erupted for at least 500 Kyr during the interval of stable normal polarity.

Paleomagnetism, magnetostratigraphy, trap basalts, trap magmatism, Permian–Triassic boundary, Siberian craton, Noril'sk area

ВВЕДЕНИЕ

Стратифицированные толщи изверженных пород являются уникальным архивом истории магнитного поля Земли. Многочисленные палеомагнитные исследования крупных изверженных провинций (LIP) по всему земному шару показали, что в таких толщах сохраняется информация не только о палеомагнитной зональности [Cox, 1988; Courtillot et al., 2000; Guillou et al., 2001; Poornachandra et al., 2003; Kristianson et al., 2004; Chenet et al., 2007], но и об элементах тонкой структуры геомагнитного поля прошлых эпох: вековых вариациях, экскурсах и инверсионных переходах [Herrero-Bervera et al., 1996, 2007; Kristjansson, Johannesson, 1999]. Палеомагнитные и магнитостратиграфические исследования сибирских траппов в большом объеме проводились в 1960—1970-х годах [Гусев и др., 1967; Гусев, 1968; Линд, 1973; Сидорас, 1984], а их результаты обобщены в работе [Lind et al., 1994] и др. В последние десятилетия методика палеомагнитных исследований претерпела существенные качественные изменения, связанные с появлением новых аппаратных возможностей и совершенствованием методических приемов как в эксперименте, так и в интерпретации получаемых результатов. Поэтому со второй половины 1990-х годов наблюдается повторный всплеск интереса палеомагнитологов к сибирским траппам. К настоящему времени в рамках этой тематики опубликовано большое количество работ [Gurevitch et al., 1995, 2004; Solodovnikov, 1995; Westphal et al., 1998; Казанский и др., 2000, 2005; Kravchinsky et al., 2002; Веселовский и др., 2003; Heunemann et al., 2004; Pavlov et al., 2007; Павлов и др., 2011; и др.], затрагивающих различные аспекты палео- и петромагнетизма сибирских траппов.

Большая часть этих исследований выполнена по отдельным обнажениям, увязанным в сводный магнитостратиграфический разрез. Поэтому нельзя исключить, что сводные магнитостратиграфические построения представляют собой сокращенную запись магнитного сигнала и кратковременные обращения магнитного поля (субзоны и микрозоны [Молоствовский, Храмов, 1997; Стратиграфический кодекс..., 2006] могут быть пропущены. В частности, что особенно важно в контексте представляемой работы, в ранних исследованиях для траппов Сибирской платформы уверенно выделяется только смена полярности магнитного поля с обратной на прямую (R-N) на границе ивакинской свиты (или ее стратиграфических аналогов) и вышележащей толщи. Случаи обнаружения противоположной полярности для отдельных образцов внутри магнитозон R или N не принимались во внимание, считались артефактами или относились на счет возможного перемагничивания или самообращения. Также и последние исследования, выполненные на современном уровне и с привлечением данных по скважинам, показали, что изменение полярности для отдельных образцов достаточно часто встречается как в нижних частях разреза трапповой формации до R/N инверсии, так и верхних, после инверсии [Gurevitch et al., 2004]. В этой же работе предполагается, что в интервале с верхней половины туклонской по среднюю часть надеждинской свиты в разрезе присутствует запись геомагнитного экскурса, что подтверждается и изменениями палеонапряженности [Heunemann et al., 2004]. Это обстоятельство также косвенно указывает на экстремальную краткость (в геологическом масштабе времени) эпизода магматической активности на территории Сибирской платформы [Heunemann, 2003].

Полнота разрезов в магнитостратиграфии имеет большое значение, поэтому целью данной работы было выявление кратковременных изменений геомагнитного поля во время формирования трапповой толщи по керновому материалу скважин ХС-59 и ССВ-19, представляющему одну из наиболее полных последовательностей для Норильского района. Также есть основания предполагать, что сохранность намагниченности в образцах керна выше, чем в естественных обнажениях. Все это позволяет повысить детальность, полноту и надежность магнитостратиграфических построений по сравнению с использованием фрагментарных разрезов по обнажениям.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов производился из фрагментов керна, ориентированных «верх—низ». Везде, где была такая возможность, образцы брали из не менее чем двух фрагментов керна для каждого тела (базальтового потока либо туфового горизонта). К сожалению, большая часть вулканических тел, особенно маломощных, представлены только одним фрагментом керна. В лаборатории из каждого фрагмента изготавливали один-два кубика $2 \times 2 \times 2$ см. Полная коллекция составила 313 образцов из 189 фрагментов керна.

Скважина ХС-59, пробуренная в северной части Хараслахской мульды (около 100 км к северо-северо-востоку от г. Норильск, рис. 1) вскрыла разрез вулканогенной толщи общей мощностью 1560 м, в котором представлен интервал от основания ивакинской свиты до нижней части мокулаевской свиты. Всего в разрезе выделен 131 покров базальтов различной мощности и 27 горизонтов туфов. Детально последовательность вулканических тел в скважине и их представленность образцами показаны в табл. 1. Общая коллекция по всей скв. ХС-59 отобрана из 165 фрагментов керна.

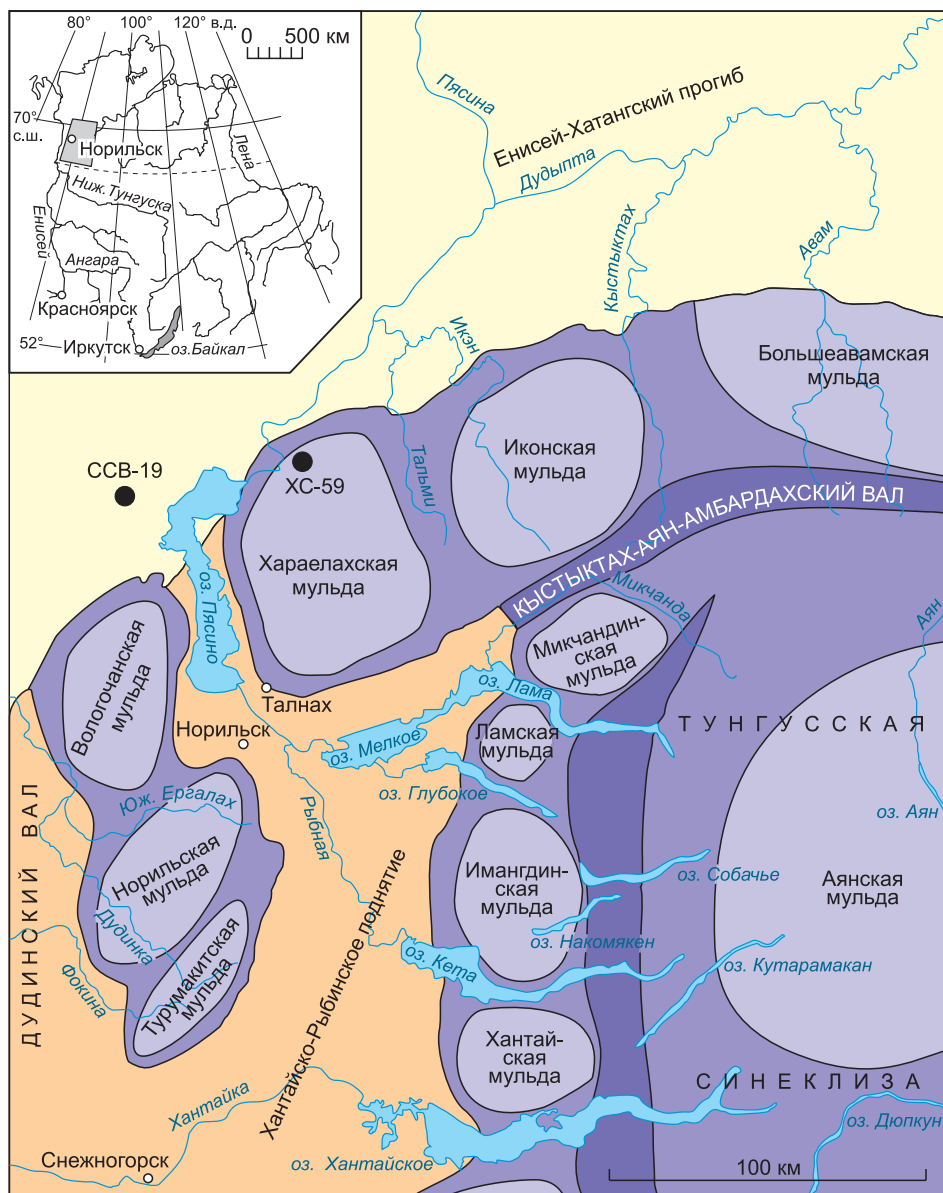


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения северо-запада Сибирской платформы с обозначением положения исследованных скважин.

Ивакинская свита сложена 16 покровами базальтов (порфировые, пойкилоофитовые, миндалекаменные, преимущественно титан-авгитовые) с редкими маломощными прослоями туфов и туффитов. Мощность свиты 285 м. В средней части свиты имеется тело долеритов, предположительно интрузивной природы (iv-12L). К сожалению, самую нижнюю часть свиты (где можно было бы обнаружить «следы» предшествовавшего периода прямой полярности поля) отобрать не удалось. Фрагменты керна из маломощного горизонта туфов и вышележащего базальтового потока физически разрушены настолько, что изготовить из них ориентированные образцы не представляется возможным. Поэтому нижней границей опробования является контакт туфа (iv-3T) и подошвы мощного базальтового потока (iv-4L) на глубине 1585.0 м. Этот же поток опробован в средней и верхней частях. Еще три относительно мощных потока присутствуют в верхней части свиты. Они также опробованы в нижних, средних и верхних частях. По разным причинам остались не исследованными 3 слоя туфов и 4 потока базальтов внутри свиты в основном из-за отсутствия керна или его непригодности (разрушен) для изготовления ориентированных образцов. Всего в ивакинской свите отбор образцов произведен из 24 независимых фрагментов керна.

Таблица 1.

Магнитное наклонение в образцах скв. ХС-59 (40.2 м от забоя)

Тело	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Inc</i>	Тело	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Inc</i>
mk-7L	3.3	42.0	79.9	mr-16L	27.8	385.0	80.5
mk-6L	22.3	47.4	-76.6			387.7	81.8
mk-5L	10.5	74.5	74.9			399.6	67.7
mk-4L	11.3	85.0	-67.8			401.3	65.1
mk-3L	3.4	88.5	-80.9	mr-15T	21.2	405.5	72.7
mk-2L	23.1	91.2	64.5			414.3	85.9
		92.2	-75.1	mr-14L	40.7	456.7	83.0
		92.2	-78.9			0.8	—
		107.0	79.8	mr-12L	23.4	491.5	89.0
mk-1T	4.0	115.5	77.5	mr-11T	9.6	491.5	80.5
mr-40L	6.8	119.4	-69.1	mr-10L	16.3	514.5	-79.5
mr-39L	34.1	141.8	76.9	mr-9L	4.2	521.6	74.6
		153.2	82.4	mr-8T	2.9	521.6	77.0
mr-38L	6.2	164.4	83.7	mr-7L	3.3	527.1	72.2
mr-37L	2.5	166.3	-82.1	mr-6L	4.2	—	—
mr-36L	8.8	172.1	82.2	mr-5L	2.5	—	—
mr-35L	8.4	183.9	81.8	mr-4L	3.4	537.8	-77.6
mr-34L	4.5	188.0	79.5	mr-3L	6.4	543.0	76.0
mr-33L	9.8	197.8	70.2	mr-2L	14.4	557.4	74.2
mr-32L	6.4	205.0	86.4	mr-1T	4.3	560.0	73.1
mr-31L	9.9	210.1	79.0			562.5	60.5
		214.3	85.6	nd-33L	32.3	583.5	77.3
mr-30L	6.5	219.3	84.2			588.0	77.2
mr-29L	6.8	226.7	86.9			590.3	77.7
		228.0	86.7			594.1	78.8
		228.4	87.6	nd-32T	1.0	595.3	73.0
		228.8	81.1	nd-31L	29.9	—	—
mr-28T	2.0	228.8	77.4	nd-30T	1.3	—	—
		229.6	88.2	nd-29L	2.0	—	—
mr-27L	1.6	232.4	79.0	nd-28L	15.0	634.7	77.7
mr-26L	3.0	234.8	81.5	nd-27L	2.0	—	—
mr-25L	0.7	235.9	82.7	nd-26T	0.2	—	—
mr-24L	11.9	242.0	85.4	nd-25L	12.9	—	—
		245.3	86.1	nd-24L	6.0	—	—
		248.0	73.0	nd-23L	14.4	—	—
mr-23T	1.8	248.0	43.0	nd-22T	1.3	—	—
		248.9	62.7	nd-21L	27.4	—	—
mr-22L	72.9	249.8	76.0	nd-20L	17.6	—	—
		263.0	74.3	nd-19L	2.3	—	—
		273.3	76.5	nd-18L	7.1	—	—
		286.6	80.9	nd-17L	27.0	746.3	83.4
		288.5	80.8			762.7	54.9
		315.7	74.1	nd-16T	0.6	—	—
322.7	62.5	nd-15L	9.7	771.0	67.3		
mr-21T	3.7	323.8	-76.0	nd-14L	4.4	776.5	56.3
mr-20L	38.7	339.2	69.0	nd-13L	2.4	—	—
		352.2	74.3	nd-12L	2.4	—	—
mr-19T	1.3	365.8	76.1	nd-11L	8.7	789.9	44.3
mr-18T	8.3	369.0	76.5	nd-10L	13.9	798.4	-60.3
mr-17T	2.9	375.9	78.9	nd-9L	11.8	815.3	66.3

Продолжение табл. 1

Тело	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Inc</i>	Тело	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Inc</i>
nd-8L	12.2	819.8	61.0	gd-12L	3.7	1169.3	55.5
		828.3	71.6	gd-11L	3.3	1173.7	-59.1
nd-7L	9.7	835.1	63.6	gd-10L	12.5	1184.0	64.9
nd-6L	19.8	842.0	54.5	gd-9L	2.2	1188.7	63.5
		853.4	65.6	gd-8L	3.4	1191.7	75.2
nd-5L	23.1	880.3	65.0	gd-7L	3.6	—	—
nd-4L	24.1	902.9	67.1	gd-6L	5.7	1199.3	59.7
nd-3L	16.5	921.5	69.6	gd-5L	1.3	1203.0	64.3
nd-2L	25.0	930.3	68.3	gd-4L	10.1	1206.7	61.8
		945.8	58.9	gd-3L	5.2	1215.5	66.3
nd-1L	9.6	—	—	gd-2L	8.3	1225.8	62.8
tk-16L	7.4	960.7	72.2	gd-1T	0.1	1226.6	57.1
tk-15L	4.5	967.2	77.0	sv-10L	3.1	1229.2	67.2
tk-14L	2.2	—	—	sv-9L	5.9	1234.5	56.6
tk-13L	2.9	—	—	sv-8L	3.9	1238.6	62.5
tk-12L	4.9	—	—	sv-7L	12.5	1251.4	53.4
tk-11L	3.2	980.6	73.9	sv-6L	19.6	1271.7	39.1
tk-10L	4.8	—	—	sv-5L	4.6	1275.0	27.9
tk-9L	2.2	988.1	69.8		0.5	1276.8	-44.1
tk-8L	5.8	—	—		0.7	—	—
tk-7L	5.6	996.8	24.5		10.0	1282.4	48.7
tk-6L	8.3	—	—	sv-4L	5.8	1293.0	45.4
tk-5L	13.5	1010.1	74.7	sv-3L	5.3	—	—
tk-4L		1021.1	71.8	sv-2L	9.4	1305.5	67.9
tk-3L	3.8	1025.2	56.0	sv-1T	1.7	—	—
tk-2L	17.8	1035.5	80.2	iv-22L	21.8	1310.0	70.7
tk-1L		1041.4	73.9			1310.3	71.1
hk-6T	9.4	—	—			1317.8	-75.7
hk-5L	8.3	1079.9	75.2			1330.4	78.0
hk-4L	5.4	1082.3	79.5	iv-21L	34.5	1339.7	-72.9
hk-3T	1.6	1087.0	78.3			1352.1	-71.1
hk-2L	2.8	1089.0	80.8			1361.8	-72.4
hk-1T	7.7	1097.0	-78.4	iv-20L	58.3	1376.5	-69.0
gd-27L	5.1	1100.8	71.1	iv-19T	0.3	—	—
gd-26L	3.1	—	—	iv-18L	6.6	1427.3	-78.1
gd-25L	4.8	1110.3	64.5	iv-17L	13.1	1433.6	-67.1
		1110.5	69.1			1442.9	75.9
gd-24L	7.4	1113.8	-73.9	iv-16L	11.4	1449.1	-72.9
gd-23L	3.1	—	—			1454.7	-75.2
gd-22L	3.0	—	—	iv-15L	7.9	1460.1	-81.9
gd-21L	7.1	1129.0	74.8	iv-14T	0.6	—	—
gd-20L	11.5	1141.9	72.1	iv-13L	8.2	1471.5	-80.6
gd-19L	1.4	—	—	iv-12L	4.5	—	—
gd-18L	2.0	1146.0	61.0	iv-11L	7.0	—	—
gd-17L	1.0	1147.0	66.0	iv-10L	15.0	1487.0	-75.2
gd-16L	6.1	—	—			1498.9	-70.0
gd-15L	1.9	—	—	iv-9L	7.9	—	—
gd-14L	3.6	1157.2	72.3			—	—
gd-13L	8.7	—	—				

Окончание табл. 1

Тело	<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Inc</i>
iv-8L	5.1	—	—
iv-7L	1.8	1513.1	-73.7
iv-6L	2.6	1514.0	-69.9
iv-5T	1.1	—	—
iv-4L	67.6	1519.8	-69.0
		1580.9	22.4
		1585.0	-66.4
iv-3T	1.5	1585.0	-66.7
iv-2L	8.0	—	—
iv-1T	0.4	—	—

Примечание. Маркировка вулканических тел обозначена следующим образом: индекс свиты, № тела в свите, породы (L — базальты/долериты, T — туфы). Остальные колонки: *M* — мощность тела (м); *H* — глубина образца в скважине (м); *Inc* — магнитное наклонение. Обозначения свит даны в подписи к рис. 6. Прочерк — нет данных.

Базальты толеитовые, местами порфиоровые. Мощность свиты 115 м. В хақанчанской и туклонской свитах почти все тела представлены одним фрагментом керна, имеется несколько пропущенных (см. табл. 1). Общее число исследованных фрагментов: 5 в хақанчанской и 12 в туклонской.

Надеждинская свита: в разрезе выделяются 27 покровов базальтов и 5 маломощных горизонтов туфов. Базальты толеитовые, олигогломеропорфиоровые, полифиоровые. Мощность свиты 384 м. В свите есть значительный пропущенный интервал 596—741 м, который приходится большая часть туфовых прослоев (см. табл. 1). Детально опробован самый верхний покров: четыре фрагмента керна из различных зон от подошвы до кровли. Еще для четырех покровов имеется по два фрагмента, для остальных — по одному. Всего в надеждинской свите изучено 23 независимых фрагмента керна.

Моронговская свита сложена 29 покровами базальтов, местами разделенных прослоями туфов и туффитов. Базальты олигогломеропорфиоровые, пойкилоофитовые, афировые. Мощность свиты 445 м.

Мокулаевская свита: в скважине вскрыта только нижняя часть, состоящая из шести покровов базальтов. Базальты гломеропорфиоровые, олигогломеропорфиоровые, афировые. В основании свиты — 4-метровый туфовый горизонт. Мощность вскрытой части ~ 80 м. Моронговская и мокулаевская свиты почти не имеют пропусков в отборе керна (см. табл. 1). Детально опробованы четыре относительно мощных покрова в средней части моронговской свиты (до семи фрагментов керна в потоке мощностью 73 м) и один в основании мокулаевской. Всего в моронговской свите исследовано 58 независимых фрагментов керна, в мокулаевской — 10.

Скважина ССВ-19 пробурена в северной части Вологочанской мульды, приблизительно в 40 км к западу от скв. ХС-59. Исследованный интервал вскрытого скважиной разреза мощностью 182 м дублирует верхнюю часть разреза ХС-59. Подробно схема опробования скважины приведена в табл. 2. Верхняя подсвита *моронговской свиты* (мощность исследованной части 145 м) содержит 11 тел, представленных базальтами (порфиоровыми, афировыми, микропойкилоофитовыми) и туфами (алевритовыми, псаммитовыми, псефитовыми). Детально опробовать удалось только три покрова, из которых отобрано 3, 5 и 5 фрагментов керна. В остальных присутствует по одному фрагменту. Неисследованными остались два туфовых прослоя, а также интервал 262.3—310.1 м. Всего в моронговской свите изучено 18 фрагментов керна, представляющих пять потоков и три туфовых горизонта.

В *мокулаевской свите* присутствует только один покров плагиофиоровых базальтов мощностью 37 м. В нем исследовано шесть фрагментов керна из различных зон от подошвы до кровли покрова.

Методика палеомагнитных исследований не отличалась от общепринятой [McElhinny, McFadden, 2000; Таухе, 2002]. Лабораторные исследования проводились на аппаратурной базе Палеомагнитного центра ИНГГ СО РАН, включающей экранированную комнату (внутреннее поле < 250 нТл), где установлены: криогенный магнитометр 2G Enterprises со встроенной установкой размагничивания переменным магнитным полем, спин-магнитометр JR-6A и горизонтальная экранированная печь системы В.П. Апарина. Магнитная восприимчивость образцов (κ) измерялась на двухчастотном каппометре Bartington MS2B. Изучение состава магнитных минералов и гистерезисных характеристик проводилось

Сыверминская свита имеет мощность 83 м. В основании свиты находится маломощный прослой туфов, который по аналогичным указанным выше причинам не исследован. В разрезе выделяются 9 покровов толеитовых базальтов, как правило, с выраженными верхними миндалекаменными зонами. Покров мощностью 15.8 м (sv-5L) в средней части свиты состоит из нескольких маломощных потоков с четко видимыми границами. Всего в сыверминской свите исследовано 12 независимых фрагментов керна.

Гудчихинская свита сложена 26 покровами пикритовых и толеитовых базальтов. Мощность свиты 129 м. Неопробованными остались 8 маломощных потоков. Общее количество исследованных фрагментов керна в свите — 21.

Хақанчанская свита включает в себя три покрова пойкилоофитовых базальтов, два мощных туфовых горизонта в основании и кровле свиты (7.7 и 9.4 м соотв.) и маломощный (1.6 м) прослой туфов в середине. Мощность свиты 35 м. Верхний горизонт остался неопробованным.

Туклонская свита сложена 16 покровами ба-

в палеомагнитной лаборатории Казанского государственного университета на аппаратуре конструкции П.Г. Ясонова [Jasonov et al., 1998].

Для установления компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию и/или размагничиванию переменным магнитным полем (AF-размагничивание). Сравнение результатов различных видов размагничивания показало их хорошую сходимость и в целом равнозначную эффективность для данной коллекции. Образцы-дубли, в которых наблюдалось «аномальное» для данного стратиграфического уровня направление остаточной намагниченности, были подвергнуты размагничиванию обоими способами, чтобы исключить влияние специфики того или иного метода. По результатам размагничивания исследовался компонентный состав намагниченности с использованием стандартных алгоритмов [Kirschvink, 1980], реализованных в программных пакетах [Enkin, 1994]. В процессе интерпретации рассматривались все присутствующие в образцах компоненты, а не только характеристический (ChRM). Направления вязкой и так называемой «термовязкой» намагниченности представляли отдельный интерес, поскольку использовались для контроля ориентировки керна «верх—низ», чтобы исключить ложное изменение знака наклона. С этой целью интервал температурной чистки до 200 °С пройден с шагом 40—50° (для чистки переменным магнитным полем выбор шага зависел от магнитной жесткости конкретного образца).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скалярные магнитные характеристики на диаграмме k —NRM отчетливо распадаются на две группы (рис. 2). В группу сильномагнитных (k : 250—15000 · 10⁻⁵ СИ; NRM: 100—400 мА/м) попадают все образцы из мокулаевской и моронговской свит обеих скважин и наиболее магнитные образцы из вулканитов остальной части разреза. Значения фактора Кенигсбергера (Qn) образцов этой группы варьируют от 1 до 28, что нормально для изверженных пород с термоостаточной намагниченностью [Нагата, 1965] и лишь несколько образцов имеют $Qn < 1$, это в основном породы ивакинской свиты. Магнитные характеристики пород второй группы существенно ниже (k : 30—200 · 10⁻⁵ СИ; NRM: 0.7—200 мА/м), Qn для них, как правило, меньше 1, а для части образцов < 0.1 . В эту группу попадает часть туфов и базальтов ивакинской, гудчихинской, туклонской и, в меньшей степени, хакачанской свит.

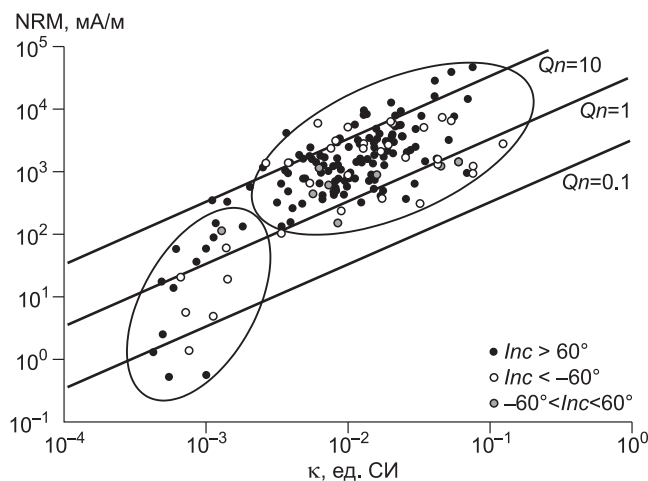


Таблица 2. Магнитное наклонение в образцах скв. ССВ-19

Тело	M	H	Inc		
mk-1L	36.8	165.0	-70.2		
		178.7	70.3		
		198.5	69.1		
		198.7	65.1		
		200.1	68.9		
mr-1T	17.2	200.3	63.7		
		217.5	-63.4		
		mr-2L	15.4	223.2	59.8
				224.0	67.5
				229.1	66.4
229.7	63.7				
mr-3L	0.3	232.3	66.2		
		232.9	74.7		
mr-4T	0.2	—	—		
mr-5L	13.5	239.0	65.7		
		242.7	61.7		
		242.9	63.8		
		245.8	62.7		
		246.1	64.2		
mr-6T	15.4	254.6	-60.5		
mr-7	47.8	—	—		
mr-8T	18.9	—	—		
mr-9L	13.2	330.6	64.8		
		336.6	62.9		
		342.0	58.6		
mr-10L	3.3	342.2	50.6		
mr-11T	—	353.3	-65.7		

На диаграмме Дэй—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] большинство образцов попадает в область псевдооднодоменного состояния (рис. 3). Многодоменным состоянием характеризуются в основном базальты моронговской свиты.

На диаграмме Дэй—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] большинство образцов попадает в область псевдооднодоменного состояния (рис. 3). Многодоменным состоянием характеризуются в основном базальты моронговской свиты.

Рис. 2. Скалярные магнитные характеристики исследованных образцов базальтов и туфов на диаграмме k —NRM.

Овалами показаны две группы образцов — «сильномагнитные» и «слабомагнитные». Наклонные линии обозначают величину фактора Кенигсбергера (Qn).

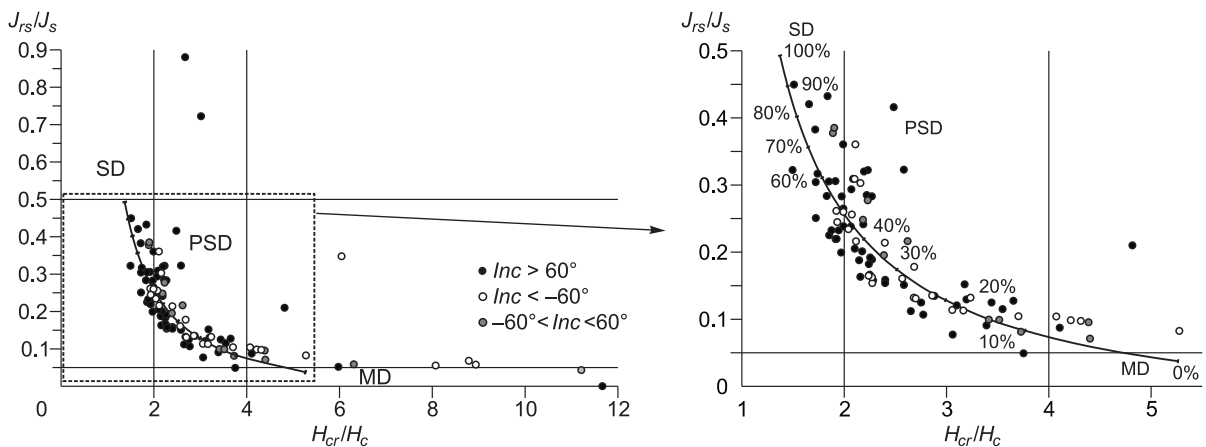


Рис. 3. Диаграмма Дэй—Данлопа ($H_{cr}/H_c—J_{rs}/J_s$) для образцов исследованных пород.

Физические величины обозначены: H_c — коэрцитивная сила, H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила, J_s — намагниченности насыщения, J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения. Области: SD — однодоменных частиц, PSD — псевдооднодоменных, MD — многодоменных. Кривая на диаграмме — значения для титаномагнетита, в зависимости от соотношения содержаний одно- и многодоменных зерен.

свиты. В однодоменную область попадают единичные образцы из всех стратиграфических подразделений.

Компонентный состав намагниченности. Поведение вектора остаточной намагниченности в ходе магнитных чисток (рис. 4) для образцов из обеих скважин не отличается. В общем случае выделяются два компонента намагниченности. В интервале температур до 200 °С (или до 10 мТл) разрушается компонент намагниченности, по-видимому, представляющий суперпозицию лабораторной вязкой и вязкой намагниченности, приобретенной *in situ*. Следует отметить, что вклад вязкой намагниченности в общий спектр NRM невелик, и примерно в одной трети образцов она не выделяется в качестве самостоятельного компонента. Тем не менее в образцах с обратной полярностью основной намагниченности вязкая видна достаточно хорошо, чтобы удостовериться в правильности ориентировки керна «верх—низ» (см. рис. 4, д). В некоторых образцах вторичный компонент, близкий по направлению к современному полю, сохраняется до 450—500 °С при температурной чистке, но быстро (до 40 мТл) разрушается при чистке переменным полем, что позволяет предполагать его термовязкую природу (см. рис. 4, а). Основная часть намагниченности в базальтах (см. рис. 4, а, б) разрушается в интервале 500—570 °С (или 30—90 мТл, в отдельных образцах до 150—160 мТл), где выделяется ChRM. Судя по результатам термомагнитного анализа (рис. 5, а, б), вместе с деблокирующими температурами, можно предположить, что основным носителем ChRM является высокожелезистый титаномагнетит и/или магнетит. В половине исследованных образцов туфов носителем ChRM является магнетит (см. рис. 4, в), в другой половине — гематит (см. рис. 4, з). Состав носителей намагниченности, установленный при терморазмагничивании, в целом подтверждается результатами термомагнитного анализа в модификациях $I_{rs}(T)$ и $I_s(T)$ -ДТМА, и коэрцитивной спектрометрии (см. рис. 5, в, з).

Магнитная полярность. По результатам проведенных исследований для скважин ХС-59 и ССВ-19 построены графики изменения наклона ChRM по глубине (рис. 6). В поведении ChRM по разрезу ХС-59 видны две особенности: во-первых, изменение преимущественной полярности с отрицательной на положительную на границе ивакинской и сыверминской свит, что, по всей видимости, является записью инверсии магнитного поля, как и было установлено предыдущими исследованиями [Гусев, 1970; Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 2004]. Во-вторых, в прямонамагнитной части разреза выше ивакинской свиты наблюдается множество палеомагнитных аномалий (ПМА) — случаев изменения наклона на обратное, фиксируемых для единичных тел или даже единичных образцов. Также есть несколько случаев появления прямой полярности в ивакинской свите. Магнитное наклонение характеристических направлений в образцах, с привязкой их к потокам и свитам, подробно приведено в табл. 1 и 2. К сожалению, «аномальная» полярность фиксируется в потоках (туфах), представленных только одним фрагментом керна, за исключением мощного покрова (см. табл. 1, тк-2L) в основании мокулаевской свиты. В его строении видно несколько явно различных зон: нижняя миндалекаменная, зона плотных базальтов, верхняя миндалекаменная, переходящая в зону лавобрекчий, туфобрекчий и спекшихся обломков туфов и пористых лав. Есть основания полагать, что данный покров сформировался в результате серии (а не од-

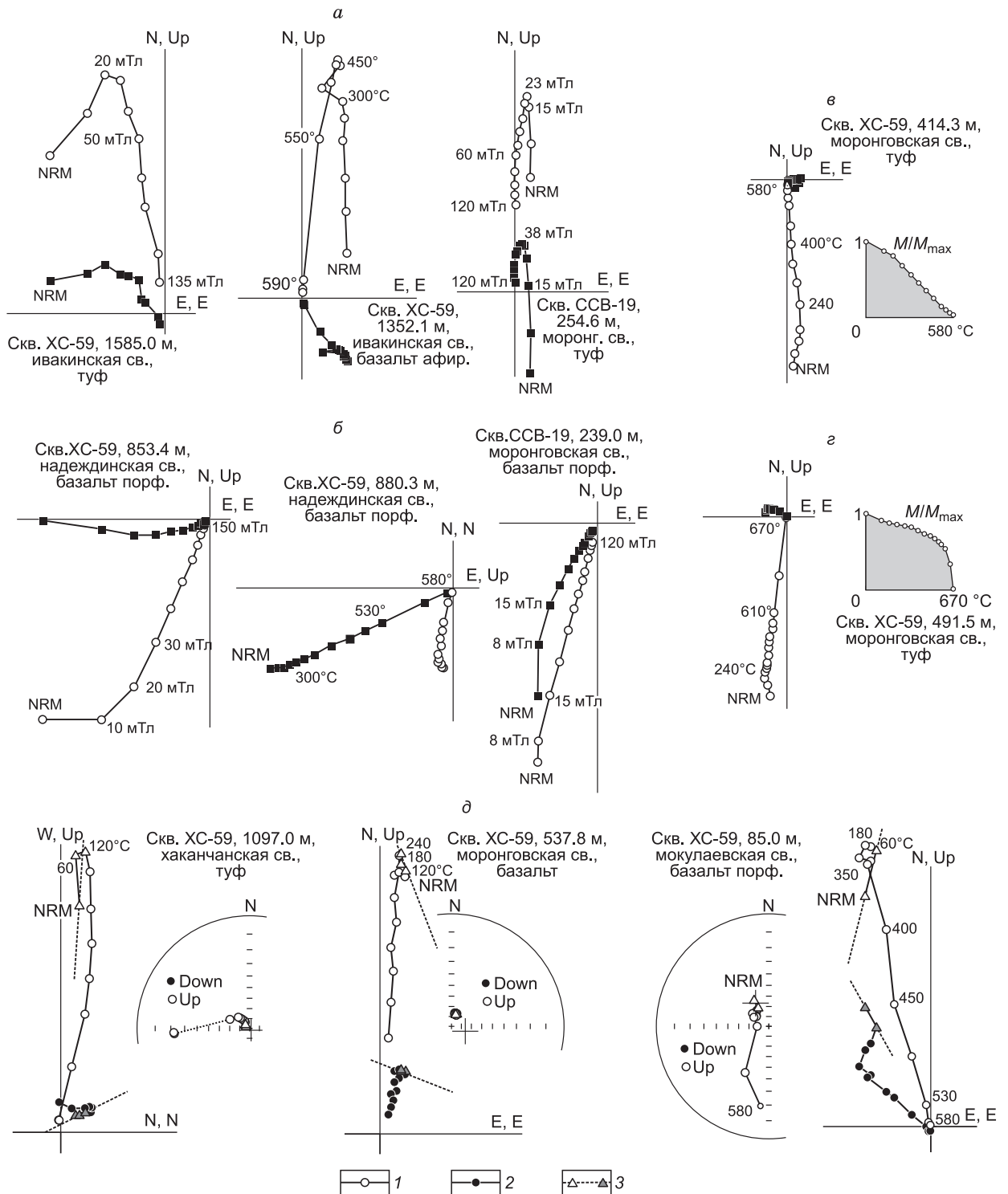


Рис. 4. Ортогональные диаграммы (Зийдервельда), показывающие изменение вектора остаточной намагниченности в ходе магнитной чистки для образцов скважин XC-59 и CCB-19.

а — образцы с отрицательным наклоном характеристического компонента намагниченности; *б* — то же, но с положительным наклоном; *в* — образцы туфов с магнетитом в качестве основного носителя намагниченности; *г* — то же, но с гематитом; *д* — примеры контроля ориентировки зерна «верх-низ» по направлению вязкой намагниченности (крест на стереограммах) в образцах с «аномальной» полярностью характеристического компонента. Проекции: 1 — вертикальная, 2 — горизонтальная; 3 — вязкая намагниченность.

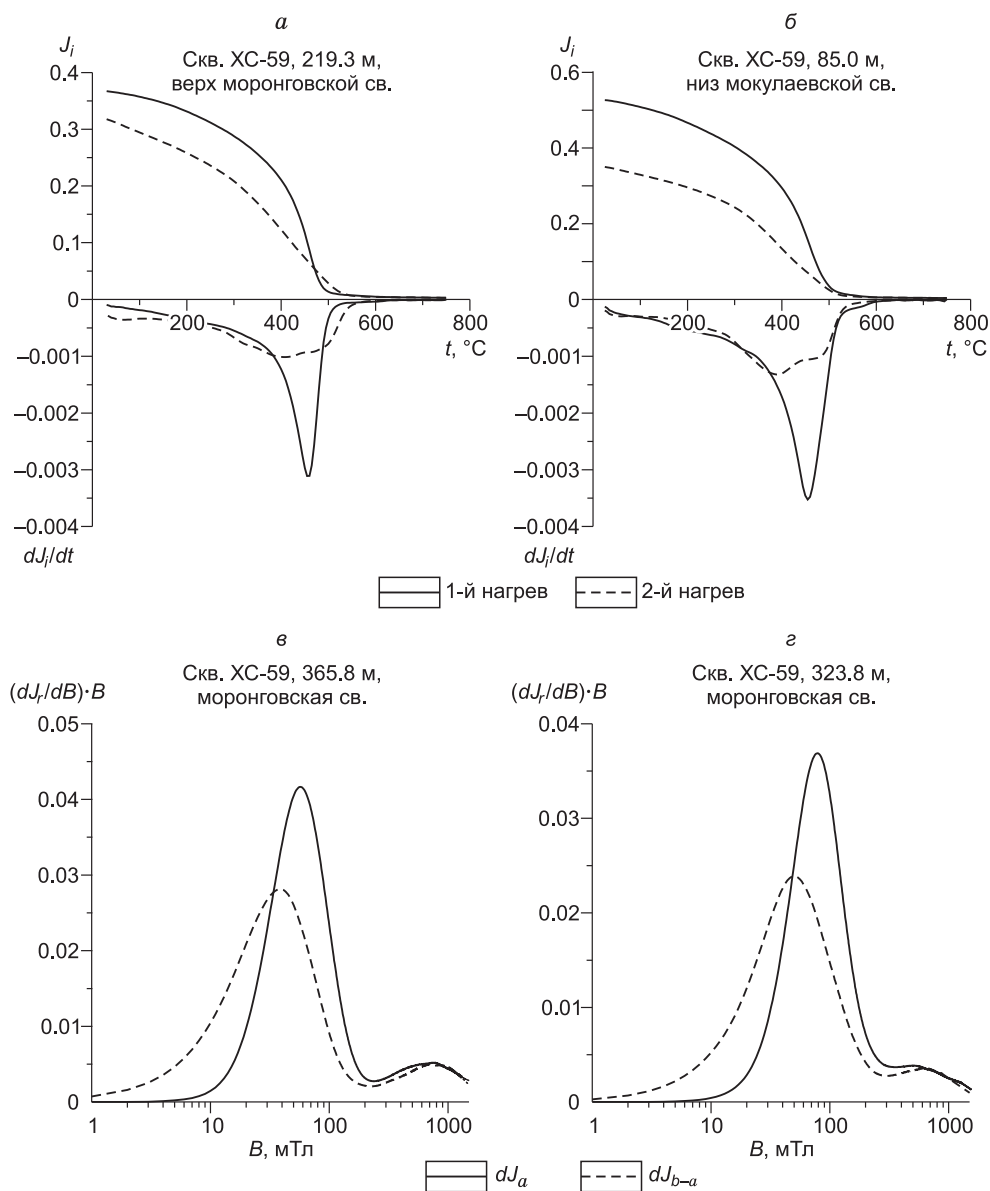


Рис. 5. Сравнение составов магнитной фракции образцов с положительным (а, в) и отрицательным (б, з) наклоном.

а, б — кривые ДТМА образцов базальтов: а — XC59/219.3 (верх моронговской свиты), б — XC59/85.0 (низ мокулаевской свиты); в, з — коэффциентные спектры образцов туфов, содержащих гематит (подъем графика на высоких полях): в — XC59/365.8, з — XC59/323.8 (моронговская свита).

ного) последовательных (с минимальными промежутками) извержений, отдельные из которых сопровождалась значительными выбросами пеплового материала. Нами исследован один фрагмент керна (107.0 м) из плотных базальтов в нижней части покрова, фрагмент лавобрекчии вблизи кровли (91.2 м) и крупный фрагмент керна, состоящий из красного туфа (мелкообломочной туфобрекчии) и лежащего сверху (со следами «закатывания») миндалекаменного базальта (92.2 м). Именно образцы из этой «связки» туф—базальт показывают обратную полярность намагниченности, в то время как образцы из нижней и самой верхней частей этого же покрова несут прямую полярность. Поскольку правильность вертикальной ориентировки керна в данном случае не вызывает сомнений (видно, что базальтовая лава изливалась на туф и захватывала его обломки, а не наоборот), присутствие прямой и обратной полярности в одном покрове, по-видимому, можно отнести на счет неодновременности формирования отдельных его частей.

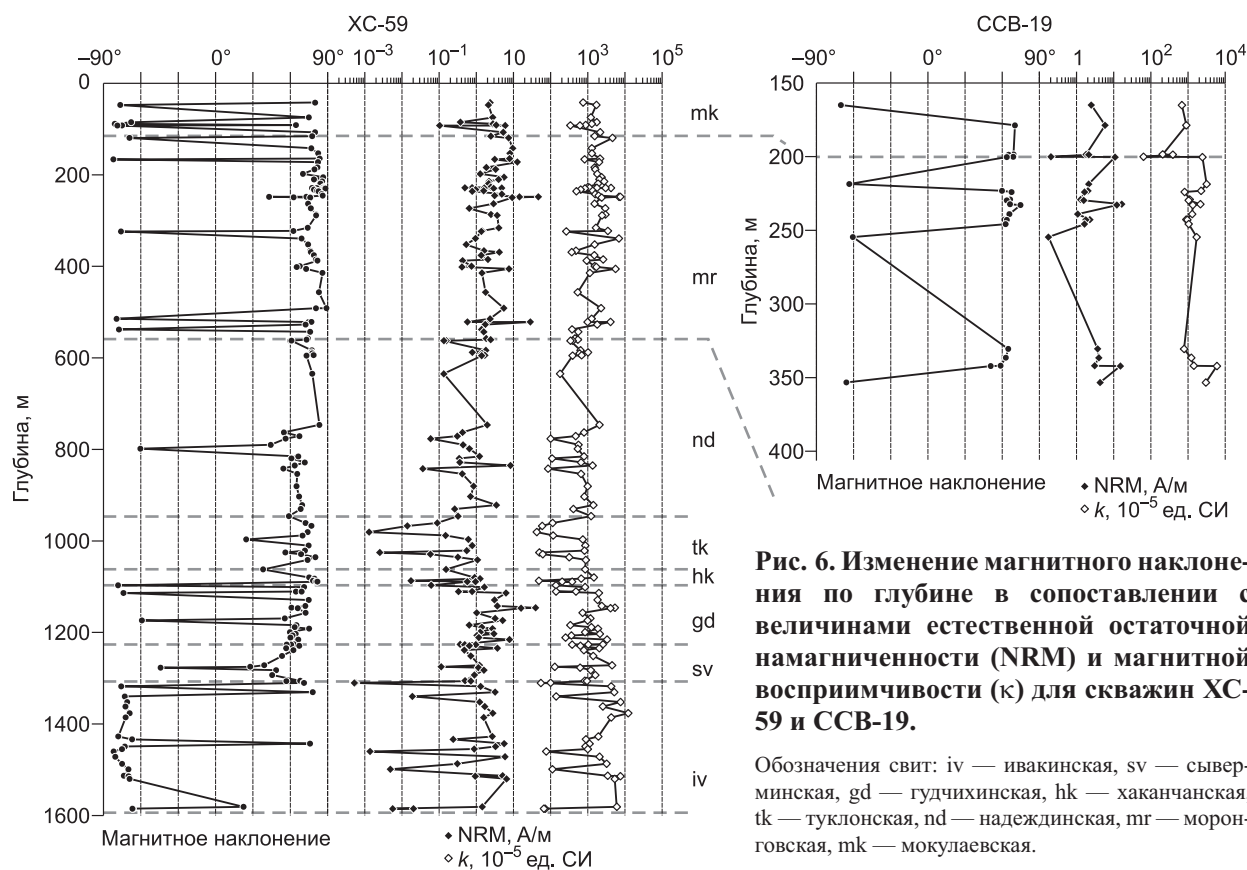


Рис. 6. Изменение магнитного наклоения по глубине в сопоставлении с величинами естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (κ) для скважин XC-59 и CCB-19.

Обозначения свит: iv — ивакинская, sv — сыверминская, gd — гудчихинская, hk — хаканчанская, tk — туклонская, nd — надеждинская, mr — моронговская, mk — мокулаевская.

В разрезе скв. CCB-19, на фоне преимущественно прямой присутствует обратная полярность в двух туфовых горизонтах, представленных единичными фрагментами керна — mr-1Г и mr-6Г (см. табл. 2). Также обратная полярность обнаружена в единственном фрагменте керна из самого нижнего (в пределах исследованной части) горизонта в скважине. Обратная полярность самого верхнего образца из мощного покрова в мокулаевской свите (см. табл. 2) может быть связана с перемагничиванием породами более молодого возраста, которые не изучались.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа палеомагнитных аномалий. Существенным в данной работе является обнаружение большого числа отдельных обратномагнитных вулканических тел внутри зоны прямой полярности. Подобные случаи встречались практически во всех магнитостратиграфических исследованиях норильских траптов начиная с 1960-х годов и включая недавние. Но, как правило, считалось, что они не связаны с изменениями геомагнитного поля. В одной из последних работ Е. Гуревича и К. Хойнемана с соавторами [Gurevitch et al., 2004], неоднократно фиксируются случаи «обратной» полярности в отдельных образцах, более всего в скв. CD-24. Проблема в том, что эти «аномалии» не обнаруживают корреляции между разрезами. В связи с чем авторы предлагают объяснить их появление ошибками в ориентировке керна или присутствием в разрезе неидентифицированных интрузий. С другой стороны, сравнение магнитной записи по скв. CD-24, представленной в той работе, с нашими данными показывает значительное сходство магнитной записи (рис. 7). Видно, что участки ПМА приурочены к одним и тем же интервалам разреза.

Для корректной интерпретации полученной магнитной записи вопрос о природе ПМА является ключевым. Набор причин их появления, можно разделить на несколько групп: а) образование метахронной химической намагниченности и/или самообращение намагниченности; б) искажение направления термоостаточной намагниченности под воздействием намагнитных тел, расположенных в непосредственной близости; в) кратковременное изменение полярности магнитного поля Земли, совпавшее по времени с образованием конкретного лавового потока или горизонта туфов. Последнюю причину можно было бы принять как наиболее вероятную в том случае, если не выявлено признаков действия остальных. Поэтому далее рассмотрим их подробнее.

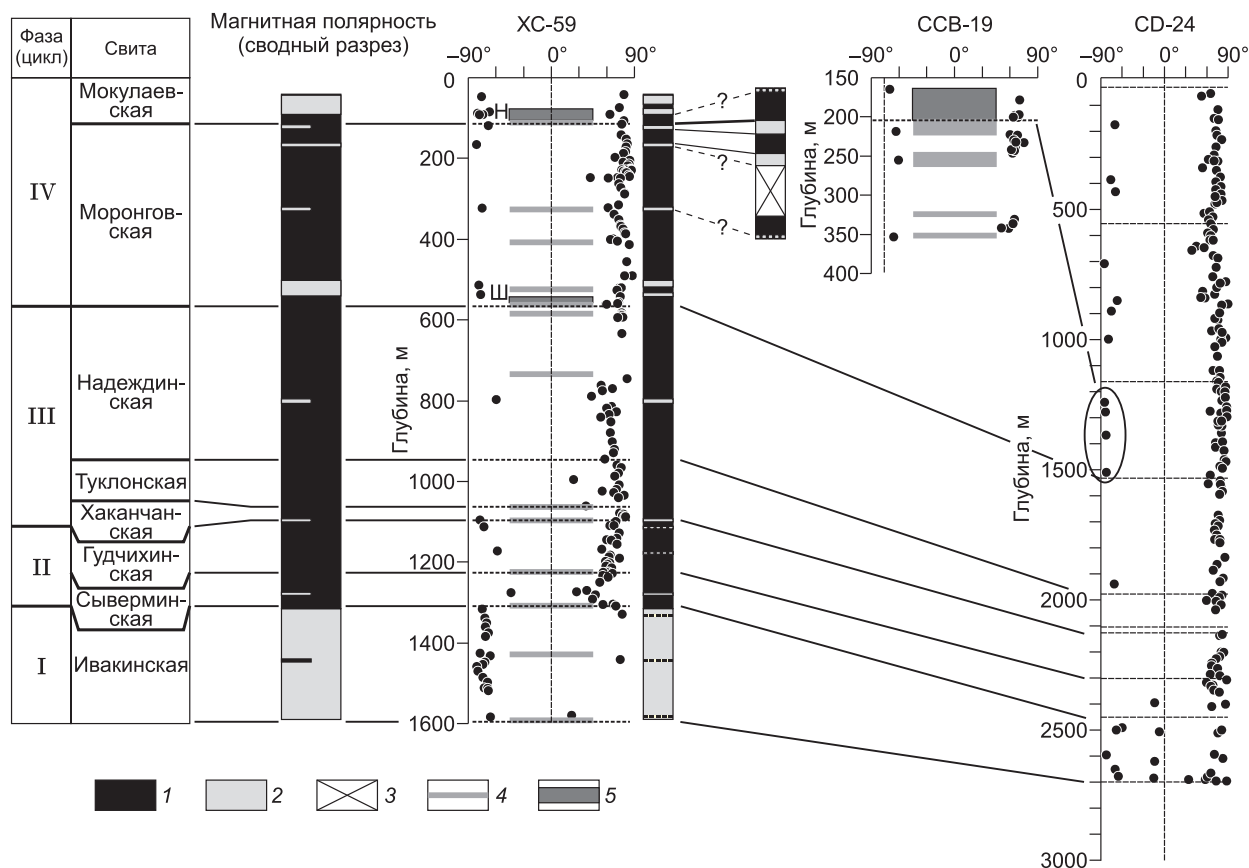


Рис. 7. Магнитостратиграфические разрезы скважин XC-59 и CCB-19 [настоящая работа], их корреляция между собой и сводный разрез.

Сравнение записи магнитного наклонения в изученных разрезах с аналогичной для скв. CD-24, по [Gurevitch et al., 2004] (овалом выделена часть записи, отличающаяся наибольшим сходством во всех разрезах). 1, 2 — полярность: прямая (1), обратная (2); 3 — данные отсутствуют; 4 — основные горизонты туфов; 5 — маркирующие покровы: Н — надаянский, Ш — шадринский.

Типичной причиной замещения первичной остаточной намагниченности, вновь образованной в магматических (вулканогенных) породах, является действие физико-химических процессов, так или иначе влияющих на состав и/или структуру магнитных минералов. Это должно также отразиться и в наблюдаемых петромагнитных характеристиках образцов. По результатам наших исследований, образцы из интервалов ПМА не выделяются на общем фоне по интегральным магнитным параметрам NRM и k (см. рис. 2, б). Несмотря на то, что вариации этих параметров по разрезу значительны, они не коррелируют с изменениями магнитного наклонения (см. рис. 6). Не выделяются на общем фоне образцы с «аномальной» полярностью также ни по доменному состоянию (см. рис. 3), ни по составу (см. рис. 5) минералов-носителей намагниченности. Что характерно, в базальтах с «аномальным» наклонением по результатам ДТМА фиксируется присутствие одной магнитной фазы титаномагнетитового ряда (см. рис. 5, б), в то время как для пород, проявляющих способность к самообращению, типичным является сосуществование двух магнитных фаз [Neel, 1955; Krasa et al., 2005] с различными деблокирующими температурами: исходной титаномагнетитовой и дочерней — титаномаггемитовой, с более высокой деблокирующей температурой, чем у исходного титаномагнетита [Krasa et al., 2005]. При этом «верное» направление поля фиксирует титаномаггемит, а не исходный титаномагнетит. В исследованной коллекции таких образцов нет. Есть образцы (не в «аномальных» интервалах разреза!), содержащие титаномаггемит, но основным магнитным минералом в них (как и в большей части коллекции) является высокожелезистый титаномагнетит, со значительно более высокой деблокирующей температурой. Также для экспериментальной проверки возможности самообращения образцы из интервалов ПМА и несколько «контрольных» образцов из других интервалов были подвергнуты терномагнитиванию при охлаждении от температуры 740 С° до комнатной в естественном поле лаборатории (~ 0.5 мТл). Как «прямые», так и «обратные» образцы приобрели намагниченность в соответствии с направлением магнитного поля

лаборатории. Самообращение не наблюдалось ни сразу после охлаждения, ни в течение продолжительного времени (около года) после того (образцы в лаборатории сохраняли свое положение относительно присутствующего магнитного поля). Тогда как в образцах Маймеча-Котуйской провинции, по результатам Б. Гусева, самообращение наблюдалось уже спустя месяц [Гусев, 1962].

Возможность намагничивания «против» направления геомагнитного поля под действием намагниченности соседних тел, подробно рассмотренная в работах С.С. Лапина [Лапин, 1968а,б,в], в данной геологической ситуации представляется маловероятной, поскольку описанный механизм перемагничивания не эффективен при крутых ($60\text{—}90^\circ$) углах между направлением магнитного поля и падением тела.

Таким образом, на данный момент нет оснований считать выявленные ПМА результатом действия наложенных физико-химических процессов, «помехой» в магнитной записи, хотя возможность обратного утверждения по-прежнему существует. Аргументом в пользу геофизической природы выделенных палеомагнитных аномалий также является совпадение интервалов ПМА в наших исследованиях и работах других авторов [Gurevitch et al., 2004]. Особенно хорошее совпадение наблюдается для моронговской и мокулаевской свит (см. рис. 7), где фрагменты записи повторяются почти полностью. Палеомагнитная надежность ПМА в базальтах моронговской и мокулаевской свит, удовлетворяет 6 из 9 критериев, принятых в магнитостратиграфии [Дополнения..., 2000]

ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Исходя из предположения, что общий характер поведения магнитного поля Земли в позднепермско-раннетриасовое время не отличался значительно от современного [Печерский и др., 2010; Диденко, 2011], можно дать приблизительную оценку минимальной продолжительности вулканизма в изученном районе. Такая оценка, сделанная ранее К. Хойнеманом [Heunemann, 2003] на основании продолжительности инверсионного перехода, предполагает минимальное время формирования трапповой толщи около 15 тыс. лет. Наша оценка базируется на частоте встречаемости ПМА, интерпретируемых как геомагнитные экскурсы. В хроне Брюнес, по данным разных авторов, выделяются от 15 [Поспелова, 2002] до 21 [Thouveny et al., 2008] экскурсов, т.е. средняя частота встречаемости экскурсов в четвертичное время составляет $\sim 40\text{—}50$ тыс. лет. Для интервала $300\text{—}1000$ тыс. лет частота встречаемости экскурсов уменьшается до $\sim 80\text{—}100$ тыс. лет. Мы будем использовать максимальную оценку.

Всего в изученных нами разрезах, выше ивакинской свиты, уверенно выделяются восемь экскурсов (ПМА) (см. рис. 7). При этом два из них (в сыверминской свите и основании хаканчанской), по всей видимости, соответствует периоду неустойчивого поля (включающему интервал от сыверминской по туклонскую свиты) непосредственно после инверсии, что детально было показано [Heunemann et al., 2004]. Также представляется вероятным, что два близких по времени эпизода в самом верху моронговской свиты также являются следствием неустойчивого поведения поля и, по сути, представляют запись одного события в истории магнитного поля Земли вместе с интервалом обратной полярности в нижней части мокулаевской свиты. Таким образом, мы имеем четыре палеомагнитных события, не связанных непосредственно со сменой основных эпох магнитной полярности. Если принять, что средняя частота экскурсов в эпоху установившегося поля прямой полярности в раннем триасе была близка к таковой в четвертичном периоде, то можно считать, что интервал разреза от низов надеждинской до низов мокулаевской свит по продолжительности соответствует 500 тыс. лет. Эта оценка, несмотря на дискуссионность сделанных допущений, хорошо согласуется с оценками продолжительности вулканической активности в Норильском районе по результатам абсолютного датирования: $800\text{—}900$ тыс. лет, по [Renne, Vasu, 1991], 600 тыс. лет, по [Campbell et al., 1992] и 1.6 млн лет, по [Reichow et al., 2009]. Следует оговорить, что реальная продолжительность вулканизма может быть значительно больше из-за спорадического характера излияний и соответствующих перерывов в разрезе. Так, например, отсутствие в разрезе скв. ХС-59 зоны R-N перехода на границе ивакинской и сыверминской свит предполагает наличие перерыва между ними, который, согласно существующим оценкам продолжительности инверсионного перехода, может составлять до 10 тыс. лет [Merrill, McFadden, 1999; Петрова, 2002]. Также надо иметь в виду, что здесь речь идет о времени образования только эффузивных траппов в Норильском районе. Общая длительность существования магматической системы, согласно последним исследованиям U-Pb возраста цирконов и бадделеитов норильских интрузий [Малич и др., 2012], имела совершенно другой масштаб времени, до десятков миллионов лет.

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОЙ ЗАПИСИ В РАЗЛИЧНЫХ ИНТЕРВАЛАХ РАЗРЕЗА

Следует отметить еще две наблюдаемые закономерности в поведении магнитного наклонения, связанные с геологическими особенностями изучаемого разреза. Закономерность первая. Как известно, расчленение трапповой толщи на стратиграфические подразделения проводится по маркирующим горизонтальным: туфовым и туффитовым прослоям различной мощности, как правило, в сочетании с вышележа-

шим мощным (десятки метров) покровом базальтов [Рябов и др., 2000]. Наличие таких горизонтов связывают с периодами затухания и последующего возобновления вулканической активности. Обращает на себя внимание, что ПМА, фиксируемые в изученных скважинах, во многих случаях находятся в разрезе вблизи маркирующих горизонтов, хотя лишь половина образцов, показывающих противоположную полярность, взяты непосредственно из туфов (см. рис. 7, серые полосы). Две группы ПМА (выделяемые по нескольким потокам) в основаниях мокулаевской и моронговской свит близки в разрезе надаянскому и шадринскому маркирующим покровам, имеющим распространение по всему Норильскому району. Подобная закономерность, если она действительно имеет место (что может быть подтверждено или опровергнуто дальнейшими исследованиями), указывает на существование связи между ритмами вулканической активности и поведением магнитного поля Земли, что предполагалось некоторыми исследователями [Добрецов, 1997]. Следует сказать, что такая связь может быть и не прямой причинно-следственной. Оба явления могут обнаруживать корреляцию вследствие действия «третьей» причины. Рассмотрение этих механизмов выходит за рамки данного исследования. С другой стороны, подобное совпадение дает еще один повод для сомнений в «истинности» выявленных ПМА. Убедительный ответ об их природе и о причинах указанного совпадения можно получить только в ходе дальнейших исследований трапповых разрезов Норильского района, охватывающих те же стратиграфические интервалы.

Другая закономерность также связана с выделяемыми крупными тектономагматическими фазами [Петрология..., 1978; Золотухин и др., 1986; и др.] (см. рис. 7). Помимо давно известного факта, что первая фаза, включающая ивакинскую свиту, совпадает с ортозоной обратной полярности (хотя сама фаза выделена по геолого-структурным и петролого-геохимическим данным, без привлечения палеомагнитных), последующие фазы также отличаются характером поведения магнитного поля. Второй фазе соответствует период относительно неустойчивого поля, что проявляется в частых «обращениях» на фоне преимущественно прямой полярности и заниженных наклонениях, особенно в сыверминской свите. Значительно более продолжительная третья фаза, напротив, почти не содержит ПМА и характеризуется стабильной прямой полярностью. В четвертой фазе на фоне также стабильной прямой полярности тем не менее случаи «обращения» наблюдаются часто, если не сказать регулярно. Это хорошо видно (см. рис. 7) и в наших данных по разрезу ХС-59, и в разрезе CD-24, исследованном Е. Гуревичем с соавторами [Gurevitch et al., 2004].

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С МИРОВЫМИ ШКАЛАМИ МАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ

Основой для построения магнитостратиграфического разреза являются две крупные зоны магнитной полярности: вся ивакинская свита в данном разрезе принадлежит ортозоне обратной полярности, а вся остальная, вышележащая часть разреза — следующей за ней ортозоне прямой полярности, не достигая ее верхней границы (см. рис. 7). Корреляция между скважинами ССВ-19 и ХС-59, показанная на рис. 7, базируется на положении границы между моронговской и мокулаевской свитами в обоих разрезах, установленное по геологическим данным, а также на том, что в изученном разрезе ССВ-19 присутствует только верхняя подсвита моронговской свиты. Необходимо заметить, что в разрезе ХС-59 отложения тунгусской серии, подстилающие ивакинскую свиту, не изучались ввиду их физического разрушения в процессе извлечения керна, поэтому корреляция основания ивакинской свиты в разрезе с нижней границей ортозоны обратной полярности (в магнитостратиграфической шкале) может быть принята условно, хотя и с большой долей вероятности.

Если справедливы наши предположения о геомагнитной природе выявленных ПМА, то наиболее значимыми можно считать две узкие субзоны в основаниях моронговской и мокулаевской свит, поскольку обратная намагниченность там фиксируется в нескольких магматических телах скв. ХС-59, и, кроме того, обнаруживается (большей частью в единичных образцах) в стратиграфически близких интервалах в других скважинах: мокулаевский интервал — в ССВ-19, моронговский — в CD-24 (см. рис. 7). Остальные ПМА, фиксируемые в единичных потоках базальтов либо туфовых прослоях, по-видимому, следует условно считать экскурсами, пока для них не будет получена более полная информация по другим разрезам.

Поскольку возраст сибирских траппов очень близок к возрастной оценке границы перми и триаса [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009], новые палеомагнитные данные позволяют уточнить положение этой границы в пределах трапповой толщи, где палеомагнитная запись, по-видимому, достаточно подробная (фиксируются экскурсы геомагнитного поля). Традиционно граница перми и триаса в разрезе траппов Норильского района помещалась между ивакинской и сыверминской свитами, т.е. по границе ортозон обратной и прямой полярностей [Lind et al., 1994]. Такое положение было принято в мировых шкалах магнитной полярности, прежде всего отечественных [Молостовский, Храмов, 1984; Stratotypes..., 1998] вплоть до начала XXI века [Дополнения..., 2000]. Однако к настоящему времени пред-

ставления о положении границы перми—триаса относительно зон магнитной полярности во всем мире по ряду причин изменились. Во-первых, был всесторонне исследован и утвержден глобальный стратотипический разрез (GSSP) границы перми и триаса [Hongfu et al., 2001]. Во-вторых, повысилась детальность и «разрешающая способность» магнитостратиграфических исследований по осадочным разрезам для этого временного интервала. В частности, в Мейшаньском стратотипическом разрезе установлено, что граница перми и триаса проходит внутри ортозоны прямой полярности, в нижней ее части. Это же

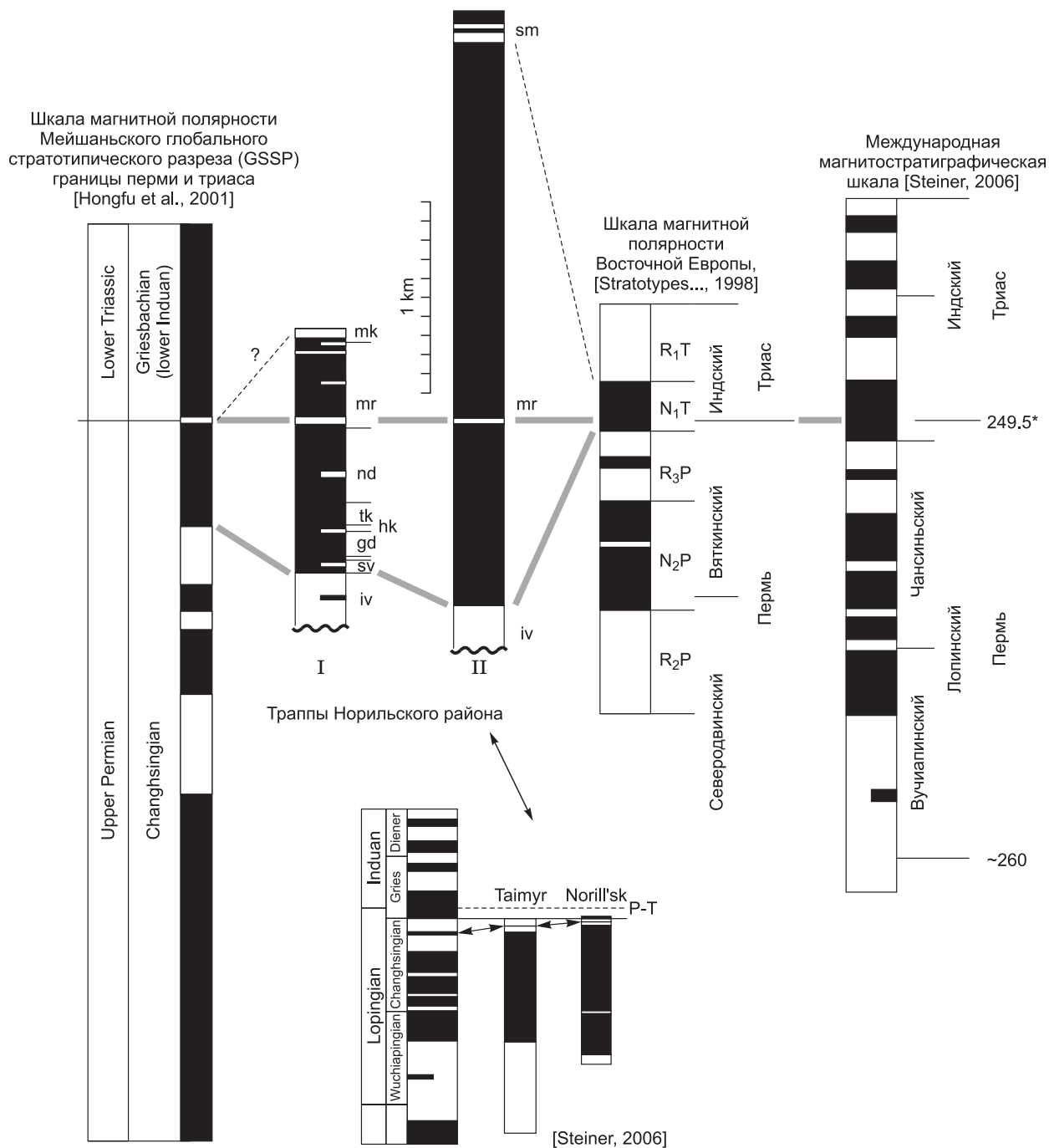


Рис. 8. Сопоставление сводного магнитостратиграфического разреза по изученным скважинам с магнитостратиграфическими шкалами и результатами предыдущих исследований траппов Норильского района.

I — [Настоящая работа], II — [Lind et al., 1994] в интерпретации [Westphal et al., 1998]; разрезы I и II приведены в одном масштабе. sm — самоедская свита, обозначения остальных свит см. на рис. 6. На врезке показан вариант корреляции сибирских траппов с международной шкалой, по [Steiner, 2006].

* Абсолютный возраст P-T границы приведен в соответствии с данными [Reichow et al., 2009] для Мейшаньского GSSP.

подтверждается многочисленными исследованиями по всему миру, результаты которых сведены и обобщены в работе М. Штейнер [Steiner, 2006]. Также в Мейшаньском разрезе границе перми—триаса соответствует субзона (или микрозона) обратной полярности, установленная в группе из четырех слоев известняков, общей мощностью 16 см (рис. 8, крайняя левая колонка). Можно предположить, что ей соответствует одна из субзон обратной полярности (в моронговской либо мокулаевской свитах), выявленных нами в норильских траппах. Вопрос о присутствии обратной полярности внутри моронговской свиты уже поднимался в работе Е. Линда с соавторами [Lind et al., 1994], но в результирующей магнитостратиграфической колонке она не была показана. Позже М. Вестфаль с соавторами [Westphal et al., 1998], проводя корреляцию между магнитостратиграфическими разрезами скв. СГ-6 и траппами Сибирской платформы и Западного Таймыра, использовал другой вариант интерпретации данных Е. Линда, где R-субзона присутствует. Поэтому представляется более логичным сопоставить границы перми и триаса, отмеченной в стратотипическом разрезе R-субзоной, интервал обратной полярности именно в моронговской свите, а не в мокулаевской. На рис. 8 приведен наш вариант корреляции траппов Норильского района с магнитостратиграфическими шкалами: сводной мировой [Steiner, 2006], Восточноевропейской [Stratotypes..., 1998] и Мейшаньского разреза [Hongfu et al., 2001]. В этой схеме обратномагнитная ивакинская свита соответствует верхней R-ортозоне чансиньского (верхнетатарского или вяткинского, по [Stratotypes..., 1998]) яруса верхней перми — как и было принято большинством исследователей до недавнего времени [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 1995; Westphal et al., 1998; Gurevitch et al., 2004]. Изменилось лишь положение границы перми—триаса внутри трапповой толщи, вместе с ее изменением в мировых магнитных шкалах. Несмотря на то, что в нашем варианте смещение границы перми—триаса по разрезу весьма значительно (не менее 800 м), во временном масштабе оно (согласно приведенным выше оценкам продолжительности магматизма) не превышает 200—300 тыс. лет. Другими словами, смещение границы по времени не выходит за пределы разрешающей способности современных изотопно-геохронологических методов и, следовательно, не противоречит имеющимся абсолютным датировкам.

Предлагаемое положение границы перми и триаса подразумевает, что нижняя часть разреза трапповой толщи (от ивакинской до надеждиной свиты) принадлежит пермской системе. Это представляется логичным, если верны предположения [Reichow et al., 2009; Saunders, Reichow, 2009; и др.] о причинной связи позднепермского массового вымирания биоты с активной вулканической деятельностью на Сибирской платформе. Предлагаемая интерпретация является промежуточным вариантом между традиционной схемой корреляции для сибирских траппов [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 2004] и схемой, предложенной М. Штейнер (см. рис. 8, врезка) [Steiner, 2006], где весь разрез Норильского района помещался в верхнюю пермь. Мы считаем такое удревнение недостаточно обоснованным, поскольку, во-первых, оно не согласуется с изотопно-геохронологическими определениями возраста сибирских траппов. Во-вторых, оно предполагает значительное увеличение оцениваемой продолжительности магматизма, до 8—9 млн лет и более. В то время как большинство абсолютных датировок сибирских траппов свидетельствуют о кратковременности этого события: не более 1—2 млн лет [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009].

ВЫВОДЫ

1. В исследованных разрезах скважин ХС-59 и ССВ-19 выявлены многочисленные палеомагнитные аномалии, которые с высокой долей вероятности не связаны с физико-химическим изменением пород, и могут отражать поведение магнитного поля Земли, в том числе, являться записью геомагнитных экскурсов.

2. Продолжительность формирования трапповой толщи в Норильском районе, оцененная по частоте встречаемости ПМА, интерпретируемых как геомагнитные экскурсы, составляет не менее 500 тыс. лет, что хорошо согласуется с выводами о продолжительности магматизма по результатам абсолютного датирования. Тем не менее эта оценка базируется на серьезных допущениях и может быть впоследствии изменена в сторону увеличения.

3. Сопоставление построенного магнитостратиграфического разреза с мировыми шкалами магнитной полярности позволяет предполагать, что граница перми и триаса в разрезе трапповой толщи Норильского района должна находиться внутри ортозоны прямой полярности выше ивакинской свиты. Одним из вариантов положения границы может быть субзона обратной полярности в нижней части моронговской свиты. Такая точка зрения лучше согласуется с данными магнитостратиграфии и абсолютного датирования трапповой толщи и является компромиссной между существующими взглядами на положение границы перми и триаса в Норильском районе.

Авторы благодарны П.Г. Ясонову, Д.К. Нургалиеву и Ш.З. Ибрагимову за помощь в проведении экспериментов на аппаратуре кафедры геофизики КГУ, рецензенту В.Э. Павлову за критические замечания.

ния, которые помогли устранить многие неточности и некорректные формулировки в первоначальном варианте статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-01026 и 09-05-01192) и программы ОНЗ РАН, проект 7.2.

ЛИТЕРАТУРА

Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // *Физика Земли*, 2003, № 10, с. 78—94.

Гусев Б.В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района // *Геофизические методы разведки в Арктике* / Ред. Р.М. Деменицкая. Л., Гостоптехиздат, 1962, т. 132, вып. 4, с. 35—52.

Гусев Б.В. Переходная палеомагнитная зона в базальтах коготокской свиты на севере Сибирской платформы // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л., 1968, вып. 5, с. 67—71.

Гусев Б.В. Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы по палеомагнитным данным // *Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей)*. М., 1970, т. 162, вып. 2, с. 116—124.

Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы (Тр. НИИГА, т. 152). Л., Недра, 1967, 84 с.

Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // *Докл. РАН*, 1997, т. 357, № 6, с. 797—800.

Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб., ВСЕГЕИ, 2000, 107 с.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1986, 255 с.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.

Лапин С.С. О механизме обратной намагниченности горных пород без инверсии магнитного поля Земли // *Геология и геофизика*, 1968а (2), с. 86—93.

Лапин С.С. Влияние магнитной восприимчивости окружающей среды на знак полярности при намагничивании формирующихся горных пород // *Геология и геофизика*, 1968б (4), с. 13—22.

Лапин С.С. О причинах обратной намагниченности горных пород без инверсии магнитных полюсов Земли // *Геологические результаты прикладной геофизики*. М., Наука, 1968в, с. 68—73.

Линд Э.Н. Определение № 7-40 // *Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР*. Вып. 2. М., Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1973, 89 с.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Туганова Е.В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (2), с. 163—172.

Молостовский А.Э., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии // 27 МК. Стратиграфия, секция С01, Доклады. Т. 1. М., Наука, 1984, с. 16—23.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 347 с.

Павлов В.Э., Флут Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермотриасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // *Физика Земли*, 2011, № 5, с. 35—50.

Петрова Г.Н. Циклические изменения магнитного поля Земли // *Физика Земли*, 2002, № 5, с. 5—15.

Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Ред. В.В. Золотухин, А.М. Виленский. Новосибирск, Наука, 1978, 287 с.

Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В. О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое // *Физика Земли*, 2010, № 7, с. 64—74.

- Поспелова Г.А.** О геомагнитных экскурсах // Физика Земли, 2002, № 5, с. 30—41.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Новосибирск, Нонпарель, 2000, т. 1, 408 с.
- Сидорас С.Д.** Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1984, 17 с.
- Стратиграфический кодекс России.** Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.
- Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V.** Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary // *Science*, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
- Chenet A.L., Quidelleur X., Fluteau F., Courtillot V.** $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ dating of the main Deccan Large Igneous Province: further evidence of KTB age and short duration // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 263, p. 1—15.
- Courtillot V., Gallet Y., Rocchia R., Féraud G., Robin E., Hofmann C., Bhandari N., Ghevariya Z.G.** Cosmic markers, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and paleomagnetism of the KT sections in the Anjar area of the Deccan large igneous province // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 182, p. 137—156.
- Cox K.G.** The Karoo province // *Continental flood basalts* / Ed. J.D. Macdougall. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 1988, p. 239—271.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.** Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1977, v. 13, p. 260—267.
- Dunlop D.J.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) // 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, EPM 4-1 — EPM 4-22.
- Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. — Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p. Erwin D.H. The Permo-Triassic extinction // *Nature*, 1994, v. 231, p. 231—236.
- Guillou H., Carracedo J.C., Duncan R.A.** K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 2001, v. 106, № 3—4, p. 175—194.
- Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N.** Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 461—473.
- Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H.** Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, p. 461—473.
- Herrero-Bervera E., Walker G.P.L., Harrison C.G.A., Guerrero Garcia J.C.** Reversal records from Eastern Icelandic lava flows and their geodynamic significance // *Surv. Geophys.*, 1996, v. 17, p. 197—206.
- Herrero-Bervera E., Browne E.J., Valet J.P., Singer B.S., Jicha B.R.** Cryptochron C2r.2r-1 recorded 2.51 Ma in the Koolau Volcano at Halawa, Oahu, Hawaii, USA: Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 254, p. 256—271.
- Heunemann C.** Direction and intensity of Earth's magnetic field at the Permo-Triassic boundary: a geomagnetic reversal recorded by the Siberian Trap Basalts, Russia. Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München. 2003, 118 p.
- Heunemann C., Krasa D., Heirich C Soffel., Gurevitch E., Bachladse V.** Directions and intensities of the Earth magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts. Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, p. 197—213.
- Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T., Zunyi Y., Shunbao W.** The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // *Episodes*, 2001, № 2, p. 102—114.
- Jasonov P.G., Nurgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.** A modernized coercivity spectrometer // *Geol. Carp.*, 1998, v. 49, p. 224—225.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.** Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.
- Kirschvink J.L.** The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1980, v. 62, p. 699—718.
- Krásá D., Shcherbakov V.P., Kunzmann T., Petersen N.** Self-reversal of remanent magnetisation in basalts due to partially oxidised titanomagnetites // *Geophys. J. Int.*, 2005, 162(1), p. 115—136. (doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02656.x).

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P, Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 1—33.

Kristjansson L., Johannesson H. Secular variation and reversals in a composite 2.5 km thick lava section in central Western Iceland // *Earth Planets Space*, 1999, v. 51, p. 261—276.

Kristjansson L., Gudmundsson A., Hardarson B.S. Stratigraphy and paleomagnetism of a 2.9-km composite lava section in Eyjafjrdur, Northern Iceland: a reconnaissance study // *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, 2004, v. 93, p. 582—595.

Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K., Gromme S.C., Fedorenko V.A. Paleomagnetism of Siberian flood basalts of the Noril'sk area: a constraint on eruption duration // *Intern. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, № 12, p. 1139—1151.

McElhinny M.W., McFadden P.L. Paleomagnetism. Continents and oceans. International Geophysics Series, v. 73. Academic Press. San Diego, 2000, 386 p.

Merrill R.T., McFadden P.L. Geomagnetic polarity transitions // *Rev. Geophys.*, 1999, v. 37, p. 201—226.

Neel L. Some theoretical aspects of rock magnetism // *Advances Phys.*, 1955, № 4, p. 191—243.

Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*, 2007, v. 443, p. 72—92.

Poornachandra Rao G.V.S., Venkateswarlu M., Srinivasa Rao B., Ravi Prakash S. Mantle plumes, continental flood basalt volcanism and palaeomagnetism // *J. Ind. Geophys. Union*, 2003, v. 7, № 3, p. 135—144.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20.

Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian trap flood basalts at Permo-Triassic Boundary // *Science*, 1991, v. 253, p. 176—179.

Solodovnikov G.M. Palaeointensity of the Early Triassic geomagnetic field // *Izv. Acad. Sci. Phys. Solid Earth*, 1995, v. 30, p. 815—821.

Steiner M.B. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary // *Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology* // *Geol. Soc., London, Special Publications*, 2006, v. 265, p. 15—38.

Stratotypes and reference sections of the Upper Permian in the regions of the Volga and Kama Rivers. M., GEOS, 1998, 302 p.

Tauxe L. Paleomagnetic principles and practice. Kluwer Academic Press. Dordrecht, Netherlands, 2002, 284 p.

Thouveny N., Didier L., Bourles D.L., Saracco G., Julien T., Carcaillet J.T., Bassinot F. Paleoclimatic context of geomagnetic dipole lows and excursions in the Brunhes, clue for an orbital influence on the geodynamo? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 275, p. 269—284.

Westphal M., Gurevich E.L., Samsonov B.V., Feinberg H., Pozzi J.P. Magnetostratigraphy of the Lower Triassic volcanics from deep drill SG in Western Siberia: evidence of long-lasting Permo-Triassic activity // *Geophys. J. Int.*, 1998, v. 134, p. 254—266.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 1 апреля 2011 г.,
после доработки — 13 апреля 2012 г.*