

УДК 550.384

ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ И ПАЛЕОНАПРАВЛЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЛУ И В ПАЛЕОЦЕНЕ ПО ПОРОДАМ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ

В.В. Щербакова¹, В.Г. Бахмутов², В.П. Щербаков¹, Г.В. Жидков¹, В.В. Шпира²,
Ю.К. Виноградов¹

¹ Геофизическая обсерватория «Борок», филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, valia@borok.yar.ru

² Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, bakhm@igph.kiev.ua

Реферат. Проведено комплексное палеомагнитное исследование представительной коллекции интрузивных пород западной части Антарктического полуострова (район станции Академик Вернадский). По химическому составу коллекция в основном представлена габброидами, диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. Возраст изученных комплексов колеблется от 50 до 117 млн. лет, большая часть относится к меловому суперохрону нормальной полярности. Магнитные и петромагнитные характеристики образцов исследовались в двух лабораториях. Характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности была надежно выделена в диапазоне температур 440–590°C. Определены координаты палеомагнитных полюсов, которые согласуются с «ключевыми полюсами» для Антарктического полуострова для верхнего мела и палеоцена. На значительной части коллекции выполнены эксперименты по определению палеонапряжённости $H_{др}$ методом Телье-Коэ с выполнением процедуры “check-points”. Для семи точек получены достоверные определения $H_{др}$. Соответствующие значения виртуального дипольного момента (VDM) по величине в два и более раз ниже его современного значения. Анализ доступных данных по палеонапряжённости для мела, миоцена и средней юры показывает, что прослеживается заметная тенденция обратной зависимости средних величин и дисперсии VDM от частоты инверсий, рассчитанной для этих периодов.

Ключевые слова: Антарктический полуостров, палеомагнетизм, палеонапряжённость, меловой суперхрон нормальной полярности, намагниченность пород и минералов.

Summary. A combined palaeodirectional and palaeointensity studies of a representative collection of plutonic rocks from the western part of *Antarctic Peninsula*, near the Ukrainian Antarctic base “Academik Vernadsky” were carried out. Chemically, the collection includes gabbros, diorites and quartz diorites, tonalities, granodiorites and granites. The ages of igneous complex vary from 50 to 117 Ma, most of rocks belong to the Cretaceous Normal Superchron. The characteristic remanent magnetization was isolated by stepwise thermal demagnetization in temperature interval 440-590°C and its intensity amounts to 95% of NRM. The geographic positions of palaeopoles do not contradict to the ‘key poles’ of the *Antarctic Peninsula* for Late Cretaceous and Paleocene. A significant part of collection was subjected to Coe-modified Thellier protocol with the pTRM check procedure and seven reliable palaeointensity determinations are obtained for seven different locations. VDMs obtained are relatively low for all sites, being in average about a half of the present day VDM. The analysis of available palaeointensity data for the Cretaceous, Miocene and Middle Jurassic indicates an inverse correlation between both the mean value and dispersion of VDMs versus the rate of reversals calculated for these periods.

Key words: Antarctic Peninsula, palaeomagnetism, palaeointensity, Cretaceous Normal Superchron, rock and mineral magnetism.

1. Введение

Знание характеристик геомагнитного поля в геологическом прошлом необходимо не только для развития теории геодинамо, но и для понимания других геофизических процессов, происходящих во внутренних оболочках Земли. Но построение достоверной картины поведения основных временных характеристик геомагнитного поля – палеонапряжённости $H_{др}$ и палеонаправлений – в геологическом прошлом всё ещё далеко от завершения.

Около тридцати лет тому назад была высказана гипотеза MDL (Mesozoic Dipole Low), которая состояла в том, что в течение большей части мезозоя величина геомагнитного поля была низкой (Большаков, Солодовников, 1983; Prévot et al., 1990). Согласно этой гипотезе, в тот период соответствующее значение виртуального дипольного момента (VDM) составляло менее половины от современного значения. Этот вывод был подтверждён в последующей работе (Perrin & Shcherbakov 1997), где был выполнен статистический анализ всего блока данных по мезозою, представленных на то время в мировых базах данных (МБД) по палеонапряжённости (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/paleo.shtml>; <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>).

За последнее десятилетие опубликован ряд работ (Tarduno et al., 2001; Goguitchaichvili et al., 2002; Tauxe & Staudigel, 2004; Tarduno & Cottrell, 2005, и др.), в которых получены достаточно высокие значения VDM в мезозое. На этом основании авторы этих работ отвергают гипотезу MDL и, наоборот, постулируют существование в мезозое высокого, сравнимого с современным, палеополя. Заметим, что эти выводы базируются прежде всего на данных, полученных авторами. С другой стороны, в настоящее время достоверными считаются значения $H_{др}$, полученные методом Телье с обязательным выполнением проверочных нагревов (процедуры “check-points”). Это условие резко уменьшает число ранее опубликованных определений $H_{др}$, пригодных для анализа. В частности, из-за отсутствия указаний на выполнение процедуры “check-points” в работах Большакова и Солодовникова при анализе игнорируется огромный блок данных, полученных этими авторами в 60–90-е годы XX века.

В этой связи был выполнен ряд работ (Heunemann et al., 2004; Щербакова и др., 2005; Щербакова и др., 2008; Shcherbakova et al., 2009), где проводились повторные исследования по определению палеонапряжённости на тех разрезах, на которых работали Большаков и Солодовников. Результаты, полученные в цитированных работах с соблюдением всех современных требований к их надёжности, подтверждают определения $H_{др}$, опубликованные Большаковым и Солодовниковым. Имея это в виду, при анализе МБД всюду далее мы будем принимать в расчёт определения VDM, полученные только методом Телье, но без обязательного выполнения процедуры “check-points” (если не оговорено обратное).

При выполнении этих условий проследим эволюцию взглядов на величину поля отдельно в мелу и в особенности в меловом суперхроне (CNS или Джалал). Напомним, что суперхроном называют аномально длительный по времени интервал, в течение которого отсутствуют инверсии и земное поле сохраняет свою полярность. Так, согласно магнито-стратиграфической шкале (Gradstein et al., 2004), CNS существовал в период (83.3–125) млн. лет тому назад. В 1997 году, на момент опубликования обзора (Perrin & Shcherbakov 1997), в мелу было 112 определений $H_{др}$, из них 74 относились к суперхрому. При этом средние значения VDM в мелу и в CNS равнялись $4,57 \times 10^{22}$ Ам² и $4,76 \times 10^{22}$ Ам² соответственно, что почти вдвое меньше современного значения $VDM_0 = 8 \times 10^{22}$ Ам² (Щербаков, Сычёва, 2009). Собственно, доминирование столь низких значений VDM и привело к гипотезе MDL. Позднее на основе определений $H_{др}$ по подводным базальтовым стёклам Джарес и др. (Juarez et al., 1998) заключили, что на протяжении последних 160 млн. лет средний дипольный момент Земли составлял половину современного его значения, так что поле в мезозое в действительности не было «низким», т.е. это была его средняя величина.

Однако за последние годы по мелу был получен целый ряд новых определений методом Телье, так что на настоящий момент в МБД для этого геологического периода имеется уже 346 определений $H_{др}$, из них 253 – в суперхроне. Средние значения VDM в мелу и в CNS составляют $(5,56 \pm 0,2) \times 10^{22}$ Ам² и $(5,87 \pm 0,2) \times 10^{22}$ Ам² соответственно. Как видно, они несколько приблизились к современному значению VDM по сравнению с тем, что имелось на 1997 год. Следует отметить также высокий размах значений VDM, представленных в МБД для этого временного периода, – данные варьируют от 0,9 до 19 ($\times 10^{22}$ Ам²), что говорит об очень высокой изменчивости палеополя на геологических масштабах времени.

В связи с существованием суперхронов ещё в 1968 году Кокс предположил возможную корреляцию величины палеополя $H_{др}$ и частоты инверсий, но до сих пор эта проблема остаётся предметом горячих дискуссий. Так, при построении моделей геодинамо Лопер и Маккартни (Loper & McCartney, 1986), Ларсон и Олсен (Larson & Olson, 1991) предсказывают, что как при входе в суперхроны спокойного поля, так и при выходе из них интенсивность VDM должна изменяться. Вопрос заключается лишь в том, в какую сторону происходят эти изменения.

К сожалению, анализ величин VDM в мелу, представленных в МБД, не позволяет проверить эти гипотезы (Щербаков и др., 2008). Недостаточно высокая плотность определений VDM и особенно большой разброс этих значений не дают возможности однозначно ответить, какой – высокой или низкой – была напряжённость внутри суперхрона, росла она или уменьшалась на его границе и/или в окрестности интервала его существования. Более того, заключения разных авторов, сделанные из анализа имеющихся определений VDM, противоречат друг другу. Как упоминалось выше, Большаков и Солодовников (1981a, 1981b), Прево (Prévot et al., 1990) и др. считают, что палеополе во время мелового суперхрона было ниже современного по крайней мере в два раза. Солодовников (2001) утверждает, что при исследовании более 60 лавовых потоков разреза Берд в Азербайджане (стратиграфический возраст 83–86 млн. лет) им прослежен рост $H_{др}$ с низкого значения внутри CNS на высокое – на его верхней границе. Авторы работ (Tarduno & Cottrell, 2005) и (Tauxe & Staudigel, 2004), наоборот, отстаивают гипотезу, что высокое значение VDM внутри CNS сменяется низким за его пределами. Заметим, что этот их вывод базируется на анализе ограниченного круга данных, полученных в основном самими авторами. В то же время в других работах (Prévot et al., 1990; Pick & Tauxe, 1993; Goguitchaichvili et al., 2004) приводятся аргументы в пользу гипотезы об отсутствии связи между величиной VDM и частотой инверсий.

Анализ мировой базы данных по палеонапряженности (МБД) показывает также, что определения $H_{др}$ и соответствующих им значений виртуального дипольного момента (VDM) распределены по регионам земного шара крайне неравномерно. Большая часть из более чем трех тысяч определений сделана для Северного полушария. В Южном полушарии аналогичные определения получены в основном для низких и средних широт. На долю Антарктического региона приходится менее 1% всех данных.

В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования мезозойских и палеоценовых интрузивных пород Западной Антарктики, которые известны как породы батолита Антарктического полуострова, а также как породы Андийского интрузивного комплекса. Они сильно разнятся по своему химическому составу: разнообразные габброиды, породы среднего состава (диориты и кварцевые диориты), кислые разновидности пород (тоналиты, граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и аплиты). Частично также представлены результаты по дайкам и базальтам, но это единичные определения.

В свете вышесказанного исследование таких пород представляет исключительный интерес, поскольку по возрасту они в основном относятся к меловому суперхрону, а по месту отбора – к району с высоким палеонаклонением. Целью наших исследований были определение палеомагнитных направлений и полюсов и определение палеонапряженности для указанного временного интервала.

Коллекция образцов отбиралась сотрудниками Института геофизики НАН Украины с целью проведения детальных палеомагнитных исследований. Выяснилось, что образцы сохранили первичную намагниченность, в большинстве случаев практически однокомпонентную. Значительная часть этой коллекции была передана в лабораторию древнего магнитного поля Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН для проведения экспериментов по определению палеонапряжённости.

2. Геология и возраст пород

2.1. Общая геологическая ситуация и палеомагнитные исследования в районе работ

В отличие от Восточной Антарктики, основная часть которой сложена докембрийскими породами, Западная Антарктика является сложным комплексным сооружением, представленным преимущественно породами фанерозоя (Грикуров, 1973; Dalziel & Elliot, 1982). Антарктический полуостров (АП) является крупнейшим тектоническим блоком в Западной Антарктике. Традиционно АП рассматривается как магматическая дуга, сформировавшаяся вдоль палео-тихоокеанской окраины при распаде суперконтинента Гондвана (Storey & Garret, 1985). Новые геолого-геофизические данные указывают на то, что АП состоит из двух-трех отдельных террейнов, которые были спаяны вдоль края Гондваны в среднем мелу (Vaughan & Storey, 2000; Ferraccioli et al., 2006). Если ранее считалось, что при распаде Гондваны происходили значительные перемещения как крупных тектонических блоков, так и значительные перемещения микроплит относительно друг друга (и относительно восточно-антарктического кратона) (De Wit et al., 1977; Dalziel & Elliot, 1982), но при этом в целом микроплиты сохраняли свои современные позиции, а блок АП примыкал к южной оконечности Южной Америки, то новые данные указывают на более сложную геологическую историю этого района.

Около 80% пород, обнажающихся в районе Западной Антарктики, представлены комплексом пород батолита Антарктического полуострова (AP batholith, (Leat et al., 1995)), известных ранее также как андийский интрузивный комплекс, и группой вулканических пород Антарктического полуострова (AP Volcanic Group (Thompson & Pankhurst, 1983)), ранее известных как породы верхнеюрской вулканической группы. Плутоны, слагающие батолит АП, образовывались в диапазоне от ~240 до 10 млн. лет при пике активизации в раннем мелу (Leat et al., 1995). Они представлены в основном габбро и гранитоидами (с преобладанием диоритов) (Willan & Kelley, 1999; Leat et al., 1995), причём породы кислого состава по возрастным оценкам относят к более поздним (Rex, 1976). Группа вулканогенных пород АП представлена андезитами, диабазами, базальтами, риолитами, долеритами и дацитами, которые слагают жилы, дайки, толщи пирокластических пород вперемежку с базальтовыми потоками (Weaver et al., 1982; Riley et al., 2001).

Исследование проблем тектонической эволюции Западной Антарктики представляется важным во многих отношениях. Однако реконструкции, выполненные с привлечением методов только тектонической и геологической корреляции, часто носят противоречивый характер из-за сходства эволюции и строения континентальных блоков. И здесь для палеогеографических реконструкций АП и Южной Америки широко используются как данные о линейных магнитных аномалиях, так и результаты палеомагнитных определений. Последние ограничивают моделирование численными оценками, что в комплексе с другими методами позволяет выполнять количественные реконструкции.

Для блока Антарктического полуострова палеомагнитные определения выполнялись разными исследователями начиная с 60-х годов (Blundell, 1962; Dalziel et al., 1973; Kellogg & Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Kellogg, 1980; Longshaw & Griffiths, 1983; Watts et al., 1984; Grunow, 1993; Pares & Dinares, 1999; Бахмутов и Третьяк, 2001; Орлова, 1999, 2001; Nawrocki et al., 2010; Poblete et al., 2011). Но только в отдельных из них приводится детальная палеомагнитная и геологическая информация, которая позволяет сопоставить полученные нами данные с ранее опубликованными материалами. В представленных ниже

материалах рассматриваются новые палеомагнитные определения по породам, слагающим западную часть Антарктического полуострова.

2.2. Петрология и возраст пород

Для района наших исследований геологическая ситуация и петрология описаны в работах (Hooper, 1962; Elliot, 1964; Curtis, 1966, Бахмутов, 1998), а общая геологическая схема района работ с местами отбора образцов приведена на рис. 1. Здесь группа вулканических пород АП, представленная в основном андезитовыми лавами и пирокластическими породами, слагает западную часть АП, в то время как интрузивные породы обнажаются как вдоль побережья, так и на прилегающих с запада островных архипелагах.

Определения возраста пород района выполнялись в разное время разными методами, и ниже мы используем как опубликованные ранее результаты по датированию K-Ar, Rb-Sr и Ar-Ar методами (Rex, 1976; Fleming & Thomson, 1979; Pankhurst, 1982, 1983; Leat et al., 1995), так и результаты по U-Pb-датированию единичных зерен циркона (Tangeman et al., 1996; Гладкочуб и др., 2009). Сводка этих результатов представлена в табл. 1. Ниже приведено краткое описание сайтов, из которых отбирались образцы для палеомагнитных исследований.

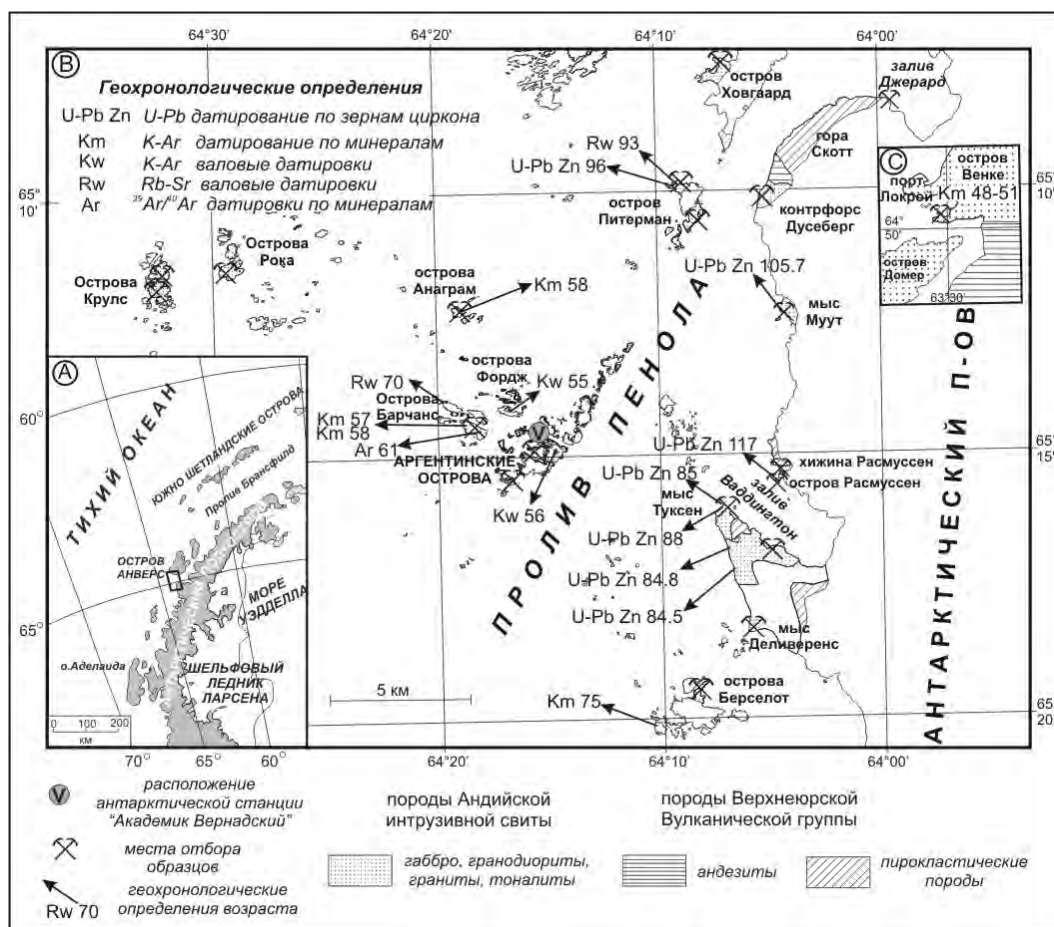


Рис. 1. (А) – Антарктический полуостров, прямоугольником указан район работ; (В) – места отбора образцов в районе архипелага Аргентинские острова и прилегающих территорий; (С) – места отбора образцов в районе Порт Локрой (остров Венке). Определения возраста приведены в табл. 1.

Таблица 1. Сводка датировок интрузивных пород батолита Антарктического полуострова (Андийский интрузивный комплекс) в районе работ

Место отбора проб (англ., рус.)	Широта, долгота	Порода	Метод датирования	Минерал	№ датировки	Возраст (млн. лет)	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Cape Tuxen</i> (мыс Туксен) и <i>Deliverance Point</i> (мыс Деливеренс)	64°07'W, 65°16'S	кварцевый диорит	U-Pb	циркон	AP90-11H	85.2±0.7	Tangeman <i>et al.</i> (1996)
	64°071'W, 65°161'S	габбро	U-Pb	циркон		88.1±1.1	Gladkochub <i>et al.</i> (2009)
	64°066'W, 65°171'S	кварцевый диорит	U-Pb	циркон	AP90-11J	84.8±0.5	Tangeman <i>et al.</i> (1996)
	64°06'W, 65°18'S	гранодиорит	U-Pb	циркон	AP90-11K	84.5±0.9	Tangeman <i>et al.</i> (1996)
<i>Moot Point</i> (мыс Муут)	64°045'W, 65°123'S	кварцевый диорит	U-Pb	циркон	AP90-11A	105.7±0.7	Tangeman <i>et al.</i> (1996)
<i>Rasmussen Island</i> (остров Расмуссен)	64°045'W, 65°155'S	гранит	U-Pb	циркон	AP90-11F	117.0±0.8	Tangeman <i>et al.</i> (1996)
		гранит	Rb-Sr			128.0±3.0	Pankhurst (1982)
<i>Petermann Island</i> (остров Питерман)	64°09'W, 65°10'S	диорит/ гранит	Rb-Sr	валовое содержание		93.0±8.0	Pankhurst (1982)
		кварцевый диорит	U-Pb	циркон		95.9±1.0 96.1±0.7	Гладкочуб (персональное сообщение)
<i>Berthelot Islands</i> (острова Берселот)	64°10'W, 65°19'S	диорит	K-Ar	пироксен	IDB597	73.0±6.0	Rex (1976)
<i>Argentine Islands</i> (Аргентинские острова)	64°15'W, 65°15'S	диорит/ гранодиорит/ аплит	Rb-Sr			55.0±3.0	Pankhurst (1982)
<i>Forge Islands</i> (острова Фордж)	64°18'W, 65°14'S	горнблендит	K-Ar	роговая обманка	IDB801	54.0±2.0	Rex (1976)
<i>Anagram Islands</i> (острова Анаграмм)	64°19'2"W, 65°12'3"S		K-Ar			58.0	Fleming & Thomson (1979)
<i>The Barchans, South Island</i> (острова Барчанс, Южный)	64°20'W, 65°14'S	кварцевый диорит	K-Ar	биотит	IDB574 IDB701 IDB583	56±2 56±2 57±2	Rex (1976)
<i>The Barchans, South Island</i> (острова Барчанс, Южный)	64°18'W, 65°14'5"S	гранодиорит	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	биотит		60.9±0.1	Гладкочуб и др., (2009)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>The Barchans, Western Island (острова Барчанс, Западный)</i>	64°18'W, 65°145'S	гранодиорит	Rb-Sr	валовое содержание		70	Fleming & Thomson (1979)
<i>Goudier Island, Port Lockroy (остров Гуидер, Порт Локрой)</i>	63°31'W, 64°50'S	кварцевый диорит	K-Ar	биотит, роговая обманка	IDB514 IDB539	51±2 51±2	Rex (1976)
<i>Port Lockroy (Порт Локрой)</i>	63°30'W, 64°49'S	кварцевый диорит	K-Ar	биотит, роговая обманка	IDB687 IDB711 IDB603	48±2 51±2 49±2	Rex (1976)

2.2.1. Западное побережье Антарктического полуострова

Габброиды, которые сечёт дайка гранодиоритов, обнажаются в северо-западной части мыса *Туксен*. U-Pb-датировка по единичным зернам циркона образца гранодиорита даёт возраст 85.2 ± 0.7 млн. лет назад (Tangeman et al., 1996). Аналогичная датировка образцов кварцевого диорита из подножья горы *Де Мария* и гранодиорита, отобранного в 1 км к юго-востоку от мыса *Туксен* (юго-восточная часть залива *Ваддингтон*), дают возраст соответственно 84.8 ± 0.5 млн. лет и 84.5 ± 0.9 млн. лет назад (Tangeman et al., 1996). Недавняя датировка по единичным зернам циркона позволила установить, что возраст кристаллизации габброидов мыса *Туксен* составляет 88.1 ± 1.1 (Гладкочуб и др., 2009). Изучение ^{39}Ar - ^{40}Ar системы плагиоклаза, выделенного из габброидов, показало: закрытие изотопной системы этого минерала (рубеж около 150°C) произошло 70.9 ± 1.1 млн. лет назад, что указывает на время остывания этого массива около 17 млн. лет и на то, что его возраст можно интерпретировать как верхнемеловой (Гладкочуб и др., 2009).

В районе мыса *Муут* и на прилегающих (в нескольких сотнях метров от берега) островах обнажаются диориты, которые в районе мыса сечёт вертикальная дайка мафических пород С-3 простираения. U-Pb-датировка по единичным зернам циркона из образца кварцевого диорита даёт возраст 105.7 ± 0.7 млн. лет (Tangeman et al., 1996). Возраст дайки (по анализу геологической ситуации согласно Grunow (1993)) не моложе ~85 млн. лет, и она, вероятно, комагматична диоритам.

Район хижины *Расмуссен* и острова *Расмуссен* сложен габбро, диабазами, гранодиоритами и гранитами, которые секутся комагматическими дайками мафических пород. Возраст гранитов острова *Расмуссен* по U-Pb-датировке зерен циркона определен в 117.0 ± 0.8 млн. лет (Tangeman et al., 1996), что может быть принято как более достоверное определение по отношению к более ранней Rb-Sr-датировке (128 ± 3 млн. лет) из этого же места (Pankhurst, 1982).

В 4 км севернее, напротив о-ва *Питерман* и о-ва *Ховгаард*, толщи вулканитов (вероятно, средне-верхнеюрского возраста) мощностью до 1 км слагают асимметричную синклираль (гора *Скотт*), а вблизи береговой линии здесь есть выходы диоритов (в районе контрфорса *Дусеберг*), базальтов (у подножья горы *Скотт*) и габбро (Ю-З часть залива *Джерард*). Породы по всем признакам и по оценке общей геологической ситуации аналогичны вышеописанным, поэтому их возраст можно оценить как верхнемеловой.

2.2.2. Прилегающие острова

Северная и северо-западная часть о-ва *Питерман* сложена габброидами и кварцевыми диоритами, в то время как центральная часть – гранодиоритами. Результат Rb-Sr-датировки указывает возраст 93 ± 8 млн. лет, что подтверждается новой U-Pb-датировкой по единичным зернам циркона, выделенным из кварцевого диорита (96 млн. лет, Д. Гладкочуб, персональное сообщение).

Габбро и гранодиориты слагают северную часть большого острова *Берселот*. Визуально габбро очень похожи на породы мыса *Туксен*. K-Ar-датировка образца диорита из южной части острова указывает возраст 73 ± 6 млн. лет (Rex, 1976).

Группа островов на акватории 6×6 км, известных под общим названием *архипелаг Аргентинские острова* (на о-ве *Галиндез* расположена Украинская антарктическая станция Академик Вернадский), отделена от Антарктического полуострова проливом *Пенола*, который является крупным тектоническим разломом. Западная часть архипелага и острова, лежащие к западу, сложены исключительно интрузивными породами, а восточная часть – в основном метаморфизованными вулканогенными породами. Объектом наших исследований были интрузивные породы – габброиды о-вов *Анаграмм* и гранодиориты о-вов *Барчанс*, а также порфириновые андезиты южной части архипелага. Серия K-Ar и Rb-Sr датировок указывает на палеоценовый возраст этих пород ($55-70$ млн. лет, табл.1). Недавняя $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировка системы биотита, выделенного из гранодиоритов острова *Южный Барчанс*, показала, что закрытие изотопной системы этого минерала (температура около 350°C) произошло 60.9 ± 0.1 млн. лет назад (Гладкочуб и др., 2009).

В 50 км к северо-востоку от рассматриваемого района были отобраны образцы диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов на острове *Венке*, в пункте, расположенном к юго-востоку от старой британской базы *Порт Локрой* (рис. 1с). K-Ar валовые датировки кварцевых диоритов указывают на возрастной диапазон формирования этих пород $48-51$ млн. лет назад (Rex, 1976), табл.1.

3. Определение палеонаправлений и палеополюсов

3.1. Методика палеомагнитных исследований

Новые палеомагнитные определения получены нами на большом количестве фактического материала, отобранного в ходе нескольких Украинских антарктических экспедиций, измерения выполнены на современной магнитометрической аппаратуре, результаты приведены к геохронологическим определениям возраста пород.

Более 360 ориентированных образцов было отобрано как штуфами, так и минибуром на западном побережье АП и прилегающих островах (рис. 1). Отбор проводился на максимально доступной, свободной ото льда площади из пород как вмещающих, так и секущих их коагматических даек, для ориентировки образцов использовался горный компас ГК-1. Величины естественной остаточной намагниченности (ЕОН, NRM) пород в основном менее 1 А/м, что вряд ли могло влиять на стрелку компаса при ориентации. Определения палеонаправлений и палеонапряжённости выполнялись в разных лабораториях по образцам, изготовленным из одних штуфов.

Для определения палеонаправлений измерения выполнялись в палеомагнитной лаборатории и Центре коллективного пользования магнитометрической аппаратурой при Институте геофизики НАН Украины. Стандартные образцы (цилиндры либо кубики с ребром 20 мм) подвергались температурной ступенчатой чистке до $600-610^\circ\text{C}$ при 15-20 шагах (на терморазмагничивающей установке ММТД80, помещенной в немагнитную комнату ММЛFC), при контроле изменения магнитной восприимчивости после каждой ступени размагничивания измерениями на каппа-метре МФК1. Измерения выполнялись на магнитометрах JR-4 JR-6. Для образцов-дублей выполнялась чистка переменным магнитным полем на размагничивающей установке LDA-3A (12-15 шагов ступенчатого размагничивания)

при максимальных значениях поля 100 мТл. Сразу отметим, что результаты чистки переменным магнитным полем подтверждают результаты термочистки. Верхний интервал диапазона блокирующих температур приходится на 570-590°C, в то же время 70-90% ЕОН разрушается в переменных полях менее 50 мТл, что указывает на преобладание в породах низкокоэрцитивного магнитного минерала – вероятно, магнетита либо титаномагнетита.

Как свидетельствуют результаты магнитно-минералогических экспериментов и электронно-микроскопических наблюдений, основным магнитным минералом – носителем ЕОН являются магнетит (либо он же с небольшой примесью Ti), притом носителями характеристической (CrRM) компоненты ЕОН являются частицы малых размеров, близкие к однодоменным (см. ниже).

Выделение направлений CrRM проводилось с использованием программы Remasoft 3.0 (Chadima & Hroudá, 2006) и пакета PALMAG (Levandovsky et al., 1997), расчёты компонент выполнялись отдельно для каждого образца по методу наименьших квадратов (Kirschvink, 1980) минимум для трёх шагов размагничивания с угловым отклонением <5°, высокостабильная компонента приводилась к началу координат. Следует отметить, что при последующей процедуре осреднения по сайтам за последние принималась вся доступная для пробоотбора территория в рамках территориальной единицы (мыс, остров), но с разделением пород по группам (например, габброиды и гранодиориты), что несколько отличается от понятия сайтов, выделенных в работе (Grunow, 1993). Например, там, где в последней работе в рамках одной территориальной единицы выделяется несколько сайтов, нами территория рассматривается как один сайт, а отбор осуществляется с максимально возможным охватом всего обнажения.

3.2. Определение палеонаправлений

3.2.1. Западная часть Антарктического полуострова

Мыс Туксен и мыс Деливеренс

По результатам выполненных ранее палеомагнитных исследованиях здесь были получены направления $D = 9^\circ$; $I = -77^\circ$ (среднее по 8 образцам из мыса Туксен (Blundell, 1962)) и $D = 4.7^\circ$; $I = -75.2^\circ$ (среднее по 3 сайтам гранодиоритов и 3 сайтам габбро (Grunow, 1993)).

Нами были исследованы коллекции габброидов, отобранных на С-З оконечности мыса Туксен, гранодиоритов южной части залива Ваддингтон (в 3 км к Ю-В от мыса Туксен) и гранодиоритов мыса Деливеренс (в 3 км к югу вдоль береговой линии от мыса Туксен), рис.1. Как по образцам габбро, так и по гранодиоритам была выделена однокомпонентная высокотемпературная CrRM прямой (N) полярности, но на некоторых образцах также выделяется другая компонента в интервале 100–350°C (рис. 2а). Направление по сайту мыса Туксен ($D = 2.8^\circ$; $I = -79.1^\circ$) близко к ранее полученным результатам (Blundell, 1962; Grunow, 1993). Для двух других сайтов получены близкие значения наклона, но некоторое различие в склонении (для гранодиоритов залива Ваддингтон $D = 13.2^\circ$; $I = -76.4^\circ$, для гранодиоритов мыса Деливеренс $D = 28.5^\circ$; $I = -77.5^\circ$), табл.2.

Мыс Муут

По ранее выполненным палеомагнитным исследованиям в этой точке (Grunow, 1993) были выделены две компоненты ЕОН, одна из которых (среднее по 5 сайтам) имеет направление $D = 23.8^\circ$ и $I = -71.2^\circ$, а другая (выделенная по 13 образцам) – $D = 297.2^\circ$, $I = -76.3^\circ$.

Нами исследовались образцы, отобранные как на самом мысу Муут (диориты), так и в западной части большого безымянного острова, расположенного в нескольких сотнях метрах от материка (гранодиориты и субвертикальная дайка мафитов в центральной части острова). Была выделена однокомпонентная намагниченность N-полярности как на образцах диоритов, так и гранодиоритов со средними направлениями соответственно $D = 12.6^\circ$, $I = -69.6^\circ$ и $D = 39^\circ$, $I = -63.8^\circ$, табл. 2. Наши результаты по диоритам близки к направлению выделенной ранее по 5 сайтам компоненте в (Grunow, 1993), а результаты по

образцам гранодиоритов имеют большой внутрисайтовый разброс $\alpha_{95}^0 = 14.3$, и среднее по величине склонение на 26° выше (либо на стереопроекции на такую же величину смещено по часовой стрелке) от среднего по диоритам. В двух образцах из дайки мафитов также была выделена высокотемпературная CrRM компонента N-полярности, но этот результат не включен в табл. 2.

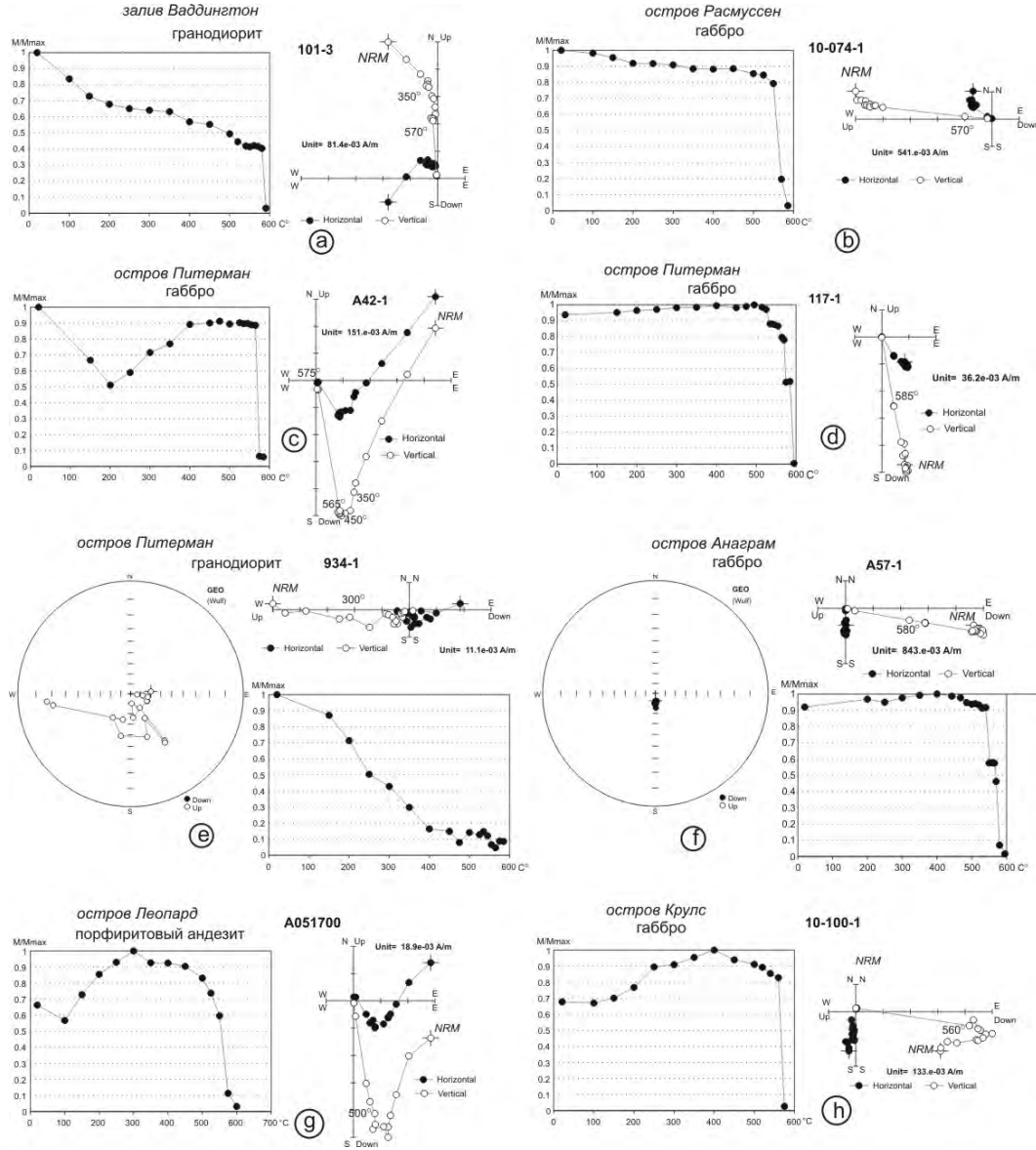


Рис. 2. Примеры ступенчатого терморазмагничивания типичных образцов западного побережья Антарктического полуострова (а-в) и прилегающих островов (с-н). Для каждого образца приведены нормированные кривые ЕОН (Т) (слева) и диаграммы Зийдервельда (справа, залитые и полые круги, – проекции соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскость); для двух образцов приведены стереографические проекции вектора остаточной намагниченности в процессе терморазмагничивания, крест указывает начальное положение вектора ЕОН (NRM).

Таблица 2. Палеомагнитные направления и полюса

№ сайта	Место отбора проб	Номера образцов	Порода	ЕОН, А/м	Компоненты	n/N	D°	I°	K	α_{95}°	VGP Lat. °S	VGP Long. °E	Полярность
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cape Tuxen and Deliverance Point (мыс Туксен и мыс Деливеренс)													
1	<i>Cape Tuxen</i> (64.11°W, 65.27°S)	140-153 A23-A27	габбро	<u>0.8-4.7</u> 2.5		15/19	2.8	-79.1	128	3.4	86.1	280.6	N
2	<i>Deliverance Point</i> (64.08°W, 65.31°S)	84-94	гранодиорит	<u>0.3-0.5</u> 0.4		13/13	28.5	-77.5	161	3.3	78.3	222.5	N
3	<i>Waddington Bay</i> (64.05°W, 65.29°S)	96-101 105-106	гранодиорит	<u>0.1-0.7</u> 0.4		8/8	13.2	-76.4	307	3.2	84.3	201.5	N
Moot Point (мыс Муут) (64.07°W, 65.2°S)													
4	<i>Moot Point</i> (mainland)	53-60, 10/154- 10/161, 10/223- 10/246	диорит	<u>0.07-1.0</u> 0.2		20/22	12.6	-69.6	53	4.5	76.6	150.2	N
5	<i>Moot Point</i> (island)	41-45 50-52	гранодиорит	<u>0.05-0.6</u> 0.3		5/8	39.0	-63.8	30	14.3	61.1	182	N
Rasmussen Hut and Rasmussen Island (хижина Расмуссен и остров Расмуссен) (64.07°W, 65.25°S)													
6	<i>Rasmussen Island</i>	A28-A37	диабаз (дайка)	<u>0.08-2.8</u> 1.06		10/10	339.8	-82.3	151	3.9	78.3	322.2	N
6°	<i>Rasmussen Island</i>	10/072 – 10/085	габбро	<u>0.6-3.0</u> 1.6		7/13	301.9	-81.4	163	4.7	69.0	338.9	N
7	<i>Rasmussen Hut</i>	021-035 154-157	гранодиорит + диабаз (дайка)	<u>0.3-1.0</u> 0.6 <u>2.6-11.2</u> 5.4		18/20	21.9	-76.1	283	2.1	80.4	206.3	N
7°	<i>Rasmussen Hut</i>	10/117 – 10/126, 10/148 – 10/154	гранит	<u>0.005-0.1</u> 0.05		13/16	15.6	-71.2	12	12.7	76.0	158	N
Scott mountain area (район горы Скотт)													
8	<i>Duseberg Buttress</i> (64.1°W, 65.16°S)	131-137	диорит	<u>0.5-0.9</u> 0.7		6/7	31.5	-67.2	336	3.7	67.7	178.2	N
9	<i>Mount Scott</i> (64.08°W, 65.16°S)	10/253- 10/266	базальт	<u>0.006-0.5</u> 0.05		7/17	31.5	-75.6	334	3.2	76.1	210.8	N
10	<i>Girard Bay</i> (64.0°W, 65.13°S)	158-165	габбро	<u>0.3-2.0</u> 1.1		8/8	53.4	-65.1	496	2.5	56.7	199.8	N
Petermann Island (остров Питерман) (64.15°W, 65.17°S)													
11	<i>Petermann Island</i> <i>Остров Питерман</i>	107-120 A38-A45, 938-942	габбро + кварцевый диорит	<u>0.2-6.0</u> 1.7 <u>0.02-0.07</u> 0.03	В	27/27	154.4	76.3	156	2.2	79.0	20.5	R

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
11'		107-120 A38-A45, 941,942	габбро		A	19/27	6.7	-67.9	22.8	7.2	75.3	132.8	N
11''		933-937, 10/133- 10/147	грано- диорит		A	7/20	350.3	-73.6	15	16.1			N
Berthelot Islands (острова Берселот) (64.13°W, 65.33°S)													
12	<i>Berthelot Islands</i>	16-20 A58-A64	габбро	<u>0.2-1.0</u> 0.5		12/12	359.9	-76.2	184.7	3.2	88.5	114.3	N
13		001-015	грано- диорит	<u>0.06-0.3</u> 0.16		13/14	9.2	-78.4	55	5.6	85.7	242.4	N
Archipelago Argentine Islands (архипелаг Аргентинские острова) (64.25°W, 65.25°S)													
14	<i>The Barchans</i> (64.32°W, 65.23°S)	38-40 835-856	грано- диорит	<u>0.04-0.4</u> 0.17	B	22/24	151.1	81.8	102	3.1	76.9	332.1	R
14'					A	12/24	334.7	-81.4	34	7.6	78.2	332.7	N
15	<i>Anagram Islands</i> (64.32°W, 65.2°S)	A51-A57, 10/186- 10/193 10/164- 10/171	габбро	<u>1.5-12.0</u> 3.4		22/24	176.3	78.0	195	2.2	87.6	333.1	R
16	<i>Leopard, Black, Winter Islands</i>	AO105- 108, AO 506- 520, AO 545-551	порфири- товый андезит	<u>0.03-1.2</u> 0.1	B	16/25	186.5	79.4	55	5.0	85.1	267.8	R
16'					A	14/25	8.9	-66.1	13	11.7	72.5	135.6	N
Roca Islands and Cruls Islands (острова Рока и Крулс) (64.48°W, 65.19°S)													
17	<i>Roca Islands</i> (64.48°W, 65.19°S)	61-72	грано- диорит	<u>0.05-0.5</u> 0.26	B	8/10	180.0	83.7	91.5	5.8	77.6	295.5	R
17'					A	7/10	27.8	-72.5	6.2	26.4	75.0	170.8	N
18	<i>Cruls Islands</i> (64.53°W, 65.18°S)	A46-A50	диабаз (дайка)	<u>0.1-1.1</u> 0.4	B	5/5	358.1	62.0	7	30.6			R
18'					A	5/5	324.2	-75.7	16	19.6			N
19	<i>Cruls Islands</i> (64.54°W, 65.19°S)	10/099- 10/111	габбро	<u>0.4-0.9</u> 0.6	B	12/14	167.3	77.0	28	8.3	84.7	18.3	R
19'					A	4/14	334.5	-80.1	10	31.8			N
20	<i>Cruls Islands</i> (64.54°W, 65.19°S)	071-083	грано- диорит	<u>0.01-0.2</u> 0.06		5/12	187.9	82.9	35	13.2	78.9	284.5	R
Port Lockroy (63.5°W, 64.83°S) Wiencke Island (порт Локрой, остров Венке)													
21	<i>Port Lockroy</i>	167-180	грано- диорит	<u>0.1-8.0</u> 1.7		9/12	219.5	84.3	338	2.8	72.1	272.6	R

Примечания: **компоненты** – А – низкотемпературная, В – высокотемпературная; **ЕОН** – диапазон (вверху) и среднее значение (внизу) величины естественной остаточной намагниченности (А/м); **n/N** – число образцов с выделенными компонентами для расчета среднего по сайту/общее число измеренных образцов; **D°** – склонение, **I°** – наклонение; α_{95}° – радиус центрального угла кругового конуса, внутри которого лежит среднее направление вектора с 95% вероятностью; **K** – параметр кучности распределения направлений векторов ChRM; **VGP Lat, Long** – широта и долгота палеополюса; **полярность**: N – прямая, R – обратная. Для всех результатов введена поправка в 16° E за локальное магнитное склонение.

Хижина Расмуссен и остров Расмуссен

Здесь на материке в районе хижины *Расмуссен* отбирались образцы из гранодиоритов и диабазовых даек, а на острове – из двух субпараллельных субвертикальных даек мафитов и вмещающих габбро. В последних была выделена CrRM компонента N-полярности со средними направлениями по дайкам $D = 339.8^\circ$, $I = -82.3^\circ$ и по габбро $D = 301.9^\circ$, $I = -81.4^\circ$ (рис. 2b). Результаты по гранодиоритам + диабазовым дайкам и по гранитоидам в районе хижины *Расмуссен* также характеризуются CrRM компонентой N-полярности со средними направлениями соответственно $D = 21.9^\circ$, $I = -76.1^\circ$ и $D = 15.6^\circ$, $I = -71.2^\circ$, что близко к полученному здесь ранее по 5 сайтам направлению $D = 14.4^\circ$, $I = -72.1^\circ$ по (Grunow, 1993). Следует отметить, что для гранитоидов характерен большой внутрисайтовый разброс направлений ($\alpha_{95}^\circ = 12.7$), чем для габброидов.

Район горы Скотт

На образцах диоритов, отобранных в районе контрфорса *Дусеберг*, выделяется CrRM компонента N-полярности $D = 31.5^\circ$, $I = -67.2^\circ$, табл. 2. Результаты по образцам габбро из Ю-3 части залива *Джерард* также указывают на однокомпонентную намагниченность N-полярности $D = 53.4^\circ$, $I = -65.1^\circ$. В некоторых образцах базальтов, отобранных у подножия горы *Скотт*, также была выделена CrRM компонента N-полярности по 7 образцам со средним направлением $D = 31.5^\circ$, $I = -75.6^\circ$. Величины склонения по этим трем сайтам выше, чем по остальным сайтам, что можно объяснить локальной тектоникой (отчетливо видно по складчатости вулканогенной толщи юрских пород). Однако поправка за тектонику нами не вводилась, поскольку элементы залегания вулканогенной толщи достоверно не определены и не известна причина локальных деформаций вулканитов (возможно в результате более позднего внедрения интрузий). Этот вопрос требует дальнейших исследований.

3.2.2. Прилегающие острова

Остров Питерман

На образцах габбро, отобранных в северной и северо-западной частях о. *Питерман*, выделены две компоненты намагниченности – низкотемпературная (далее А-компонента) N-полярности $D = 6.7^\circ$, $I = -67.9^\circ$ в интервале блокирующих температур 200–400°C, и высокотемпературная (далее В-компонента) R-полярности $D = 154.4^\circ$, $I = 76.3^\circ$ в интервале 450–580°C (рис. 2с). При этом последняя четко выделяется на всех образцах, идет к началу координат (например, рис. 2 d), является CrRM-компонентой и, как будет показано далее, по природе является первичной, но с разными вариантами интерпретации. В этой же части острова по трём образцам кварцевых диоритов также выделена высокотемпературная В-компонента R-полярности, и этот результат включен в табл. 2.

Образцы гранодиоритов, отобранные в центральной и восточной частях острова, характеризуются большим разбросом направлений в процессе ступенчатого терморазмагничивания, и только по отдельным образцам была выделена А-компонента N-полярности в интервале блокирующих температур 200–400°C (рис. 2е), а высокотемпературную компоненту выделить не удалось. Однако на соседнем острове *Ховгаард* по четырём образцам гранодиоритов, отобранных в западной части острова, была выделена высокотемпературная компонента R-полярности со средним направлением $D = 255.4^\circ$, $I = 76.1^\circ$, но из-за недостаточного числа определений и большого внутрисайтового разброса ($\alpha_{95}^\circ = 14.5$) результат в табл. 2 не включен.

Острова Берселот

Образцы, отобранные в северной части большого острова из габбро и диоритов, указывают на однокомпонентную CrRM N-полярности со средними направлениями соответственно $D = 359.9^\circ$, $I = -76.2^\circ$ и $D = 9.2^\circ$, $I = -78.4^\circ$. Эти значения близки к направлению, полученному по 8-ми образцам габбро из этого же района ($D = 358^\circ$, $I = -72^\circ$ (Blundell, 1962)).

Архипелаг Аргентинские острова

Палеомагнитные определения направлений были выполнены на образцах интрузивных пород, слагающих западную часть архипелага, а также на образцах эффузивных пород, слагающих южную часть архипелага (острова *Винтер*, *Леонард*, *Блек*).

На образцах гранодиоритов из островов *Барчанс* выделено две компоненты намагниченности – А-компонента прямой полярности в интервале температур 200 – 400–500° (среднее направление $D = 334.7^\circ$, $I = -81.4^\circ$), и высокотемпературная В-компонента R-полярности ($D = 151.1^\circ$, $I = 81.8^\circ$). Последняя близка к направлению, полученному в (Blundell, 1962) по 12 образцам из этого же района ($D = 144^\circ$; $I = 82^\circ$).

Образцы габбро, отобранные на островах *Анаграмм*, характеризуются однокомпонентной CrRM R-полярности (рис. 2f) со средним направлением $D = 176.3^\circ$, $I = 78.0^\circ$, что близко к среднему В-компоненты, полученной по гранодиоритам о-вов *Барчанс*. Отдельные образцы характеризуются высокими значениями ЕОН (более 10 А/м), что связано с высоким содержанием (до 30%) магнетита в отдельных зонах.

Вмещающие породы в южной части архипелага представлены в основном порфириновыми андезитами. Мы объединили результаты по трём островам в один сайт, поскольку компоненты намагниченности были выделены только по некоторым образцам, и по каждому острову результатов для статистики недостаточно. Принимая во внимание оценки возраста эффузивных пород архипелага, порфириновые андезиты можно отнести к палеоцену. В результате анализа на образцах выделено как А-, так и В-компоненту (рис. 2g) с соответствующими средними направлениями $D = 8.9^\circ$, $I = -66.1^\circ$ и $D = 186.5^\circ$, $I = 79.4^\circ$, табл. 2.

Острова Рока и Крулс

В нескольких километрах к С-З от архипелага Аргентинские острова образцы интрузивных пород, представленные габбро гранодиоритами и секущими их комагматическими дайками, были отобраны на островах *Рока* и *Крулс*. Прямых определений возраста этих пород нет, но исходя из общей геологической ситуации, возраст может быть оценен как палеоценовый. В образцах были выделены как А-, так и В-компоненты намагниченности, результаты приведены в табл. 2 (рис. 2h). Следует отметить, что по образцам из даек диабазов и по многим образцам гранодиоритов, отобранных на островах *Крулс*, не удалось достаточно уверенно выделить палеонаправления (см. высокие значения α_{95}° в табл.2), и далее мы эти результаты не рассматриваем.

Остров Венке (Порт Локрой)

На образцах гранодиоритов, отобранных на острове Венке (рис. 1c) напротив британской базы Порт Локрой, выделяется однокомпонентная CrRM R-полярности со средним направлением $D = 219.5^\circ$, $I = 84.3^\circ$ (табл. 2).

3.3. Обсуждение палеомагнитных результатов

Координаты точек отбора образцов, средние направления по сайтам с соответствующими статистическими параметрами приведены в табл. 2 и систематизированы на рис. 3. В соответствии с определениями возраста (табл.1, рис. 1), породы вдоль западного края АП относятся к верхнему мелу (в нашем случае – к меловому суперхрону прямой полярности) и характеризуются стабильной однокомпонентной намагниченностью прямой полярности. Последняя четко выделяется (идёт к началу ортогональных диаграмм, см. рис. 2) после удаления небольшой по величине низкотемпературной компоненты, очевидно вязкой природы.

По обобщению результатов терморазмагничивания образцов группы габбро можно сделать вывод, что характеристическая компонента ChRM как прямой (рис. 2в), так и обратной (рис. 2d, f) полярности выделяется в диапазоне температур 540–590°C. Некоторые образцы показывают наличие низкотемпературной компоненты (вязкой природы), которая удаляется в интервале 150–200°C (например, рис. 2с). Некоторые образцы характеризуются двумя диапазонами блокирующих температур, в интервалах 350–500°C и 540–590°C (рис. 2h).

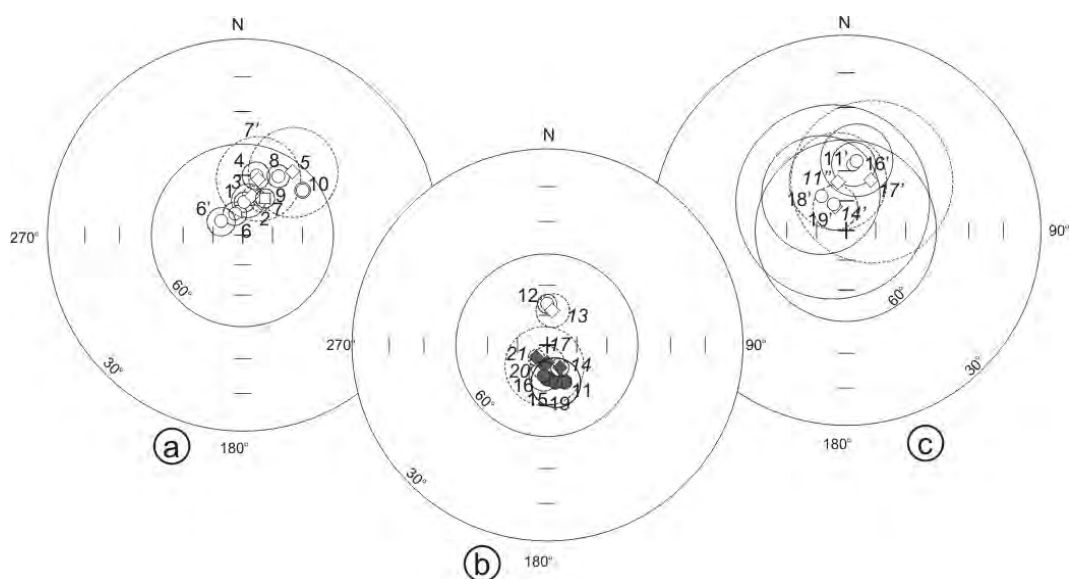


Рис. 3. Средние направления по сайтам, полученные на породах габбро (кружки) и гранитоидах (ромбы) и базальтах (квадраты). Числа около символов обозначают номера сайтов в соответствии с табл. 2; номера сайтов гранодиоритов приведены курсивом; α_{95}° для габбро (гранодиоритов) приведены сплошными (пунктирными) кругами. Полые (залитые) символы относятся к верхней (нижней) полусфере равновеликой проекции. (А) Направления высокотемпературной ChRM компоненты ЕОН для сайтов мелового возраста. (В) То же самое – для сайтов палеоценового возраста. (С) Направления низкотемпературной А-компоненты.

Образцы группы гранодиоритов имеют относительно более низкие величины ЕОН и магнитной восприимчивости, чем габброиды, и характеризуются большим разбросом внутрисайтовых направлений (сравните величины α_{95}° в табл. 2). Здесь также выделяется ChRM как прямой, так и обратной полярности, в большей части образцов выделяется одна компонента, но в некоторых – как низкотемпературная (А), так и высокотемпературная (В) компоненты (например, рис. 2а). В некоторых образцах направление высокотемпературной компоненты не может быть уверенно выделено (например, рис. 2е), в отдельных образцах вообще не удаётся надёжно выделить направление из-за большого разброса угловых значений после каждого последующего шага терморазмагничивания. В целом палеомагнитные направления, полученные по сайтам гранодиоритов, близки к направлениям, полученным по сайтам габброидов (рис. 3).

Средние по сайтам направления (табл. 2) хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по этому району (Blundell, 1962; Grupow, 1993). Временной интервал формирования этих пород от 117 до 84 млн. лет назад, направления по сайтам приведены на рис. 3а, расчёт среднего палеомагнитного направления по сайтам ($N=12$, $D=22.9^{\circ}$, $I=-75.0^{\circ}$, табл. 3) даёт несколько отличающееся по склонению направление от направления, полученного по шести сайтам мыса *Туксен* и мыса *Деливеренс*, $D = 4.7^{\circ}$, $I = -75.2^{\circ}$ в работе (Grupow, 1993), и от направления, полученного по изверженным породам этого же возрастного диапазона в районе пролива *Герлах* (к северу от нашего района), $D = 3.3^{\circ}$, $I = -74.9^{\circ}$ (Poblete et al., 2011). Однако если учесть, что сайты 8 и 9 несколько выпадают из общей картины, что, как указывалось выше, связано с локальной тектоникой, и исключить

их из статистики, то новое определение будет более близко к направлениям по (Grunow, 1993; Poblete et al., 2011).

Полученный нами средний палеомагнитный полюс (табл.3, 79.3°S, 197.9°E) хорошо согласуется с фрагментом кривой траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (APWP) для Восточной Антарктиды (Besse & Courtillot, 2002) и рассчитанными значениями на кривой SAWP для интервала 110–100 млн. лет назад (Torsvik et al., 2008), рис. 4. Кроме того, наше определение согласуется с палеополюсами, полученными для АП для 112 и 100 млн. лет назад в (Poblete et al., 2011).

Таблица 3. **Осредненные палеонаправления и палеополюса для территории Антарктического полуострова и прилегающих островов**

Временной интервал, млн. лет	Район	D°	I°	K	α_{95}°	N	Полюс широта, °S	Полюс долготы, °E	dp°	dm°
84-117	Антарктический полуостров, табл. 2, №1-10	22.9	-75.0	80	4.9	12	79.3	197.9	8.1	8.9
50-75	Прилегающие острова, табл. 2, №11-21, В-компонента	176.4	80.1	351	2.6	10	83.4	307.6	4.7	5.0
50-75	Прилегающие острова, табл. 2, №11-21, А-компонента	357.4	-74.9	96	6.2	7	86.2	263.3	10.3	11.3

Примечания: Средние направления и полюса, № соответствует номерам сайтов в табл.2, N – общее число сайтов, по которым выполнено осреднение; dm, dp – большие и малые полуоси овала доверия палеополюса для вероятности 95%. Другие обозначения см. в пояснениях к табл. 2.

В соответствии с геохронологическими определениями породы, слагающие островные архипелаги, а также породы острова Венке относятся к временному диапазону 75–50 млн. лет назад, то есть к палеоцену, и выходят за пределы мелового суперхрона. Здесь выделяется направление высокотемпературной ChRM компоненты (В-компонента) как прямой, так и обратной полярности (рис. 3в) со средним направлением по сайтам D = 176.4°; I = 80.1° (табл. 3), что согласуется с палеоценовыми палеомагнитными направлениями более северной территории АП (Poblete et al., 2011). Рассчитанное значение палеополюса (83.4°S, 307.6°E, табл. 3) хорошо согласуется с рассчитанными значениями SAWP для 50 млн. лет (83.8°S, 338.3°E, $\alpha_{95}^{\circ}=2.5$), приведенными в (Torsvik et al., 2008). Что касается палеополюса, рассчитанного по низкотемпературной А-компоненте (86.2°S, 263.3°E), то он близок к полюсу APWP в интервале 10–0 млн. лет назад (Torsvik et al., 2008) и, очевидно, обусловлен вязкой компонентой намагниченности.

Отдельно рассмотрим ситуацию с интрузивными породами острова *Питерман*. Их возраст, по двум независимым оценкам, 93 и 96 млн. лет назад, то есть они попадают в CNS. Но габброиды здесь характеризуются стабильной высокотемпературной В-компонентой обратной полярности, в то время как низкотемпературная А-компонента показывает прямую полярность. При этом направления близки к данным, полученным по другим сайтам (рис. 3). Этот результат можно объяснить в рамках нескольких гипотетических предположений, а именно: а) феноменом самообращения в образцах габбро именно из этого сайта; б) кратковременным эпизодом обратной полярности внутри мелового суперхрона,

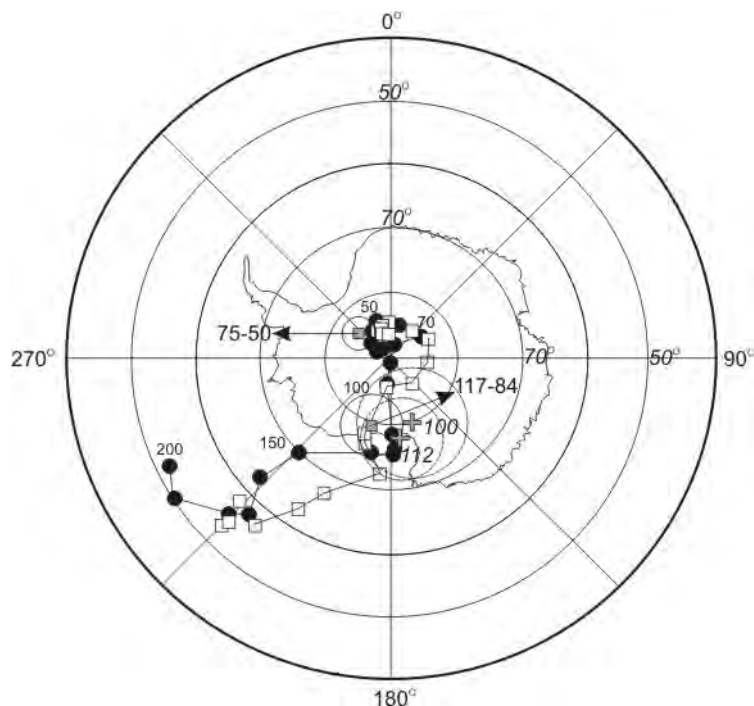


Рис. 4. Кривые траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (APWP) для Восточной Антарктиды по Torsvik et al. (2008, черные точки) и Besse & Courtillot (2002, белые квадраты) и рассчитанные нами значения палеополюсов для 117–84 и 75–50 млн. лет назад (серые квадраты с α_{95}° , сплошная линия, стрелками указан возраст). Цифрами приведен возраст в млн. лет, результаты даны в табл.3. Серыми крестами с α_{95}° (пунктирная линия) показаны полюса для 112 и 100 млн. лет, полученные для Антарктического полуострова Poblete et al. (2011); соответствующие возраста приведены курсивом.

на возможное присутствие которых указывается, например, в (Gradstein et al., 2004); в) полное перемагничивание пород в другое время (за пределами суперхрона, например, при внедрении более поздних гранодиоритовых интрузий, которыми сложена центральная часть острова *Питерман*); д) U/Pb возраст кристаллизации цирконов намного древнее возраста формирования ChRM компоненты остаточной намагниченности.

Как будет показано ниже, у нас нет никаких оснований принимать предположение а), тем более что на образцах габбро, отобранных в других местах, результаты полностью соответствуют возрастным оценкам. Относительно б) не исключено, если учесть, что интрузия габброидов – не менее нескольких сотен метров в плане и что время ее остывания может составлять минимум несколько сот тысяч лет, а высокотемпературная В-компонента сформировалась в течение короткого эпизода обратной полярности, в то время как А-компонента – по окончании этого эпизода, во время преимущественной нормальной полярности мелового суперхрона. Нет никаких оснований принять сценарий с), поскольку породы не несут следов метаморфизма и, как уже упоминалось и будет показано ниже, CrRM компонента первична и её термоостаточная природа сомнения не вызывает.

Относительно сценария д). Недавние результаты по гранитоидам острова *Питерман* (Guenther et al., 2010) показали, что низкотемпературные термохронологические данные на 50 млн. лет моложе, чем возрастные определения 96–93 млн. лет, приведенные выше (табл. 1). Определения (U-Th)/He (zircon He) с температурой закрытия 170–200°C и (zircon FT) с температурой закрытия 220–260°C дали возрастные оценки соответственно 42.8 ± 0.9 млн.

лет и 35.6 ± 4.2 млн. лет, что предполагает среднюю скорость фазы остывания около $3^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$ во временном диапазоне от 40 до 10 млн. лет (Guenther et al., 2010). Как указывалось выше (раздел 2.2.1), время остывания массива интрузии в районе мыса *Туксен* оценивается около 17 млн. лет (от 88 до 70 млн. лет назад). Температура закрытия U-Pb системы в цирконе составляет более 800°C (по разным оценкам, от 600 до 900°C), Ar-Ar системы в амфиболе и биотите – соответственно $450\text{--}550^\circ\text{C}$ и $250\text{--}350^\circ\text{C}$ (Harris, 1996). То есть, возможно, высокотемпературная CrRM компонента здесь сформировалась за пределами полярности CNS, то есть время ее формирования моложе 83.5 млн. лет назад. Вопрос этот остаётся открытым и требует дальнейших детальнейших исследований.

На острове Берселот как в габбро, так и в гранодиоритах зафиксирована только CrRM компонента N-полярности, возраст пород здесь 75 млн. лет, что согласуется с зоной преимущественно N-полярности на шкале (Gradstein et al., 2004), которая прослеживается до 71 млн. лет. На других островах в более поздний временной интервал формировалась сперва CrRM компонента R-полярности, и по мере остывания пород и изменения полярности поля на нее накладывалась A-компонента N-полярности.

Таким образом, результаты определения палеонаправлений дают нам все основания сделать вывод, что высокотемпературная ChRM компонента намагниченности образцов является первичной, палеомагнитно информативной, и на этой основе отобразить представительную коллекцию и приступить к определению напряженности древнего геомагнитного поля.

4. Определение палеонапряжённости

4.1. Описание эксперимента, оценка доменной структуры образцов

Определение палеонапряженности и исследования минералогических свойств образцов проводились в лаборатории древнего геомагнитного поля Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Всего было изучено 186 образцов из 24 разных сайтов.

Идентификация магнитных минералов в образцах была выполнена главным образом путём анализа термокривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$. Для оценки точек Кюри T_c и стабильности магнитных свойств пород к нагревам изучалось температурное поведение намагниченности насыщения M_s и остаточных намагниченностей – насыщения M_{rs} , природной (NRM) и лабораторной термоостаточной (TRM), созданной в лабораторном поле $H_{\text{лаб}}$. Термомагнитные кривые $M_{si}(T)$ записывались при нагревах до последовательно возрастающих температур T_i - $\{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$. Нагревы выполнялись во внешнем магнитном поле 450 мТл на магнитных весах конструкции Ю.К. Виноградова.

При комнатной температуре T_0 снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности $M_i(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$, создававшихся во внешнем магнитном поле $H=0.45$ Тл. По ним определялись магнитные параметры образцов – M_s , M_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Для оценки доменной структуры зёрен – носителей остаточной намагниченности – рассчитывались характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c , по которым строились диаграммы Дзэ (Day et al., 1977), рис. 5. Как видно из диаграмм, эти отношения по величине попадают в область, характерную для многодоменных (МД) или псевдооднодоменных (ПОД) размеров магнитных частиц: $M_{rs}/M_s = 0.01\text{--}0.46$, $H_{cr}/H_c = 2\text{--}9$, что указывает на присутствие в породах как относительно мелких, так и крупных зёрен. Доменная структура определялась также по термомагнитному критерию (Shcherbakova et al., 2000), по которому оценивается величина «хвостов» pTRM. Типичные примеры использования этого теста к образцам №160 (*Girard Bay*) и №1-2 (*Anagram Islands*) из данной коллекции показаны на рис. 6, верхний и нижний ряды соответственно. На образцах создавались последовательно pTRM в температурных интервалах $(550, 500)$, $(500, 400)$ и $(400, T_0)$. После создания pTRM образец нагревался в нулевом поле до верхней температуры интервала её создания, охлаждался до комнатной

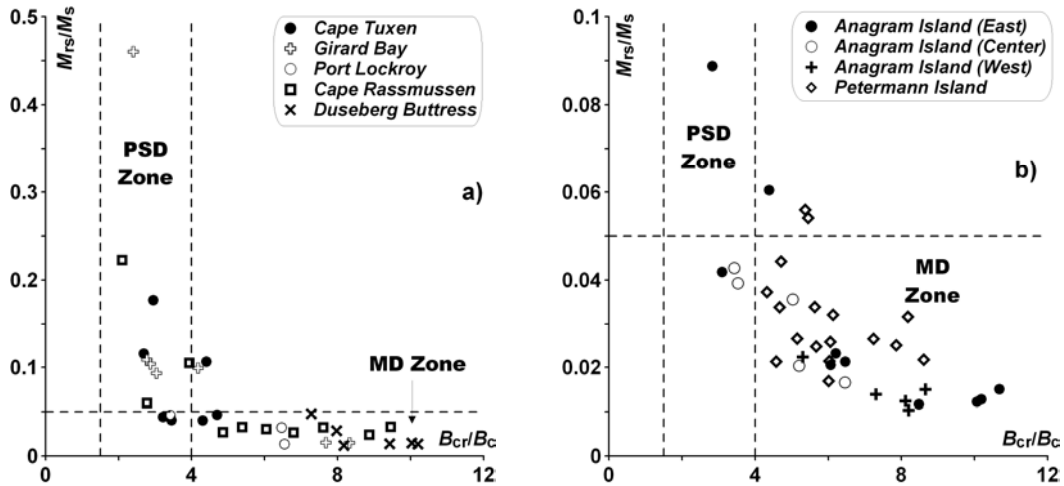


Рис. 5. Диаграммы Дзя для образцов из сайтов: а) *Cape Tuxen, Girard Bay, Port Lockroy, Rasmussen Island u Rasmussen Hut, Duseberg Buttress*; б) *Anagram Islands, Petermann Island*.

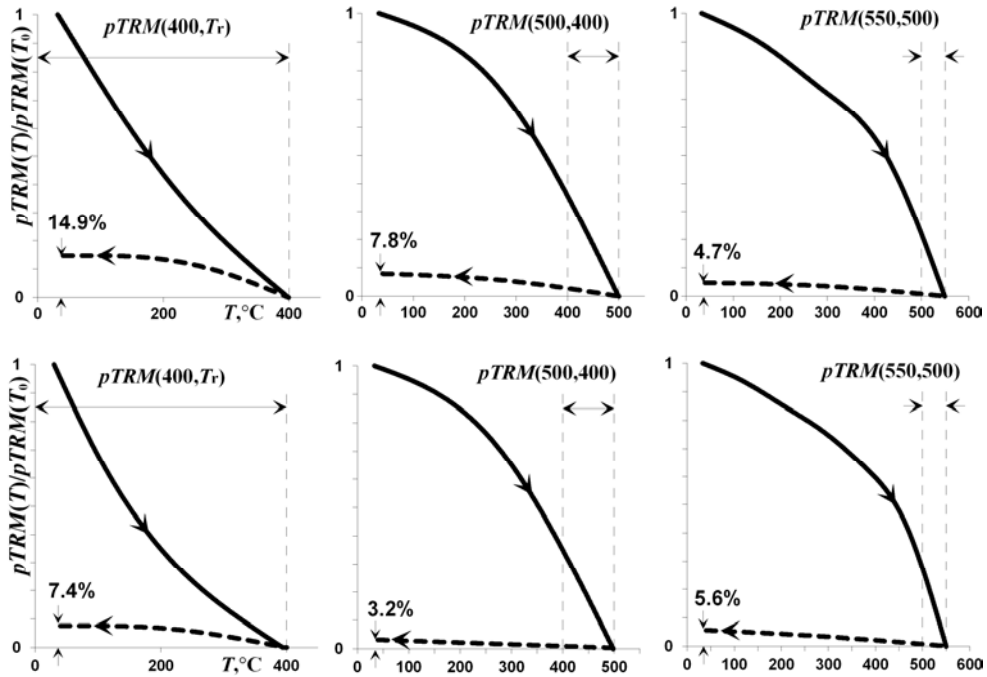


Рис. 6. Примеры применения терромагнитного критерия по определению доменной структуры (Shcherbakova et al., 2000) к образцам №160 из сайта *Girard Bay* (верхний ряд) и №1-2 из сайта *Anagram Islands* (нижний ряд). Сплошными линиями показаны кривые терморазмагничивания pTRM, пунктиром обозначены кривые охлаждения хвостов pTRM, оба типа кривых снимались в нулевом поле. Стрелки указывают направления изменения температуры. Интервалы температур, в которых создавались pTRM, приведены на диаграммах.

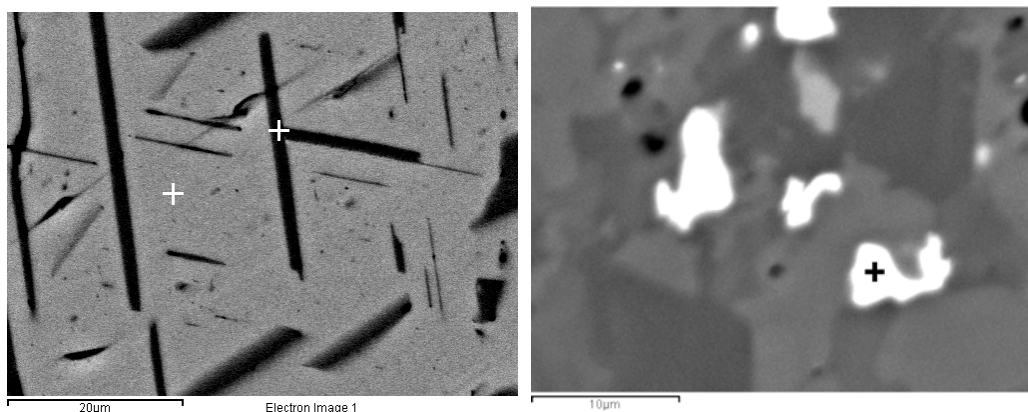


Рис. 7. Электронно-микроскопические фотографии полированных шлифов образцов, отобранных из сайта *Cape Tuxen*. (а) Наблюдаемые распавшиеся почти ильменитовые ламели (тёмные полосы) служат доказательством прошедшего гетерофазного окисления первоначального титаномагнетита. (б) Образец A25, который содержит ПОД магнетитовые зёрна, рассеянные в силикатной матрице. Крестиками отмечены точки, по которым был сделан рентгенофазовый анализ.

температуры T_0 , где измерялась остаточная намагниченность – «хвост» рTRM. Далее процесс повторялся для следующего интервала. Оказалось, что несмотря на МД и ПОД величины параметров M_{rs}/M_s и H_{cr}/H_c , рTRM исследованных образцов обнаруживают минимальные хвосты, что указывает на однодоменный (ОД) или малый ПОД размер зёрен – носителей NRM. Возможное объяснение этому состоит в том, что ответственными за NRM являются скорее всего частицы малых размеров, тогда как параметры M_{rs}/M_s и H_{cr}/H_c отражают полный спектр размеров магнитных частиц, присутствующих в породе, – как мелких, так и крупных.

Предположение о сосуществовании в породе мелких и крупных магнитных частиц поддерживается электронно-микроскопическими наблюдениями (рис. 7). Существенно следующее. На снимке видно, что ферримагнитное зерно разбито на ламели гемоильменита и магнетитовую матрицу (элементный анализ, сделанный по точкам, отмеченным крестиками, полностью согласуется с этим заключением). Как известно, при таком разбиении в каждом зерне могут существовать как достаточно крупные магнетитовые области, так и мелкие субмикронные ячейки. Это означает, что в таком случае носителями NRM являются преимущественно мелкие субмикронные зёрна, в то время как за гистерезисные свойства отвечают крупные области. Это обстоятельство, видимо, и обуславливает тот факт, что несмотря на видимую крупность ферримагнитных зёрен, свойства NRM определяются ПОД фракцией.

Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье-Коэ (Thellier & Thellier, 1959; Coe, 1967). Парные нагревы до последовательно возрастающих температур T_i , $i=1..n$, выполнялись на воздухе, первый шаг (нагрев-охлаждение) – в нулевом поле, второй – нагрев в нулевом поле, охлаждение – в лабораторном поле $H_{\text{лаб}}=20$ мкТл. После каждых двух температур выполнялись проверочный нагрев в нулевом поле до температуры T_{i-2} и последующее охлаждение в поле $H_{\text{лаб}}$ (процедура “pTRM-check”). В целом каждый эксперимент Телье включал в себя $(15 \div 20)$ температурных шагов и $(5 \div 8)$ “pTRM-checks”. Для выполнения процедуры Телье использовались два прибора: трёхкомпонентный термомагнитометр конструкции Виноградова чувствительностью 10^{-8} Ам² и печь в магнитном экране – в ней можно проводить нагревы как в нулевом поле, так и в присутствии

контролируемого внешнего магнитного поля. В последнем случае измерения намагниченности велись на астатическом магнитометре чувствительностью – 10^{-9} Ам² и частично – на спин-магнитометре JR-6 чувствительностью – 10^{-10} Ам². После каждых двух нагревов для контроля минералогических изменений измерялась магнитная восприимчивость.

Для увеличения статистики в экспериментах, как правило, участвовали несколько кубиков-дублей из одного штуфа, при анализе результаты по ним рассматривались как независимые. Кубики-дубли грелись и на термомагнитометре, и в малой печи. По результатам измерений процедуры Телье строились диаграммы Арай-Нагата и Зийдервельда (в координатах образца). Последнее обстоятельство помогало при последующем анализе правильно выбирать температурный интервал (T_1, T_2) для оценки величины $H_{др}$ и проводить селекцию данных.

В дополнение к процедуре Телье для экспресс-оценки величины $H_{др}$ использовался также метод Вилсона–Буракова (Wilson, 1961; Бураков, 1973), по которому оценивается подобие двух термокривых – NRM(T) и TRM(T), получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри T_c . Чтобы легче сравнивать кривые между собой, все значения, по которым строилась кривая TRM(T), умножались на подобранный коэффициент κ^* так, чтобы новая кривая TRM*(T) была максимально близка к NRM(T) (если это возможно). Сам факт подобия кривых NRM(T) и TRM*(T) служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Кроме того, если выделяется температурный интервал (T_1^*, T_2^*), ($T_1^* < T_2^*$), где обе кривые совпадают, то по нему делается экспресс-оценка величины поля: $H_{др}^* = \kappa^* \times H_{лаб}$. Близость значений $H_{др}$, полученного для этого образца по методу Телье, и $H_{др}^*$ повышает достоверность определений величины палеонапряжённости.

Отметим, что метод Вилсона–Буракова используется нами для оценки палеонапряжённости только как дополнительный к основному – процедуре Телье-Коз. Для расчёта VDM использовались определения $H_{др}$, полученные только методом Телье-Коз.

4.2. Магнитные свойства пород

Судя по результатам ТМА, у всех образцов, вошедших в окончательную статистику для оценки $H_{др}$, прослеживаются сходные магнитные свойства. Температуры Кюри T_c лежат в интервале (570÷590)°С, то есть магнитный минерал в них представлен практически чистым магнетитом (в редких случаях с небольшой степенью однофазного окисления). Кривые $M_s(T)$ мало меняются при последовательных нагревах до температур 600°С, что говорит о высокой стабильности магнетитовых зёрен (рис. 8, колонка a1-i1).

Вывод о том, что исследованные образцы содержат практически чистый магнетит или низкотитанистый титаномангнетит, подтверждается и поведением температурных кривых NRM(T) (рис. 8, колонка a3-i3): температура спада NRM(T) до нулевого уровня не превышает 580°С, то есть T_c магнетита. В отдельных случаях температура такого спада несколько ниже, спускаясь до 560°С, но это естественным образом объясняется известной разницей между блокирующими температурами T_b и T_c , поскольку T_b всегда меньше либо равна T_c . Всё это говорит в пользу того, что интересующая нас NRM хранится в чисто магнетитовой (неокисленной) составляющей ферримангнитной фракции пород. Обращает на себя внимание хорошее подобие кривых NRM(T) и TRM*(T) (рис. 8, колонка a2-i2), которое прослеживается в широком температурном интервале у всех без исключения образцов, использованных для оценки палеонапряжённости.

4.3. Результаты определения палеонапряжённости

В экспериментах по определению $H_{др}$ всего участвовали, учитывая дубли, 334 кубических образца из 186 различных штуфов. Удовлетворительные определения были получены на образцах 75 штуфов (139 образцов-дублей) из семи сайтов: *Cape Tuxen*, *Rasmussen Island* и *Rasmussen Hut*, *Duseberg Buttress*, *Girard Bay*, *Petermann Island*, *Anagrams Islands* и *Port Lockroy*. Примеры диаграмм Араи-Нагата и соответствующих диаграмм Зийдервельда приведены на рис. 8, колонки а3-і3 и а4-і4 соответственно. Для оценки $H_{др}$ принимались в расчет только те образцы, у которых в температурном интервале (T_1, T_2), ($T_1 < T_2$), по которому оценивалась величина $H_{др}$, на диаграммах Араи-Нагата: а) имеется не менее четырех репрезентативных точек; б) изменение NRM составляет не меньше 20% её полной величины; в) смещение check-points составляет не более 5% от величины полной NRM при изменениях восприимчивости $< 10\%$; г) на диаграммах Зийдервельда в интервале (T_0, T_2) вектор NRM (ChRM) не меняет своего направления; д) на кривых NRM(T) и TRM*(T) имеется широкий температурный интервал (T_1^*, T_2^*), не менее чем (T_1, T_2), где эти кривые подобны.

Полная сводка полученных определений $H_{др}$ дана в табл. 4. Согласно Коэ и др. (Coe et al., 1978), достоверными считаются данные, имеющие фактор качества $q \geq 5$. Легко видеть, что почти все наши результаты удовлетворяют этому критерию.

4.4. Поправка на скорость охлаждения

Результаты, представленные в табл. 4, даны без поправки на разницу скоростей охлаждения в лабораторных и природных условиях. Между тем величина намагниченности увеличивается на несколько процентов на каждый порядок увеличения скорости охлаждения (Dodson & McClelland-Brown, 1980). Образцы из сайтов *Girard Bay*, *Cape Tuxen*, *Rasmussen Island* и *Duseberg Buttress* отбирались из относительно небольших по размеру тел (либо даек), так что их остывание до 400 °С происходило, по-видимому, достаточно быстро. И значения палеонапряжённости, полученные без поправки на скорость охлаждения, могут превышать истинную величину всего на несколько процентов. В то же время из сайтов *Petermann Island*, *Anagram Islands* и *Port Lockroy* породы отбирались из массивных интрузий размером в сотни метров. В таких случаях охлаждение могло происходить в течение десятков тысяч и более лет. Как следствие, результаты экспериментов Телье по определению $H_{др}$ для таких сайтов нуждаются в соответствующей корректировке.

Подробно процесс блокирования магнитного момента m однодоменного зерна при различных скоростях охлаждения теоретически рассмотрен в работе (Dodson & McClelland-Brown, 1980). Но их формулы не очень прозрачны и неудобны на практике. Ниже мы представляем простую аппроксимацию этого процесса, её выводы можно легко использовать для ОД частиц при условии, что известны их некоторые гистерезисные параметры.

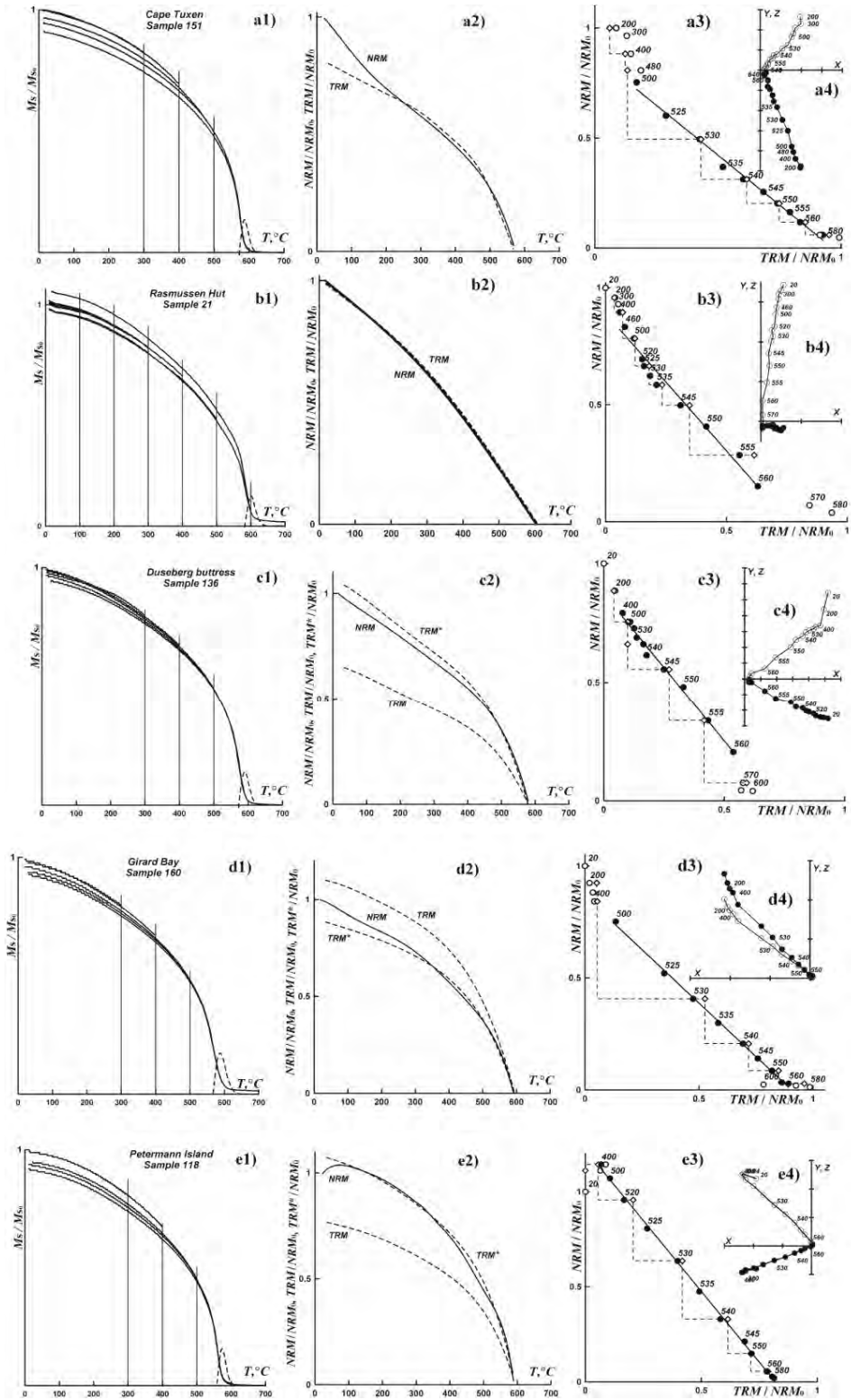
Согласно Неелю (Néel, 1955), для ансамбля идентичных ОД частиц термоостаточная намагниченность определяется по формуле:

$$TRM = m(T_r)n \tanh \frac{m(T_b)h}{kT_b} \approx m^2(T_r)n \frac{j_s(T_b)h}{kT_b} \quad (1)$$

где n есть число зёрен в единице объёма, T_b – блокирующая температура, k – постоянная Больцмана и h – слабое приложенное поле. Тогда

$$\frac{NRM}{TRM} = \frac{j_s(T_{b,nat})T_{b,lab}}{j_s(T_{b,lab})T_{b,nat}} = \frac{j_s(T_{b,nat})(1 - \tau_{b,nat})}{j_s(T_{b,lab})(1 - \tau_{b,lab})}, \quad (2)$$

где $j_s(T) = M_s(T)/M_s(0)$ – нормированная намагниченность насыщения, $T_{b,nat}$ и $T_{b,lab}$ – блокирующие температуры в лабораторных и природных условиях, соответственно.



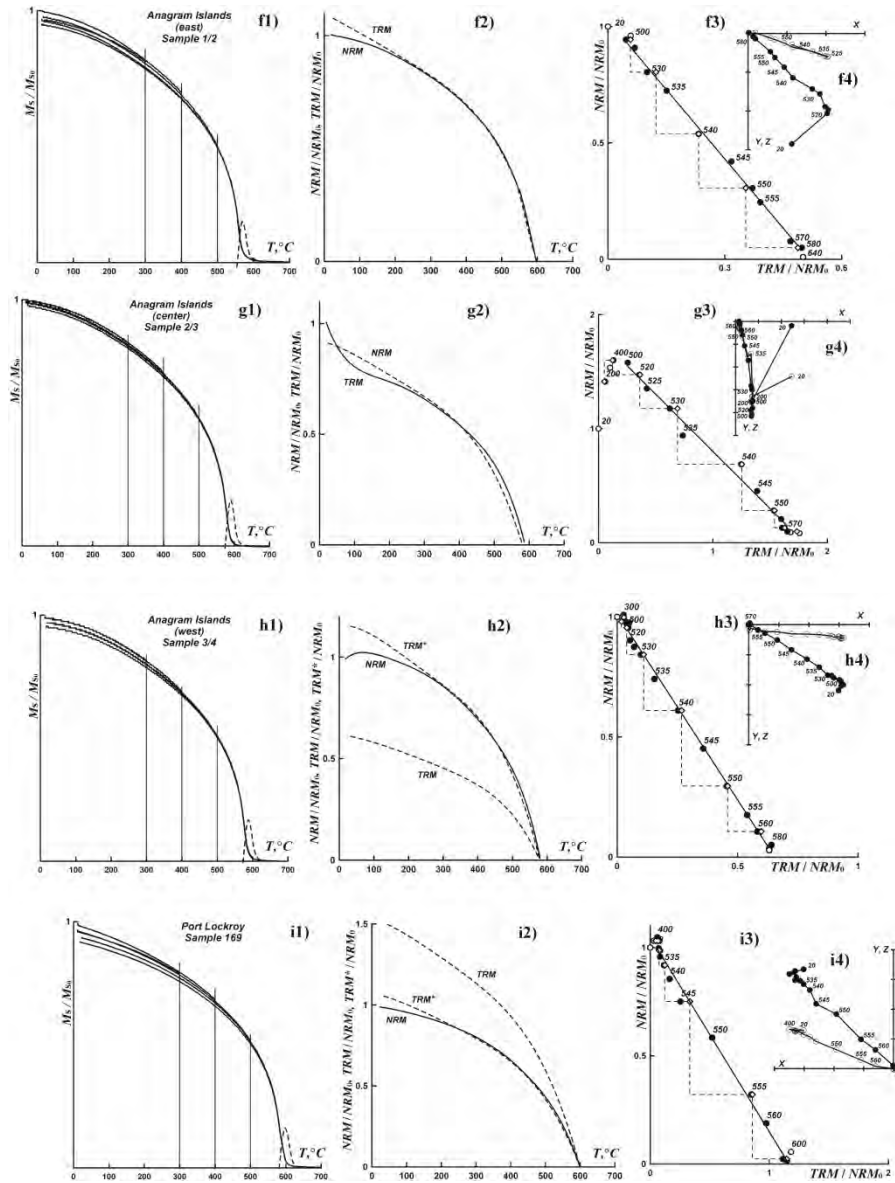


Рис. 8. Иллюстрация магнитных свойств пород и процедуры определения $H_{др}$. Нормированные температурные кривые $M_s(T_i)/M_s(T_r)$ (слева), примеры получения определений палеонапряжённости методом Вилсона–Буракова (в центре) и методом Телье (справа). (a1-i1): Температурная зависимость намагниченности насыщения в поле $H=450$ мТл. Серии кривых $M_s(T_i)$ получены при последовательных нагревах до возрастающих температур, вертикальные линии отмечают максимальную температуру для данного нагрева. (a2-i2): Непрерывные кривые изменения с температурой NRM(T) (сплошные линии), TRM(T), созданной в лабораторном поле $H_{лаб}=20$ мкТл и $TRM^*(T) = k_w \times TRM$ (пунктирные линии). Все кривые нормализованы на соответствующие значения NRM, измеренные при комнатной температуре. (a3-i3): Диаграммы Арай-Нагата. (a4-i4): Диаграммы Зийдверельда приведены в координатах образца. Залитые и пустые символы обозначают горизонтальную и вертикальную проекции, соответственно.

Параметр

$$\tau = (T_c - T) / T_c, \quad (3)$$

есть нормированная температура, $\tau_{b,lab}$ и $\tau_{b,nat}$ – нормированные блокирующие температуры в лабораторных и природных условиях, соответственно. Согласно Dodson & McClelland-Brown (1980), блокирующая температура, T_b , может быть найдена как корень трансцендентального равенства

$$\frac{\varepsilon(T_b)}{kT_b} = \ln[1.78 f_0 \theta(T)]. \quad (4)$$

Здесь f_0 – характеристическая частота попыток преодолеть потенциальный барьер ε .
Параметр

$$\theta = 1 / \frac{d}{dt} \left(\frac{\varepsilon}{kT} \right) \quad (5)$$

обозначает эффективное время охлаждения. Предположим, что охлаждение происходит по экспоненциальному закону $T(t)$:

$$T(t) = T_c \exp\left(-\frac{t}{t_{cool}}\right). \quad (6)$$

Таблица 4. Определения палеонапряжённости и соответствующие статистические параметры

Sample	T_1-T_2 , °C	N	g	q	f	$H_{др}(Th)$, мкТЛ	$\sigma(H_{др})$, мкТЛ	$H_{др}(WI)$, мкТЛ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Cape Tuxen</i>								
148-2_jr6	400-550	11	0.80	17.7	0.86	14.9	0.6	14.8
149	450-590	9	0.82	22.5	0.78	24.1	0.7	44.0
149-2_jr6	400-565	13	0.88	36.8	0.79	34.1	0.6	
150-2_jr6	400-550	5	0.60	7.4	0.85	20.1	1.4	19.6
151	400-580	13	0.91	16.2	0.82	20.1	0.9	19.6
A-04-04	400-565	10	0.84	12.0	0.83	20.7	1.3	
A24-1_jr6	300-550	12	0.84	9.5	0.81	14.8	1.1	9.0
A25a	400-570	9	0.76	11.9	0.62	10.1	0.4	13.8
A26a	200-570	11	0.86	6.9	0.80	12.6	1.3	15.8
A27	400-555	11	0.87	12.1	0.73	7.3	0.4	10.8
<i>Rasmussen Hut</i>								
021-1	460-560	10	0.86	10.1	0.68	22.8	1.3	20.0
021a	500-570	10	0.78	5.3	0.53	19.0	1.5	
023	485-575	7	0.78	8.6	0.48	24.2	1.1	21.2
023_2a	530-575	8	0.78	4.2	0.49	19.4	1.8	
023_3a	300-565	10	0.76	3.2	0.61	29.8	4.4	
<i>Rasmussen Island</i>								
A28	500-600	9	0.55	14.7	0.92	31.7	1.1	29.6
A28_jr6	500-555	7	0.75	8.0	0.75	29.3	2.2	
A-29_jr6	520-560	7	0.73	26.0	0.85	31.3	0.7	23.0
A30	500-570	11	0.85	14.0	0.59	25.9	0.9	20.0
A30b	500-570	6	0.66	7.2	0.87	20.9	1.7	
A31	520-560	5	0.63	8.1	0.59	14.1	0.6	25.0
A31_jr6	520-545	4	0.50	3.6	0.76	28.1	2.9	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
A32_jr6	300-545	7	0.67	6.3	0.62	25.2	1.7	34.8
A32-2_jr6	200-550	10	0.86	4.9	0.77	23.1	3.1	
A34_jr6	500-545	5	0.69	3.5	0.53	20.7	2.2	24.6
A35	420-555	10	0.85	3.0	0.35	20.1	1.9	20.6
A36	500-560	6	0.75	3.0	0.59	16.5	2.5	20.4
A36_jr6	535-570	7	0.71	3.3	0.38	15.5	1.3	
A37	500-580	8	0.69	9.2	0.56	18.9	0.8	23.2
<i>Duseberg Buttress</i>								
131	500-600	9	0.61	12.2	0.86	19.4	0.8	31.6
132	200-555	13	0.86	6.9	0.65	18.8	1.5	23.0
133	440-600	9	0.71	18.4	0.85	20.5	0.7	27.8
133_2	500-570	10	0.88	12.8	0.93	26.0	1.6	
134	500-580	11	0.87	19.4	0.91	40.5	1.6	36.0
134-2_jr6	400-580	11	0.86	22.7	0.84	23.2	0.7	
134-3_jr6	400-555	10	0.86	16.3	0.87	28.4	1.3	
135	300-600	11	0.79	18	0.95	19.9	0.8	16.0
135_2	200-580	11	0.84	10.1	0.84	16.9	1.2	
135-2_jr6	400-555	10	0.83	17.3	0.89	18.8	0.8	
136	400-600	14	0.87	18.5	0.75	27.5	1.0	30.0
136-1	420-570	12	0.85	15.8	0.68	19.2	0.7	
<i>Girard Bay</i>								
158	525-555	7	0.82	8.3	0.38	20.5	0.8	19.4
158-2a	520-575	8	0.82	6.3	0.91	18.8	2.2	
159	530-570	8	0.84	8.4	0.44	18.8	0.8	19.0
159-2	450-560	5	0.67	20.9	0.96	17.1	0.5	
159-3	530-570	8	0.84	8.4	0.44	18.8	0.8	
159a	300-565	10	0.85	22.2	0.88	14.5	0.5	
160	400-555	10	0.83	33.6	0.81	19.9	0.4	16.0
161	400-565	12	0.90	16.2	0.70	15.8	0.6	13.6
161a	500-560	8	0.84	10.2	0.68	17.7	1.0	
161_2a	500-555	7	0.83	4.5	0.57	13.3	1.4	
162	500-560	10	0.85	14.9	0.66	17.2	0.7	21.2
164	525-560	8	0.85	9.9	0.66	19.3	1.1	22.8
164a	500-555	7	0.80	3.9	0.65	18.6	2.5	
165-1	400-560	11	0.89	10.4	0.79	19.7	1.3	24.4
<i>Petermann Island</i>								
107 (0.08)	520-600	12	0.88	26.4	0.86	28.5	0.8	22.6
107a (0.11)	400-570	9	0.77	13.6	0.91	22.8	1.2	
108* (0.17)	520-600	11	0.89	51.2	1.08	27.4	0.5	27.2
109_1a	400-600	12	0.85	19.4	0.75	23.2	0.8	26.0
109	450-565	8	0.79	36.6	0.92	24.5	0.5	
110* (0.16)	400-640	15	0.91	35.8	0.99	33.5	0.8	21.8
111a* (0.11)	500-560	6	0.69	12.6	0.96	20.7	1.1	31.8
111* (0.11)	450-590	8	0.583	11.064	1.12	35.1	1.7	
112	400-570	10	0.738	18.25	0.956	38.5	1.9	
112_2a	520-570	7	0.778	9.854	0.878	27.9	1.4	
13_2a* (0.07)	530-570	6	0.69	9.8	0.80	24.5	1.4	29.0
114a* (0.06)	500-560	6	0.71	13.9	0.76	26.1	1.0	29.0
114-1* (0.09)	350-570	9	0.75	37.4	1.08(?)	29.0	0.6	
116a* (0.07)	300-550	7	0.70	15.4	0.94	21.1	0.9	32.0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
116* (0.07)	400-560	5	0.61	143.9	0.97(?)	26.3	0.1	
118* (0.15)	400-580	12	0.89	79.4	0.98	29.8	0.3	27.6
118-1* (0.04)	440-590	11	0.73	20.5	1.02 (?)	25.5	0.9	
119	400-555	9	0.86	39.9	0.84	25.6	0.5	31.2
119a-1* (0.07)	500-590	7	0.70	43.3(?)	0.97(?)	20.5	0.3	
120a* (0.16)	400-590	11	0.75	15.8	0.90	20.0	0.9	23.6
120-1* (0.17)	350-575	7	0.59	35.1(?)	1.18(?)	29.0	0.6	
A39_2* (0.04)	530-580	9	0.84	17.3	0.89	18.3	0.8	20.0
A41* (0.2)	300-580	13	0.85	41.1	1.23	23.2	0.6	23.0
A41-2a* (0.16)	300-580	12	0.81	12.7	0.92	22.4	1.3	
A41a* (0.17)	400-560	8	0.76	7.6	0.73	16.8	1.2	
A42* (0.06)	400-600	15	0.91	37.2	0.98	38.1	0.9	31.0
A42_2	500-600	13	0.89	23.0	0.88	33.0	1.1	
A42a	200-600	14	0.85	35.1	0.91	21.5	0.5	
A43* (0.18)	400-600	15	0.89	41.6	0.94	24.6	0.5	21.0
<i>Anagram Islands (east)</i>								
1_1	300-570	13	0.88	40.9	0.84	39.8	0.7	44.8
1_2	500-580	11	0.86	36.5	0.91	40.4	0.9	39.2
1-2a	400-575	11	0.85	15.4	0.97	41.3	2.2	
1_3	20-600	14	0.89	27.5	0.98	43.5	1.4	46.4
1-3a	300-575	12	0.82	17.6	0.90	33.5	1.4	
1_4	500-570	10	0.80	10.7	0.81	44.9	2.7	49.2
1-4a	300-575	12	0.83	21.8	0.90	32.1	1.1	
1_5	500-600	13	0.90	40.3	0.96	46.3	1.0	48.0
1-5a	500-595	12	0.83	11.6	0.87	42.0	2.6	
A51	400-555	6	0.48	13.2	0.97	37.7	1.3	
A51_2	500-580	11	0.76	15.1	0.96	42.1	2.0	
A51a	400-595	11	0.84	12.7	0.96	40.3	2.6	
A52	500-580	11	0.79	23.5	0.97	35.9	1.2	
A52-2a	520-575	9	0.83	26.7	0.99	25.6	0.8	
A52a	500-560	7	0.66	9.5	0.87	28.5	1.7	
A54_2	500-580	11	0.83	28.6	0.99	41.7	1.2	40.2
A55a	520-570	8	0.77	17.7	0.99	25.5	1.1	35.8
A56_2	520-580	8	0.80	21.7	0.59	28.5	0.6	
A57	400-580	13	0.91	24.9	0.93	32.6	1.1	34.8
<i>Anagram Islands (center)</i>								
2_1	500-570	11	0.86	47.3	0.99	27.7	0.5	32.8
2-1-2a	520-575	9	0.81	24.9	0.91	22.8	0.7	
2_2	500-540	5	0.59	6.0	0.72	22.9	1.6	20.0
2-2a	400-560	9	0.85	11.7	0.84	16.6	1.0	
2_3	500-580	12	0.90	25.0	0.76	19.2	0.5	20.8
2-3-3a	20-540	8	0.79	4.1	0.47	20.4	1.8	
2-3a	400-545	6	0.71	6.9	0.71	21.7	1.9	
2_4	500-580	12	0.89	26	1.0	25.6	0.9	29.0
2-4a	530-560	6	0.76	8.6	0.81	21.4	1.5	
2_5	500-570	11	0.80	19.2	0.58	42.5	1.0	31.4
2_5_2	400-560	11	0.84	17.1	0.91	36.8	0.3	
<i>Anagram Islands (west)</i>								
3_2	500-580	11	0.87	18.2	0.92	25.3	1.1	24.6
3_2_2	500-580	11	0.83	42.3	0.94	27.2	0.5	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3-2a	520-570	9	0.84	20.7	0.98	21.7	0.9	
3 3	500-570	11	0.86	36.6	0.98	24.9	0.6	28.8
3-3a	530-575	8	0.81	14.2	0.97	23.1	1.3	
3 4	300-580	15	0.88	48.4	0.96	31.0	0.5	
3-4a	500-570	10	0.82	50.7	0.92	30.3	0.5	38.0
3 5	500-570	11	0.81	20.1	0.99	40.7	1.6	40.4
3-5a	530-570	8	0.80	11.7	0.85	30.8	1.8	28.4
3 6 2	300-560	13	0.87	93.1	0.94	40.0	0.4	
3 6-2a	530-575	8	0.83	9.4	0.84	29.2	2.3	
<i>Port Lockroy</i>								
167	520-570	10	0.85	24.1	0.92	19.3	0.6	21.2
167-2	520-580	4	0.61	130.3	0.72	17.0	0.1	
167-2 jr6	500-545	7	0.70	6.7	0.78	15.3	1.2	
168	400-565	8	0.73	17.4	0.66	18.8	0.5	19.0
168-2 jr6	400-565	11	0.86	14.0	0.93	14.8	0.8	
168a	400-565	9	0.63	3.5	0.61	19.6	2.2	
169	400-580	13	0.85	31.7	1.03	18.1	0.5	14.2
169 2a	400-575	11	0.82	18.6	0.76	10.3	0.3	
169-2 jr6	400-540	7	0.69	7.3	0.71	16.0	1.1	
176	500-580	12	0.83	14.5	0.88	22.3	1.1	34.0
176 3	400-570	11	0.85	18.8	0.88	26.0	1.0	

Примечания: (T_1 , T_2) – температурный интервал на диаграмме Араи-Нагата, использованный для аппроксимации величины $H_{др}$, N – число репрезентативных точек в пределах этого интервала, использованных для получения наилучшей линии аппроксимации. Обозначения $H_{др}(Th)$, $H_{др}(W1)$ относятся к определениям $H_{др}$, полученным по методам Телье и Вилсона, соответственно. $\sigma(H_{др})$ – стандартная ошибка определения $H_{др}(Th)$. Параметры f , g , σ и q характеризуют качество полученных данных (Coe et al., 1978): f обозначает долю NRM, использованную для линейной аппроксимации, g определяет однородность распределения репрезентативных точек в выбранном температурном интервале, фактор качества $q = k \cdot f \cdot g / \sigma(k)$ отражает общее качество данного определения $H_{др}$, здесь коэффициент $k = H_{др}(Th) / H_{лаб}$ – наклон линии аппроксимации на диаграмме Араи-Нагата и $\sigma(k)$ – стандартная ошибка. Образцы с символами “jr6” и “a” грелись в малой печи, остальные кубики нагревались в трёхкомпонентном термоманометре. Большая часть образцов сайта *Petermann Island* указывает на двухкомпонентную NRM с почти антипараллельными направлениями. Эти образцы отмечены звёздочками, число внутри круглых скобок оценивает долю низкотемпературной компоненты NRM по отношению к величине соответствующей высокотемпературной компоненты. Поскольку вклад низкотемпературной компоненты не учитывался, когда обсчитывалась полная NRM, параметры f и q маркированных образцов слегка завышены.

Температурное поведение потенциального барьера $\varepsilon(T)$ и нормированной намагниченности насыщения $j_s(T)$ может быть смоделировано широко используемыми аппроксимациями:

$$\varepsilon(T) = \varepsilon_0 j_s^r(T), \quad (7)$$

$$j_s(T) = [(T_c - T) / T_c]^\alpha, \quad (8)$$

где ε_0 , r и α – эмпирические параметры. Параметр α можно идентифицировать как критическую экспоненту. В рамках аппроксимации среднего поля $\alpha = 0.5$, но тепловые флуктуации обычно понижают эту величину. Следует заметить, что, строго говоря, концепция критической экспоненты справедлива только в ближайшей окрестности T_c , но в

практических приложениях равенство (8) используется в широком температурном интервале. Теперь, используя (7) и (8), равенство (5) можно переписать в следующем виде:

$$\frac{1}{\theta} = \frac{d}{dt} \left(\frac{\varepsilon}{kT} \right) = \frac{\varepsilon_0}{t_{cool} kT_c} [\tau^{r\alpha-1} (1+\tau)]. \quad (9)$$

Соответственно, равенство (4) принимает вид:

$$\frac{\varepsilon_0 j_s^r}{kT_c (1-\tau)} = \ln \left[\frac{1.78 f_0 t_{cool}}{\frac{\varepsilon_0}{kT_c} [\tau^{r\alpha-1} (1+\tau)]} \right]. \quad (10)$$

Пусть t_{lab} и t_{nat} – скорости охлаждения (t_{cool}) образца в лабораторных и природных условиях соответственно. Для малых τ ($\tau \ll 1$) мы можем пренебречь τ в равенствах (2) и (10). Это позволит нам получить простую аналитическую оценку, в которой равенство (2), в сочетании с равенством (10), может быть переписано как

$$\frac{NRM}{TRM} \cong \frac{j_s(T_{b,lab})}{j_s(T_{b,nat})} = \left(\frac{A + \ln t_{lab}}{A + \ln t_{nat}} \right)^{1/r} \approx 1 - \frac{1}{rA} \log_{10} \frac{t_{nat}}{t_{lab}}, \quad (11)$$

где параметр

$$A = \log_{10} \left[\frac{kT_c}{\varepsilon_0} \frac{1.78 f_0}{\tau^{r\alpha-1}} \right]. \quad (12)$$

Используя оценочные величины $f_0 \sim 10^{10} \text{ s}^{-1}$, $r \approx 3$, $\alpha \approx 0.5$, $\tau \sim 0.1$ и $kT_c/\varepsilon_0 \sim 0.01$, мы получаем из (12) $A \approx 10$. Далее из (11) мы получаем, что отношение NRM/TRM увеличивается приблизительно на 3% на каждый порядок увеличения t_{nat} по отношению к t_{lab} , что вполне согласуется с оценками, сделанными ранее (Halgedahl et al., 1980; Dodson & McClelland-Brown, 1980).

Для проверки полученных оценок на образце 131 из сайта *Duseberg Buttress* мы выполнили эксперименты по определению зависимости величины TRM от скорости охлаждения. Опыт проводился на вышеописанном трёхкомпонентном магнитометре. Согласно терромагнитному критерию, магнитными носителями у этого образца являются в основном малые ПОД зёрна. Образец вначале был термостабилизирован отжигом при 600 °C в течение часа, после чего в нём создавалась TRM при трёх различных скоростях охлаждения $1/t_{cool} = 3, 0.1$ и 0.01 градуса в секунду. При каждой скорости охлаждения TRM создавалась четыре раза, и для разных режимов охлаждения сравнивались значения, средние по четырём. Для трёх скоростей охлаждения они равняются 2.21 A/m, 2.28 A/m и 2.32 A/m соответственно, с ошибкой определения 0.02 A/m. Другими словами, величина TRM возросла приблизительно на 2% на каждый порядок увеличения скорости охлаждения. Измерения температурного поведения коэрцитивности H_c и спонтанной намагниченности M_s , выполненные в Борке на VFTB магнитометре, позволили нам оценить параметры $\alpha \approx 0.35$ и $r \approx 4$. Последняя величина была получена с помощью хорошо известного соотношения $\varepsilon \propto M_s H_c$. Область блокирующих температур T_b для этого образца лежит в температурном интервале ($T_c, 500$ °C), что соответствует $\tau \sim 0.01-0.1$. Подставляя эти значения в (11) и (12), мы действительно получаем, что величина TRM должна увеличиваться приблизительно на (2-3)% на каждый порядок увеличения скорости охлаждения. Похожие результаты были получены для образца 167, взятого из медленно остывавшей интрузии сайта *Port Lockroy*. Для этого образца средние из четырёх значения TRM для тех же трёх разных режимов охлаждения равняются 8.02 A/m, 8.37 A/m и 8.52 A/m, с ошибкой определения 0.04 A/m, что даёт снова те же (2-3)% на каждый порядок увеличения скорости охлаждения.

Исходя из этих результатов, полученные нами определения палеонапряжённости для сайтов *Girard Bay*, *Rasmussen Hut* и *Rasmussen Island*, *Cape Tuxen* и *Duseberg Buttress* были, по-видимому, завышены приблизительно на 6%. Однако аналогичные данные для сайтов *Petermann Island*, *Anagram Islands* и *Port Lockroy* могут быть завышены приблизительно на

20%, поскольку их характерное время остывания $\sim 10^{10}-10^{12}$ сек, что превышает t_{lab} на 8–10 порядков величины. Следует заметить, что эта оценка может рассматриваться как верхний предел, поскольку TRM, связанная с псевдооднодоменными и многодоменными зёрнами, может не зависеть от скорости охлаждения (McClelland-Brown, 1984; Winklhofer et al., 1997). Следовательно, присутствие таких частиц в образце может заметно понизить разницу в величинах TRM для разных скоростей охлаждения.

5. Дискуссия

Средние по сайтам определения палеонапряжённости представлены в табл. 5. Значения VDM до и после поправки на скорость охлаждения обозначены соответственно как VDM и VDM*. В соответствии с предыдущим разделом поправки приняты равными 6% для сайтов *Girard Bay*, *Rasmussen Hut* и *Rasmussen Island*, *Cape Tuxen* и *Duseberg Buttress* и 20% – для сайтов *Petermann Island*, *Anagram Islands* и *Port Lockroy*.

Таблица 5. Средние по сайту значения палеонапряжённости $H_{др}$, полученные методами Телье-Коэ и Вилсона, и соответствующие им средние значения виртуального дипольного момента VDM.

Сайт	Возраст, млн. лет	Метод Вилсона			Метод Телье-Коэ			$I_{др}, ^\circ$	VDM ($\times 10^{22}$ Am ²)	VDM* \pm SD ($\times 10^{22}$ Am ²)
		n_{WL}	$H_{др}$, мкТл	$\sigma(H_{др})$, мкТл	n/n_{TL}	$H_{др}$, мкТл	$\sigma(H_{др})$, мкТл			
<i>Cape Tuxen</i>	88.1 \pm 1.1	8	18.4	11.0	9/10	17.9	7.7	-79.1	2.4	2.3 \pm 1.0
<i>Rasmussen Hut & Rasmussen Island</i>	117.0 \pm 0.8	11	23.9	4.6	11/19	23.0	5.3	-78.9	3.1	2.9 \pm 0.7
<i>Duseberg Buttress</i>	105.7 \pm 0.7	6	27.4	7.0	6/12	23.3	6.6	-67.2	3.6	3.4 \pm 1.0
<i>Girard Bay</i>	88.1-96.0	7	19.5	3.8	7/14	17.9	2.1	-65.1	2.9	2.7 \pm 0.3
<i>Petermann Island</i>	96.0 \pm 1.0	15	26.5	4.2	17/29	26.0	5.6	76.3	3.7	2.9 \pm 0.6
<i>Anagram Islands</i>	58.0 \pm 1.0	18	35.1	8.9	21/41	31.8	8.4	78.0	4.4	3.5 \pm 0.9
<i>Port Lockroy</i>	50.0 \pm 1.5	4	22.1	8.5	4/11	18.0	4.1	84.3	2.4	1.9 \pm 0.4

Примечания: n_{WL} – число образцов, использованных в экспериментах по методу Вилсона, n/n_{TL} – число образцов / общее число кубиков – дублей, по которым получены удовлетворительные определения $H_{др}$ методом Телье-Коэ, σ – стандартное отклонение; VDM и VDM* – значения VDM до и после введения поправки на скорость охлаждения, соответственно. $I_{др}, ^\circ$ – среднее по сайту палеонаклонение. Средние VDM рассчитывались только по результатам Телье экспериментов, SD здесь – стандартное отклонение.

Возраст пород сайта *Cape Tuxen* оценивается согласно результатам последней датировки 88.1 \pm 1.1 млн. лет (Гладкоуб и др., 2009). Для сайта *Rasmussen Island* есть два определения возраста (табл. 1), и здесь логично принять U-Pb датировку по зернам циркона 117 \pm 0.8 млн. лет (Tangeman et al., 1996). Как было отмечено в разделе 2.2.1, нет известных определений возраста для сайтов *Girard Bay* и *Duseberg Buttress*, но подобие геологических структур этих сайтов и сайтов *Moot Point*, *Petermann Island* и *Cape Tuxen* позволило нам оценить возраст пород, отобранных на *Girard Bay* и *Duseberg* (см. табл. 5), в диапазоне возрастов *Moot Point*, *Petermann Island* и *Cape Tuxen*.

Все определения палеонапряжённости, полученные нами (табл. 5), указывают на низкое значение дипольного момента в сравнении с современным значением VDM $\approx 8 \times 10^{22}$ Am². Напомним: некоторые авторы предполагают, что низкие значения VDM могут быть связаны скорее с термохимической природой остаточной намагниченности (TCRM), нежели

с TRM (Smirnov & Tarduno, 2005). Эта проблема подробно обсуждалась в работе Щербакова и др. (2008). Ниже мы коротко перечислим доводы в пользу того, что характеристические компоненты (ChRM) природной намагниченности, изучавшиеся в данной работе, принадлежат первичной NRM, термоостаточной по своему происхождению. Прежде всего отметим, что образцы, отобранные для определения палеонапряжённости, характеризуются однокомпонентной ChRM, а осреднённые по сайтам палеонаправления достаточно хорошо согласуются с данными других авторов (см. раздел 3.3). Это говорит в пользу того, что первичные NRM этих пород соответствуют времени мелового суперхрона CNS и что породы позднее не перемагничивались.

Устойчивость магнитных минералов исследованных образцов к нагревам подтверждается результатами экспериментов. Действительно, термомагнитные кривые, $M_{si}(T)$, представленные на рис. 8, колонка a1-i1, показывают хорошую стабильность к нагревам. Кроме того, подобие кривых NRM(T) и TRM(T) (рис. 8, колонка a2-i2) даёт дополнительный сильный аргумент в пользу термоостаточной природы NRM и соответственно служит доказательством первичного происхождения NRM. Важные сведения в пользу термоостаточной природы NRM дали также результаты прямых электронно-микроскопических наблюдений и рентгеноспектрального анализа, выполненных на некоторых образцах (рис. 7b). Особенно важно, что исследование полированных шлифов показало присутствие псевдооднородных (PSD) зёрен как в виде отдельных зёрен, так и как результат высокотемпературного распада первоначально многодоменных зёрен титаномагнетита. Преобладание ПОД зёрен как носителей NRM согласуется с результатами применения термомагнитного критерия, который показал только маленькие хвосты pTRM, приобретенных в различных температурных интервалах. В заключение, высокие значения параметра $f > 0,5$ у большинства наших определений палеонапряжённости дают сильный довод в пользу того, что вклад многодоменных частиц в изучаемую NRM минимален (Biggin & Thomas, 2003).

Чтобы провести статистический анализ значений VDM в мелу, из мировой базы данных по палеонапряжённости (<http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/index.html>) нами была сделана компиляция классических данных по палеонапряжённости, определённых методом Телье. Эта база данных является обновлённой версией Мировой базы данных по палеонапряжённости IAGA, описанной в работах Perrin & Shcherbakov (1997) и Perrin & Schnepf (2004). Что крайне важно, она постоянно дополняется новыми публикуемыми результатами. Данные этой компиляции представлены на рис. 9. Видно, что в период суперхрона CNS имеется ряд высоких значений VDM (например, данные Constable et al. (1998); Tarduno et al. (2006); Tauxe (2006)). Значения VDM в мелу меняются в широком интервале $(1,1 - 14) \times 10^{22}$ Am², со средним значением VDM = $5,5 \times 10^{22}$ Am². Аналогичное замечание для CNS было высказано Zhu et al. (2008): «Данные высокого качества по палеонапряжённости показывают, что напряжённость поля резко колебалась во время суперхрона».

Ниже мы излагаем результаты нашего анализа, выполненного для различных геологических периодов. Поводом к этому является поиск возможных связей между частотой инверсий и средней величиной VDM, что, как отмечалось во Введении, является предметом широкого обсуждения на протяжении десятилетия. В своё время, анализируя определения палеонапряжённости, выполненные методом Телье, Cox (1968) и Prévot et al. (1990) заключили, что частота геомагнитных инверсий и палеонапряжённость не взаимосвязаны. Всесторонняя сводка данных, выполненная Valet (2003), не смогла разрешить вопрос о существовании или отсутствии такой связи. Однако недавние исследования палеонапряжённости Tarduno et al. (2006) и Tauxe (2006) говорят в пользу существования обратной связи между частотой инверсий и напряжённостью геомагнитного поля.

Очевидным способом решения этой проблемы является сопоставление характеристик палеополя для разных геологических периодов, которые имеют различные частоты инверсий. Далее для анализа статистических характеристик палеополя мы используем как

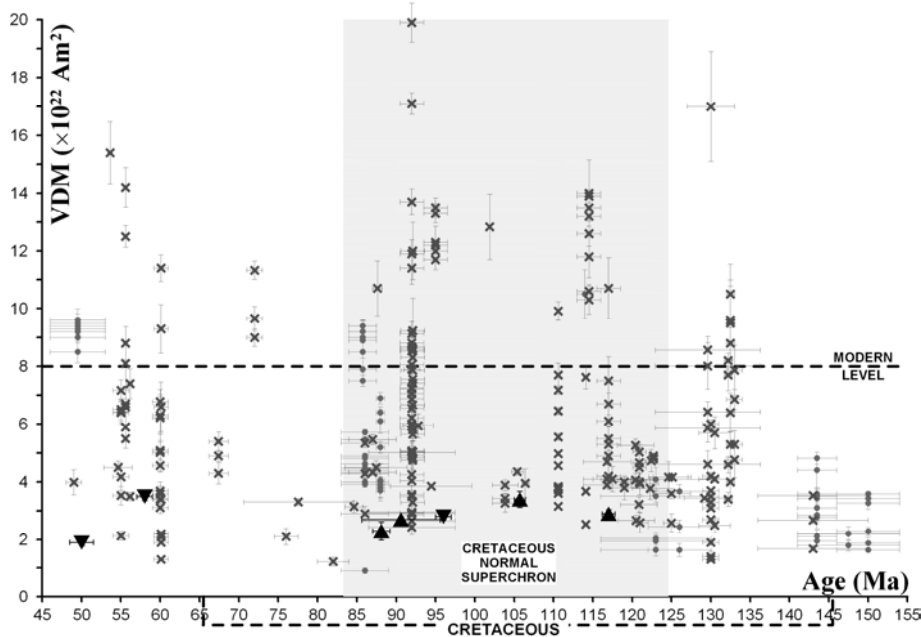


Рис. 9. Суммарное представление всех значений VDM в мелу и палеоцене по методу Телье. Полученные нами данные обозначены треугольниками; треугольник с вершиной, направленной вверх, указывает на нормальную полярность, и наоборот. Данные, взятые из работ (Ade-Hall et al., 1968; Большаков и Солодовников, 1980, 1981б, 1983; Солодовников, 1998, 2001), удовлетворяют критериям отбора в варианте (б) (см. раздел 5) и отмечены залитыми кружками. Данные из статей (Brandt et al., 2009; Carvallo et al., 2004; Cejudo Ruiz et al., 2006, 2009; Cottrell & Tarduno, 2000; Gogutchichvili et al., 2002a, 2004, 2008; Granot et al., 2007; Juarez et al., 1998; Kostrov et al., 1998; Qin et al., 2011; Riisager J. et al., 1999; 2001; 2004; Riisager & Abrahamsen, 2000; Riisager P. et al., 2002; Selkin & Tauxe, 2000; Shcherbakova et al., 2007; 2008; 2009; 2011; Sherwood et al., 1993; Shi et al., 2005; Smirnov & Tarduno, 2003; Tanaka & Kono, 2002; Tarduno et al., 2001; 2002; Tarduno & Cottrell, 2005; Tauxe, 2006; Tauxe & Staudigel, 2004; Tsunakawa et al., 2009; Zhao et al., 2004; Zhu et al., 2001; 2003; 2004a; 2004b; 2004c; 2008) проходят более строгие критерии отбора (вариант в), когда обязательно присутствие процедуры «check-points», и помечены крестиками. Вертикальные линии отмечают стандартную ошибку среднего: $SE = \sigma(VDM)/\sqrt{n}$, где n – число образцов, использованных в цитируемой работе для определения VDM. Горизонтальные линии указывают неопределённость в определении возраста. Подробные ссылки на цитируемые здесь работы имеются в Мировой базе данных <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>.

среднее $VDM = \mu$, так и стандартное отклонение значений $VDM = \sigma$. Последний параметр часто рассматривается как мера палеовековых вариаций.

Сначала мы рассчитали средние значения VDM и их стандартные отклонения отдельно для CNS (124–83 млн. лет), где, возможно, были отдельные короткие инверсии, и для остальной части мела (исключая период CNS), где частота инверсий составляет $\approx 1,7$ инверсии на млн. лет. Те же расчеты были выполнены для миоцена (период 23,0–5,3 млн. лет), который имеет высокую частоту инверсий ($\approx 4,6$ инверсии на млн. лет) и для верхней и средней юры (период 154–172 млн. лет), когда частота инверсий была еще выше (≈ 10 инверсий на млн. лет). Анализ был проведен для следующих трёх вариантов, с возрастанием строгости критериев отбора:

- а) в рассмотрение принимаются все результаты, полученные методом Телье;

б) при отборе данных используются критерии надёжности, сформулированные Perrin & Shcherbakov (1997): рассматриваются данные, полученные только методом Телье; для расчёта VDM используется минимум три образца; при этом ошибка определения среднего VDM по сайту не должна превышать 15 % (критерий внутренней непротиворечивости);

в) те же условия, что и в б), но также должно быть обязательное наличие проверочных нагревов до более низких температур (процедуры check-points pTRM).

Результаты этих расчетов приведены в табл. 6. К сожалению, данные о величине VDM для верхней и средней юры имеются только в двух публикациях (Большаков и др., 1987; Sakai & Funaki, 1988), в которых не использовалась процедура check-points pTRM. Таким образом, случай в) не представлен в табл. 6 для этих периодов. Из анализа табл. 6 видно, что прослеживается тенденция снижения средней величины VDM с увеличением частоты инверсий, и эта тенденция становится более явной с ужесточением критериев отбора – в случаях б) и в). Это наблюдение согласуется с выводами работ Tauxe (2006) и Tarduno et al. (2006). Тем не менее, в дополнение к этой тенденции мы видим такое же поведение среднеквадратичного отклонения σ . Другими словами, статистические параметры μ и σ , кажется, пропорциональны друг другу. Гипотеза о пропорциональности между вариациями и средней величиной палеонапряжённости была высказана ранее в работе Constable et al. (1998), где в результате анализа палеомагнитной записи поведения VDM в олигоценовых осадочных породах продолжительностью 11 млн. лет было сделано следующее заключение: «Среднее значение напряжённости поля внутри каждого интервала полярности очень сильно коррелирует с её вариациями и слабо коррелирует с продолжительностью интервалов».

Таблица 6. Средние значения VDM и их стандартных отклонений, посчитанные для разных геологических периодов с использованием данных, разделённых по критериям а), б) и в)

Временной интервал	ν	N(a)	$\mu(a) \pm SE$	$\sigma(a)$	N(б)	$\mu(б) \pm SE$	$\sigma(б)$	N(в)	$\mu(в) \pm SE$	$\sigma(в)$
Меловой суперхрон CNS	0.16	253	5.8 ± 0.2	3.1	168	6.2 ± 0.3	3.4	130	6.5 ± 0.3	3.5
Мел, за пределами CNS	1.63	103	4.6 ± 0.3	2.5	69	4.6 ± 0.3	2.5	51	5.1 ± 0.4	2.7
Миоцен	4.58	301	5.0 ± 0.2	3.3	123	4.6 ± 0.2	2.1	98	4.7 ± 0.2	2.3
Средняя-Верхняя Юра (154–172 млн. лет назад)	9.78	59	2.9 ± 0.2	1.3	31	3.0 ± 0.3	1.6	-	-	-

Примечания: ν – число инверсий на млн. лет. N(a), N(б) и N(в) указывают число определений VDM, удовлетворяющих набору критериев а), б) и в). $\mu(a)$, $\mu(б)$, $\mu(в)$ – средние значения VDM, $\sigma(a)$, $\sigma(б)$, $\sigma(в)$ – стандартные отклонения, рассчитанные для критериев а), б) и в). SE – стандартная ошибка среднего. Все величины приведены в единицах ($\times 10^{22} \text{Am}^2$).

Сравнение гистограмм VDM для случая б) для этих четырёх периодов (рис. 10) ясно показывает, что пик распределения VDM не сдвигается существенно с ростом частоты инверсий. По всей видимости, корреляция параметров $\mu - \sigma$ отражает главным образом относительное увеличение числа высоких значений VDM, что приводит к появлению «хвоста» высоких значений VDM на гистограммах и асимметрии функции распределения VDM для тех геологических периодов, когда инверсии становятся менее частыми.

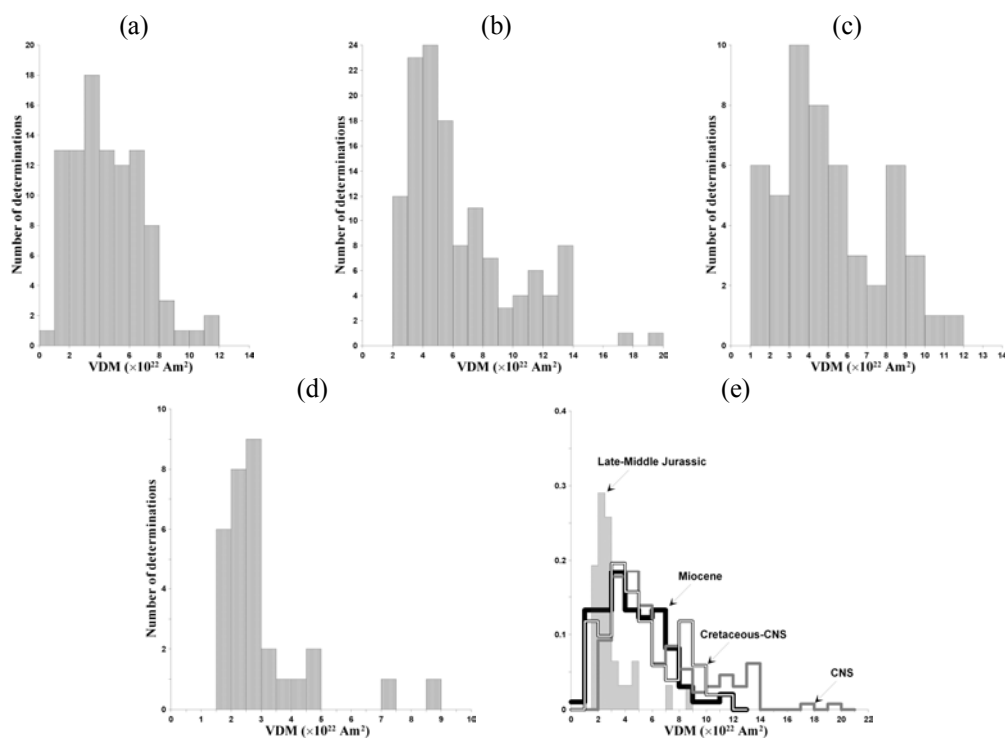


Рис. 10. Гистограммы данных по палеонапряжённости для разных геологических периодов. Значения VDM ($\times 10^{22} \text{ Am}^2$) нанесены по горизонтальной оси, число определений VDM – по вертикальной оси. (a) миоцен (использованы данные работ Calvo Rathert et al., 2009; Goguitchaichvili et al., 2000; 2002b; 2003; Juarez et al., 1998; Lawrence et al., 2009; Leonhardt et al., 2000; 2002; Leonhardt & Soffel, 2006; Linder & Leonhardt, 2009; Prévot et al., 1985; Riisager et al., 2000; Selkin & Tauxe, 2000; Shcherbakova et al., 2010; Shi et al., 2002; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2004). (b) меловой суперхрон CNS. (c) мел за исключением CNS. (d) средняя – верхняя юра (Большаков и др., 1987; Sakai & Funaki, 1988). Сводная гистограмма приведена на (e). Ссылки по мелу даны в подписи к рис. 9.

6. Заключение

Результаты палеомагнитного анализа, представленные в данной статье, хорошо согласуются с предыдущими палеомагнитными определениями для Западной Антарктики. Наряду с нормальной полярностью, один сайт (*Petermann Island*) обнаруживает обратную полярность в суперхроне CNS, которая записана высокотемпературной компонентой NRM. Для полного обоснования этого эффекта необходимы дальнейшие исследования.

Семь достоверных определений палеонапряжённости получены на породах семи сайтов (139 образцов из 75 штучков), отобранных в описанном районе. Посчитанные значения VDM меняются в пределах $(1.9-3.5) \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Проведен статистический анализ данных палеонапряжённости, доступных в обновлённой на сегодняшний день IAGA Мировой базе данных, для четырёх геологических периодов (суперхрон CNS, мел за исключением CNS, миоцен и средняя – верхняя юра), которые различаются разной частотой инверсий. Анализ показал существование обратной зависимости между средней величиной VDM и частотой инверсий. Аналогичная зависимость обнаруживается также для стандартного отклонения VDM. Однако при использовании статистических тестов для

проверки наших выводов, из-за коротких рядов анализируемых данных, эти корреляции не преодолевают 5% уровень доверия. Следовательно, сейчас нельзя утверждать однозначно существование обратной связи между величиной VDM (и/или стандартным её отклонением) и частотой инверсий.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, грант № 09-05-00878, и Украинского Фонда Фундаментальных исследований, грант F № Ф40.6/030. Авторы выражают благодарность руководству Национального антарктического научного центра, зимовщикам УАС Академик Вернадский за всестороннюю поддержку и помощь при проведении полевых работ.

Список литературы

Бахмутов В.Г. Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова // Бюлл. УАЦ. 1998. Вип.2. С. 77–84.

Бахмутов В.Г., Третяк А.Н. Результаты палеомагнитных исследований мезозойско-раннекайнозойских пород Западной Антарктики (район архипелага Аргентинские острова) // Геофизический журнал. 2002. Т.24, №4. С.28–41.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряжённость геомагнитного поля в последние 400 миллионов лет // Докл. АН СССР. 1981а. Т. 260. № 6. С. 1340–1343.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. О напряжённости геомагнитного поля в поздне меловое время // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981б. № 10. С. 58–68.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряжённость геомагнитного поля в Армении в поздней юре и раннем мелу // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 12. С. 82–90.

Большаков А.С., Солодовников Г.М., Виноградов Ю.К. Палеонапряжённость геомагнитного поля в ранней и средней юре // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 4. С. 72–83.

Бураков К.С. Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания I_n и I_{rt} // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Ч. 2. Баку. 1973. С. 56–57.

Гладкочуб Д.П., Бахмутов В.Г., Водовозов В.Ю., Ващенко В.М. Андийский комплекс Западной Антарктики: возраст, состав, геодинамическая позиция // Материалы XLII Тектонического совещания "Геология полярных областей Земли". М.: ГЕОС. 2009. С. 132–134.

Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова / М., Наука, 1973. 120 с.

Орлова М.И. Компонентный состав естественной остаточной намагниченности мезозойских образований Аргентинских островов (Антарктический полуостров) // Геофизический журнал. 1999. Т.21, №5. С. 49–56.

Орлова М.И. Кинематическая эволюция интрузивных образований Аргентинских островов (Антарктический полуостров) // Геофизический журнал. 2001. Т.23, №1. С. 108–114.

Солодовников Г.М. Определения напряжённости магнитного поля Земли в сантон-коньяке верхнего мела, полученные на эффузивном разрезе Азербайджана // Физика Земли. 2001. № 7. С. 78–84.

Щербаков В.П., Сычёва Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. 2008. Т. 9. № 2. С. 7–24.

Щербаков В.П., Сычёва Н.К. Численное моделирование процесса образования намагниченности осаждающейся суспензии горных пород // Физика Земли. 2009. №1. С.51–60. doi:10.1134/S0002333709010074.

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычёва Н.К. Палеонапряжённость на границе пермь-триас и в поздней перми // Физика Земли. 2005. № 11. С. 79–94.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П. О повторном определении палеонапряжённости в мелу по коллекции А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова // Физика Земли. 2008. № 10. С. 69–74. doi:10.1134/S0002333708100098.

- Besse, J. and Courtillot, V.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // *J. Geophys. Res.* 2002. 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Biggin A.J. and Thomas D.N.** The application of acceptance criteria to results of Thellier palaeointensity experiments performed on samples with pseudo-single-domain-like characteristics // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 138. № 3-4. P. 279–287. doi:10.1016/s0031-9201(03)00127-4.
- Blundell D.J.** Palaeomagnetic investigations in the Falkland Islands Dependencies // *Br. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 1962. V. 39. P. 1–24.
- Chadima, M. and Hrouda, F.** Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophysiques.* 2006. XXVII. P. 20–21.
- Coe R.S.** The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelec.* 1967. V. 19. № 3. P. 157–179.
- Coe R.S., Grommé S. and Mankinen E.A.** Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756. doi:10.1029/JB083iB04p01740.
- Cox A.** Lengths of geomagnetic polarity intervals // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. № 10. P. 3247–3260. doi:10.1029/JB073i010p03247.
- Constable C.G., Tauxe L. and Parker R.L.** Analysis of 11 Myr of geomagnetic intensity variation // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B8. P. 17735–17748. doi:10.1029/98jb01519.
- Curtis R.** The petrology of the Graham Coast, Graham Land // *Br. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 1966. V. 50. P. 1–51.
- Dalziel, I.W.D., Lowtie, W., Kligfield, R. and Opdyke, N.D.** Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes // in *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences.* 1973. P. 87–101. eds. Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. Academic Press, New York.
- Dalziel I.W.D. and Elliot D.H.** West Antarctica: problem child of Gondwanaland // *Tectonics.* 1982. 1. P. 3–19.
- Day R., Fuller M. and Schmidt V.A.** Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. № 4. P. 260–267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-x.
- De Wit, M.J., Dutch S., Kligfield R., Allen R.R. and Stern C.** Deformation, serpentization and emplacement of a dunite complex, Gibbs Island, South Shetland Islands: possible fracturezone tectonics // *J. Geol.* 1977. 85(6). P. 745–762.
- Dodson M.H. and McClelland-Brown E.** Magnetic blocking temperatures of single-domain grains during slow cooling // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № B5. P. 2625–2637. doi:10.1029/JB085iB05p02625.
- Elliot D.H.** The petrology of the Argentine Islands // *British Antarctic Survey Rep.* 1964. 41p.
- Ferraccioli, F., Jones, P.C., Vaughan, A.P. and Leat, P.T.** New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle // *Geophys. Res. Lett.* 2006. 33, doi:10.1029/2005GL024636.
- Fleming, E.A. and Thomson, J.W.** Northern Graham Land and South Shetland Islands, in *British Antarctic Territory Geological Map, 1:500,000 scale* // *British Antarct. Surv.* 1979. Cambridge.
- Goguitchaichvili A., Alva Valdivia L.M., Urrutia Fucugauchi J., Morales Contreras J. and Ferreira Lopes O.** On the reliability of Mesozoic Dipole Low: New absolute paleointensity results from Paraná Flood Basalts (Brazil) // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 13. P. 1655. doi:10.1029/2002gl015242.
- Goguitchaichvili A., Alva Valdivia L.M., Rosas Elguera J., Urrutia Fucugauchi J. and Solé J.** Absolute geomagnetic paleointensity after the Cretaceous Normal Superchron and just prior to the Cretaceous-Tertiary transition // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № B1. P. B01105. doi:10.1029/2003jb002477.
- Gradstein F.M., Ogg J.G. and Smith A.G.** *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2004. 589 pp. doi:10.1017/S001675680521141X.
- Grunow A.** New paleomagnetic data from Antarctic Peninsula and their tectonic implication // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B8. P. 13815–13833. doi:10.1029/93JB01089.

Guenther, W.R., Barbeau, D.L., Jr., Reiners, P.W. and Thomson, S.N. Slab window migration and terrane accretion preserved by low-temperature thermochronology of a magmatic arc, northern Antarctic Peninsula // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. 11(3). Q03001. doi:10.1029/2009gc002765.

Halgedahl S.L., Day R. and Fuller M. The effect of cooling rate on the intensity of weak-field TRM in single-domain magnetite // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № B7. P. 3690–3698. doi:10.1029/JB085iB07p03690.

Harris N. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks // *Episodes.* 1996.V.19, N4. P. 107–113.

Heunemann C., Krása D., Soffel H.C., Gurevitch E. and Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 218. № 1-2. P. 197–213. doi:10.1016/s0012-821x(03)00642-3.

Hooper P.R. The petrology of Anvers Island and adjacent islands // *British Antarctic Survey Rep.* 1962. 34 p.

Juarez M.T., Tauxe L., Gee J.S. and Pick T. The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years // *Nature.* 1998. V. 394. № 6696. P. 878–881. doi:10.1038/29746.

Kellogg, K. and Reynolds, R. Paleomagnetic results from the Lassiter Coast, Antarctica, and a test for oroclinal bending of the Antarctic Peninsula // *J. Geophys. Res.* 1978. 83(B5). 2293–2299. doi:10.1029/JB083iB05p02293.

Kellogg, K. Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1980. 91. P. 414–420. doi:10.1130/0016-7606(1980)91<414:PEFOBO>2.0.CO;2.

Kirschvink, J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. 62 P. 699–718. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.

Larson R.L. and Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. № 3-4. P. 437–447. doi:10.1016/0012-821x(91)90091-u.

Leat, P.T., Scarrow, J.H. and Millar, I.L., 1995. On the Antarctic Peninsula batholith // *Geol. Mag.* 1995. 132(4). P. 399–412.

Lewandowski, M., Werner, T. and Nowozynski, K. PDA-a package of Fortran programs for palaeomagnetic data analysis // *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript.* 1997. P. 1–17.

Longshaw, S.K. and Griffiths, D.H. A palaeomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications // *J. Geol. Soc.* 1983. 140(6). P. 945–954. doi:10.1144/gsjgs.140.6.0945.

Loper D.E. and McCartney K. Mantle plumes and the periodicity of magnetic field reversals // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. № 13. P. 1525–1528. doi:10.1029/GL013i013p01525.

McClelland-Brown E. Experiments on TRM intensity dependence on cooling rate // *Geophys. Res. Lett.* 1984. V. 11. № 3. P. 205–208. doi:10.1029/GL011i003p00205.

Nawrocki, J., Panczyk, M. and Williams, I.S. Isotopic ages and palaeomagnetism of selected magmatic rocks from King George Island (Antarctic Peninsula) // *J. Geol. Soc.* 2010. 167(5). P.1063–1079. doi:10.1144/0016-76492009-177.

Néel L. Some theoretical aspects of rock-magnetism // *Adv. Phys.* 1955. V. 4. № 14. P. 191–243. doi:10.1080/00018735500101204.

Pankhurst, R.J. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica // *J. Geol. Soc.* 1982. 139(6). P. 701–711. doi:10.1144/gsjgs.139.6.0701.

Pankhurst, R.J. Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula, in *Antarctic Earth Science // Fourth International Symposium, Adelaide, Australia, 1983.* P. 367–371. eds. Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. Cambridge University Press, New York.

Pares, J.M. and Dinares, J.T. Datos paleomagnéticos del sustrato rocoso de la isla de Livingston (Península Antártica): implicaciones tectónicas en la evolución neógena // *Acta Geol. Hisp.* 1999. 34(4). P. 339–352. in Spanish.

Perrin M. and Schnepf E. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 147. № 2-3. P. 255–267. doi:10.1016/j.pepi.2004.06.005.

Perrin M. and Shcherbakov V.P. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400Ma : Evidence for a Dipole structure during the Mesozoic Low // *J. Geomagn. Geoelec.* 1997. V. 49. № 4. P. 601–614.

Pick T. and Tauxe L. Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // *Nature.* 1993. V. 366. № 6452. P. 238–242. doi:10.1038/366238a0.

Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Astudillo, N., Herve, F., Kraus, S. and Le Roux, J.P. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. 302(3-4). P. 299–313. doi:10.1016/j.epsl.2010.12.019.

Prévot M., Derder M.E.-M., McWilliams M. and Thompson J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. № 1-2. P. 129–139. doi:10.1016/0012-821x(90)90104-6.

Rex, D.C. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula // *Br. Antarct. Surv. Bull.* 1976. 43. P. 49–58.

Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. and Harris, C. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting // *Journal of Petrology.* 2001. 42(6). P. 1043–1065.

Sakai H. and Funaki M. Paleomagnetic study of the Beacon supergroup in Antarctica: remagnetization in the Jurassic time // *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences.* 1988. P. 46–54.

Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P. and Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. doi:10.1029/1999jb900235.

Shcherbakova V.V., Perrin M., Shcherbakov V.P., Pavlov V.E., Ayzav'yan A. and Zhidkov G.V. Rock magnetic and paleointensity results from Mesozoic baked contacts of Armenia // *EPS.* 2009. V. 61. № 1. P. 23–39.

Smirnov A.V. and Tarduno J.A. Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № B6. P. B06103. doi:10.1029/2004jb003445.

Storey, B.C. and Garrett, S.W. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension // *Geol. Mag.* 1985. 122. P. 5–14.

Tangeman J.A., Mukasa S.B. and Grunow A.M. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust // *Tectonics.* 1996. V. 15. № 6. P. 1309–1324. doi:10.1029/96tc00840.

Tarduno J.A. and Cottrell R.D. Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and nonreversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystals // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. № B11. P. B11101. doi:10.1029/2005jb003970.

Tarduno J.A., Cottrell R.D. and Smirnov A.V. High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals // *Science.* 2001. V. 291. № 5509. P. 1779–1783. doi:10.1126/science.1057519.

Tarduno J.A., Cottrell R.D. and Smirnov A.V. The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // *Rev. Geophys.* 2006. V. 44. № 1. P. RG1002. doi:10.1029/2005rg000189.

Tauxe L. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 156. № 3-4. P. 223–241. doi:10.1016/j.pepi.2005.03.022.

Tauxe L. and Staudigel H. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. № 2. P. Q02H06. doi:10.1029/2003gc000635.

Thellier E. and Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* 1959. V. 15. P. 285–376.

Thompson, M.R.A. and Pankhurst, R.J. Age of Post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region, in: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (eds) // *Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra* 1983. P. 328–333.

Torsvik, T.H., Gaina, C. and Redfield, T.F. Antarctica and global paleogeography: from Rodinia, through Gondwanaland and Pangea, to the birth of the Southern Ocean and the opening of gateways, in *Antarctica // a keystone in a changing world: proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Santa Barbara, USA, 2008*. P. 125–140. eds. Cooper, A.K., Barret, P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W. & the 10th ISAES Editorial Team. National Academies Press, Washington.

Valencio, D.A., Mendia, J.E. and Vilas, J.F. Palaeomagnetism and K–Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. 45(1). P. 61–68, doi:10.1016/0012-821x(79)90107-9.

Valet J.-P. Time variations in geomagnetic intensity // *Rev. Geophys.* 2003. V. 41. № 1. P. 1004. doi:10.1029/2001rg000104.

Vaughan, A.P.M. and Storey, B.C. The Eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula // *Journal of the Geological Society, London*. 2000. 157(6). P. 1243–1256.

Watts, D.R., Watts, G.C. and Bramall, A.M. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula // *Tectonic*. 1984. 3(3). P. 333–346. doi:10.1029/TC003i003p00333.

Weaver, S.D., Saunders, A.D. and Tarney, J. Mesozoic-Cenozoic volcanism in the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula: geochemical nature and plate tectonic significance // in *Antarctic Geoscience 1982*. P. 63–273. ed. Craddock, C., University of Wisconsin Press, Madison.

Willan, R.C. and Kelley, S.P. Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting // *J. Geophys. Res.* 1999(B10). P. 3051–3068.

Wilson R.L. The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1961. V. 5. № 1. P. 45–58. doi:10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x.

Winklhofer M., Fabian K. and Heider F. Magnetic blocking temperatures of magnetite calculated with a three-dimensional micromagnetic model // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B10. P. 22695–22709. doi:10.1029/97jb01730.

Zhu R., Pan Y., He H., Qin H. and Ren S. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age from a Cretaceous volcanic sequence, Inner Mongolia, China: Implications for the field variation during the Cretaceous normal superchron // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2008. V. 169. № 1–4. P. 59–75. doi:10.1016/j.pepi.2008.07.025.