

УДК 550.384

УЛЬТРАНИЗКАЯ НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЗОПРОТЕРОЗОЕ ПО ПОРОДАМ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ОАЗИСА БАНГЕРА (1133 МЛН ЛЕТ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

© 2022 г. В. В. Щербакова^{1, *}, В. Ю. Водовозов^{2, 3}, Г. В. Жидков¹,
Н. А. Афиногенова¹, Н. В. Сальная³, Г. Л. Лейченко^{4, 5}

¹ГО “Борок” Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославская обл., Россия

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

³Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

⁴ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия

⁵Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: valia@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 08.04.2022 г.

После доработки 21.04.2022 г.

Принята к публикации 12.05.2022 г.

С целью определения палеонапряженности геомагнитного поля в докембрии изучена коллекция пород из 83 образцов 19 сайтов, отобранных из мезопротерозойских (1133 млн лет) даек оазиса Бангера (Восточная Антарктида). Подробно исследованы магнитные и термомагнитные свойства пород, сделана оценка доменной структуры магнитных зерен – носителей природной остаточной намагниченности, проведены микромагнитные и рентгенографические исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты природной остаточной намагниченности являются одно- и/или малые псевдооднородные зерна. Палеонапряженность определялась методом Телье–Коэ с выполнением процедуры *check-points* и в дополнение к нему экспресс-методом Вилсона. По 11 сайтам получены низкие – крайне низкие значения палеонапряженности $B_{др}$, удовлетворяющие современным критериям надежности, основной массив определений $B_{др}$ по сайтам группируется в районе (1.5–5) мкТл. Рассчитанные значения виртуального дипольного момента VDM варьируют от 3 до $8(\times 10^{21})$ Ам², что на порядок (и более) меньше современного значения VDM. Столь низкие величины палеонапряженности не согласуются с гипотезой о повышенной интенсивности геомагнитного поля в среднем протерозое и свидетельствуют против гипотезы о формировании внутреннего ядра Земли в интервале времени от 1.5 до 1 млрд лет тому назад. Анализ значений VDM, представленных в 2022 г. в мировой базе данных на интервале 3600–500 млн лет, показал, что для поведения геомагнитного поля в докембрии характерно чередование длительных периодов низкой и высокой напряженности с тенденцией к постепенному ее ослаблению от архея до неопротерозоя. Линейная аппроксимация такой зависимости величины VDM от времени имеет коэффициент корреляции 0.22 при уровне доверия 0.98. Отмеченные особенности поведения интенсивности геомагнитного поля в протерозое и палеозое свидетельствуют в пользу гипотезы о зарождении твердого ядра Земли не ранее позднего неопротерозоя.

Ключевые слова: низкая палеонапряженность, докембрий, зарождение твердого ядра Земли, метод Телье, достоверность данных, оазис Бангера, Антарктида.

DOI: 10.31857/S0002333722060126

1. ВВЕДЕНИЕ

Эволюция магнитного поля Земли на различных этапах ее геологической истории – фундаментальная задача геофизики, которая включает в себя решение широкого спектра отдельных конкретных проблем, многие из которых являются предметом острых активных дискуссий в течение многих лет. Принципиальным этапом в эволюции Земли, после образования жидкого ядра, яв-

ляется формирование ее внутреннего твердого ядра.

Согласно современным теориям геодинамо, после образования твердого ядра геомагнитное поле начинает дополнительно поддерживаться композиционной конвекцией, которая значительно более эффективна по сравнению с тепловой. И, соответственно, формирование внутреннего твердого ядра должно сопровождаться резким увеличением напряженности магнитного

поля [Stevenson et al., 1983; Buffett et al., 1992; Labrosse, Macouin, 2003]. Современные ревизии начала времени образования внутреннего ядра [Driscoll, Bercovici, 2014; Davies, 2015; Labrosse, 2015; Driscoll, 2016; Frost et al., 2021] помещают его в период около 500–800 млн лет, основываясь на корректировке современного энергетического бюджета в сторону увеличения теплового потока в коре до 15 TW и уменьшения вековой скорости охлаждения мантии до 11 TW.

Соответственно, мониторинг базовых параметров геомагнитного поля (палеонапряженности и палеонаправлений, отслеживание устойчивых изменений интенсивности и пространственной конфигурации геомагнитного поля, наблюдаемых на поверхности Земли) на геологической шкале времени и аккумуляция этих определений в мировых базах данных [МБД, 2019] с последующим их анализом может существенно помочь при оценке времени формирования твердого ядра Земли и идентификации периодов смены режимов работы геомагнетизма. В этой ситуации экспериментальные данные о поведении геомагнитного поля в докембрии, выстраивание картины изменения его базовых характеристик (величины, геометрии и пр.), напрямую связанных с процессами внутри Земли, могут оказаться ключевыми в решении этой важнейшей проблемы.

Следует сказать, что к настоящему времени экспериментально ранняя история геомагнитного поля изучена слабо. Современная МБД (Мировая База Данных) по палеонапряженности $V_{др}$ включает в себя больше четырех с половиной тысяч (4723) определений интенсивности палеополя. Из них на весь громадный промежуток докембрийского времени (89% по геологической шкале) приходится всего 294 (6,2%) определений $V_{др}$: в архее – 84, в протерозое – 210. Однако даже это число резко уменьшается после селекции по минимальным современным критериям достоверности: в архее и протерозое остается 34 и 68 определений, соответственно.

Такая ограниченность числа надежных данных VDM в докембрии не позволяет делать уверенные выводы о характере поведения и долговременных (в масштабах геологического времени) вариациях напряженности и конфигурации геомагнитного поля. Очевидна настоятельная необходимость получения новых надежных определений $V_{др}$ в докембрии.

Обращает на себя внимание также тот факт, что экспериментальные данные, представленные в МБД и описывающие поведение геомагнитного поля во времени (его направление и напряженность), получены в основном на породах из разрезом северного полушария. Породы Южного полушария, и тем более Антарктиды, изучены крайне слабо. Во избежание недоразумений отметим,

что здесь имеется в виду положение исследованных объектов в настоящее время, а не на момент образования природной остаточной намагниченности (NRM).

Здесь нами представляются результаты определений палеонапряженности на образцах габбро-долеритов из мезопротерозойских (1133 млн лет) даек оазиса Бангера (Восточная Антарктида).

2. ГЕОЛОГИЯ ОАЗИСА БАНГЕРА

В геологическом и тектоническом отношении антарктический материк делится на две крупные области – Восточную и Западную. Восточная Антарктида сложена преимущественно докембрийскими комплексами кристаллического щита, частично перекрытыми фанерозойским платформенным чехлом. В Западной Антарктиде преобладают фанерозойские орогенные комплексы Тихоокеанского подвижного комплекса. В надледных выходах фундамента, сосредоточенных в прибрежной зоне Восточной Антарктиды, распознаются две главные категории докембрийских структур: архейские–палеопротерозойские ядра древней стабилизации земной коры (кратоны) и мезопротерозойско–неопротерозойские подвижные пояса (орогены) (рис. 1, врезка). Мезопротерозойские орогены входят в состав фундамента Восточной Антарктиды. Возраст кратонизации платформ гондванской группы – Южной Америки, Африки, Австралии и Восточной Антарктиды – более поздний, чем северных материков, здесь поздний протерозой входит в состав фундамента (см., к примеру, оазис Бангера – крупный выход пород фундамента Восточной Антарктиды, расположен в пределах кратона Моусон [Хаин, Ломизе, 2005]).

В геологическом строении оазиса (по данным работы [Sheraton et al., 1995] и геологической съемки ПМГРЭ [Егоров и др., 2020]) принимают участие 8 метаморфических толщ (возрастом от неоярхея до раннего мезопротерозоя) и не менее 5 комплексов магматических пород мезопротерозойского возраста (рис. 1). Наиболее пригодным геологическим объектом для палеомагнитных исследований оазиса Бангера, а, возможно, и всей Восточной Антарктиды является дайковый комплекс габбро-долеритов, который прорывает все остальные толщи оазиса. Комплекс надежно датирован U–Pb методом по циркону (1134 ± 9 млн лет) и бадделиту (1131 ± 16 млн лет) [Stark et al., 2018], имеет ясную геодинимическую позицию – дайки внедрялись на заключительных стадиях орогении Олбани–Фрейзер, которая привела к объединению антарктической и австралийской частей кратона Моусон [Stark et al., 2018]. Дайки являются посткинematicкими, так как внедрялись после становления основной структуры, что исключает необходимость вводить поправку за изменение

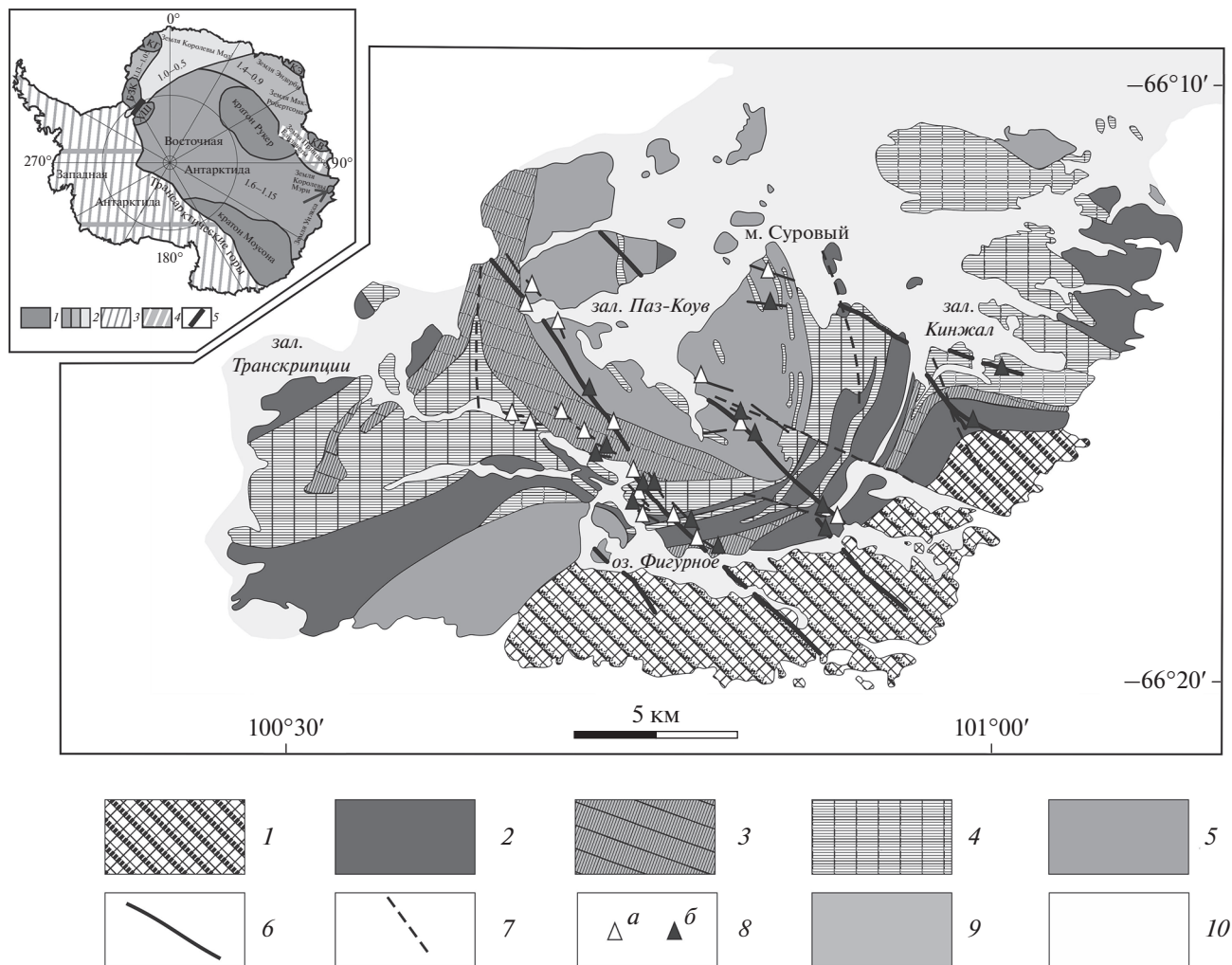


Рис. 1. Геологическая карта-схема континентальной части оазиса Бангера (по работе [Tucker et al., 2017], с изменениями и дополнениями): 1 – неогархей (перемежающиеся мафические гранулиты и фельзитические ортогнейсы); 2–4 – поздний палеопротерозой – ранний мезопротерозой (2 – гранито-гнейсы; 3 – метапелитовые парагнейсы мигматизированные; 4 – перемежающиеся пара- и ортогнейсы); 5 – габбро-монзонит-гранитовая (чарнокитовая) ассоциация (1200–1150 млн лет); 6 – базитовые дайки (1130 млн лет); 7 – тектонические нарушения; 8 – места отбора образцов (сайты): *a/b* – неиспользованные и использованные в исследовании палеонапряженности; 9 – озера и морские заливы; 10 – ледники. На врезке – схема тектонического районирования Антарктиды (по работе [Grikurov, Leitchenkov, 2019], с изменениями и дополнениями): 1 – архейско-палеопротерозойские кратоны; 2 – мезопротерозойские – раннепалеозойские подвижные пояса (диапазон возрастов их развития, млрд лет); 3 – неопротерозойский-фанерозойский тихоокеанский подвижный пояс; 4 – раннепалеозойская тектоно-термальная активизация; 5 – раннепалеозойская шовная зона. Сокращения: БЗК – блок Земли Котса, КВ – кратон Вестфолль, КГ – кратон Грюгнехогна, КЭ – кратон Эндерби. Стрелкой показан оазис Бангера.

первичного положения, и неметаморфизованными [Sheraton et al., 1995; Егоров и др., 2020]. Тела имеют преимущественно северо-западное простирание и крутое падение. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 125 метров, их количество исчисляется десятками. Породы представлены оливиновыми габбро-долеритами или оливиновыми габбро, практически неизменными. Структура офитовая, определяется крупными идиоморфными лейстами плагиоклаза и пироксеном в интерстициях, почти всегда присутствует оливин, иногда биотит и амфибол.

В рамках сезонных работ 64-ой российской антарктической экспедиции (2019 г.) Водовозовым В.Ю. из этого дайкового комплекса для палеомагнитных исследований была отобрана представительная коллекция пород. Она включала в себя 335 образцов из 26 отдельных дайковых тел, всего 32 сайта, т.к. из наиболее мощных тел опробовалось по 2–4 сайта (рис. 1). Также были взяты дополнительные образцы из метагабброидов комплекса Паз-Коув для проведения теста контакта.

Результаты палеомагнитных исследований большей части коллекции (276 образцов из 26 сайтов, 24 дайки) уже опубликованы в статье [Водовозов и др., 2021]. При дальнейшей работе были изучены оставшиеся сайты, отобранные в дайковом комплексе, и проведен общий анализ палеомагнитных результатов, полученных на всей коллекции. По их результатам была отобрана группа образцов, перспективных для определения палеонапряженности. Ниже мы приведем краткое изложение палеомагнитных результатов, необходимых для последовательного изложения экспериментов по определению $B_{др}$.

3. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (г. Москва, Россия) образцы (300 шт.) были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию. Нагревы до 580–590°C с шагом от 10 до 50 градусов (16–18 шагов) выполнялись в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США). Остаточная намагниченность измерялась на спин-магнетометре JR-6 (AGICO, Чехия), помещенном в кольца Гельмгольца. 35 образцов были размагничены переменным полем в полях от 0 до 130 мТл с шагом от 2.5 до 20 мТл (число шагов 13) на автоматической системе, совмещенной с криогенным магнитометром 2G Enterprises (США). Эти эксперименты проводились в немагнитной комнате лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г. Москва, Россия). Результаты размагничивания образцов разными методами совпадают.

Примеры температурной чистки образцов показаны на рис. 2. На диаграммах Зийдервельда (рис. 2а1–2г1) прослеживаются две, редко три компоненты. Низкотемпературная компонента обнаруживает направление, близкое современному полю, и разрушается нагревами до 220–260°C. Характеристическая компонента (ChRM) природной остаточной намагниченности (NRM) выделяется в узком температурном интервале от 520 до 580–590°C. В большинстве образцов в средне-температурном интервале (от 170–220 до 500–520°C) выделяются четкие круги перемагничивания, причем их пересечения чаще всего являются более кучными, чем направления выделенных в этом сайте высокотемпературных компонент. Эти круги помогли локализовать среднее направление при большом разбросе выделенных высокотемпературных компонент.

Для расчета среднего направления по сайту, согласно [McFadden, McElhinny, 1988], использовались совместно круги перемагничивания и компоненты. Для расчета среднего направления по дайковому комплексу были использованы средние направления по всем сайтам, включая как отдельные сайты из одной дайки. Отметим,

что каждой дайке соответствует один сайт, за исключением дайки мощностью 40 м, из которой было отобрано 2 сайта (А-28 и А-34) с расстоянием между ними 3 км. Результаты палеомагнитных исследований позволяют предположить, что эти 2 сайта из одной дайки отвечают различным временным интервалам эпохи смены полярности (геологических предпосылок для перемагничивания более поздним полем в этом районе нет). Вероятно, при осреднении двух неантиподальных полярностей мы можем получить смещенную оценку.

Подробный анализ палеомагнитных данных по 24 дайкам приведен в статье [Водовозов и др., 2021]. Показано, что по изученным 24 дайкам наблюдаются положительный тест обращения: $\gamma/\gamma_c = 16.1/18.7$ и положительный тест обжига, что говорит в пользу первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности (ChRM). Палеомагнитный полюс, осредненный по всем 24 ВПП (виртуальным геомагнитным полюсам) [Водовозов и др., 2021], коррелирует с известными одновозрастными палеомагнитными полюсами Восточной Антарктиды [Gose et al., 1997; Jones et al., 2003].

Как отмечалось выше, при дальнейшей работе были изучены оставшиеся сайты. Анализ данных показал, что средние направления по всем 32 изученным сайтам на стереограмме образуют два антиподальных кластера (рис. 3а), тест обращения для них отрицательный ($\gamma/\gamma_c = 22.4/16.5$). После обращения в одну полярность мы получили по всем 32 сайтам среднее направление ChRM: $D = 166.2^\circ$, $I = -1.4^\circ$, $k = 11.4$, $\alpha_{95} = 7.9^\circ$. Практически такое же среднее направление имеет выборка из 15 сайтов, использованных в исследованиях палеонапряженности (рис. 3б).

В распределении средних направлений по сайтам намечается бимодальность; если перевести это распределение на центр сферы, то можно увидеть, что оно не осесимметричное, здесь можно выделить два кластера (рис. 3в). Такая картина может свидетельствовать о растянутом во времени внедрении дайкового комплекса габбро-долеритов с двумя главными импульсами магматизма. Это косвенно подтверждается геохимическими данными. Так, авторы статьи [Sheraton et al., 1990] подразделили дайки этого комплекса по геохимии на две группы. Однако мы не обнаружили зависимости выделенных направлений ChRM от геохимических свойств: разделение средних направлений по сайтам на две группы, согласно их геохимии, привело к подобной же картине — в обеих группах есть две полярности с отрицательным тестом обращения. С другой стороны, неустойчивый результат теста обращения может говорить о наличии в распределении неосредненных данных. Это предположение подтверждается

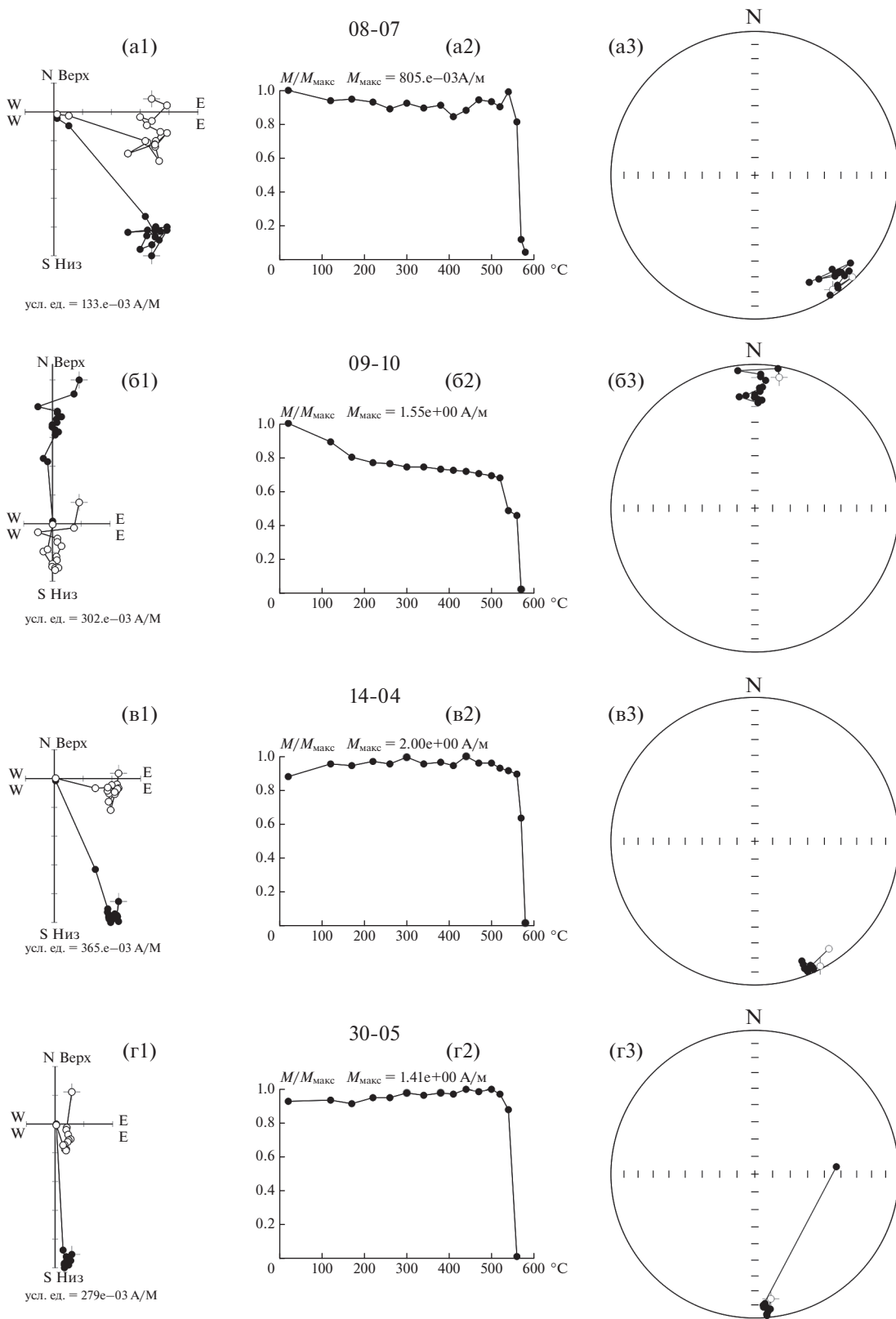


Рис. 2. Иллюстрации к магнитной очистке образцов (сверху вниз) 08-07, 09-10, 14-04, 30-05: (а1–г1) – диаграммы Зийдверделя, географическая система координат, черные кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу/горизонтальную плоскость, белые кружки – на верхнюю полусферу/вертикальную плоскость; (а2–г2) – кривые размагничивания NRM; (а3–г3) – стереограммы.

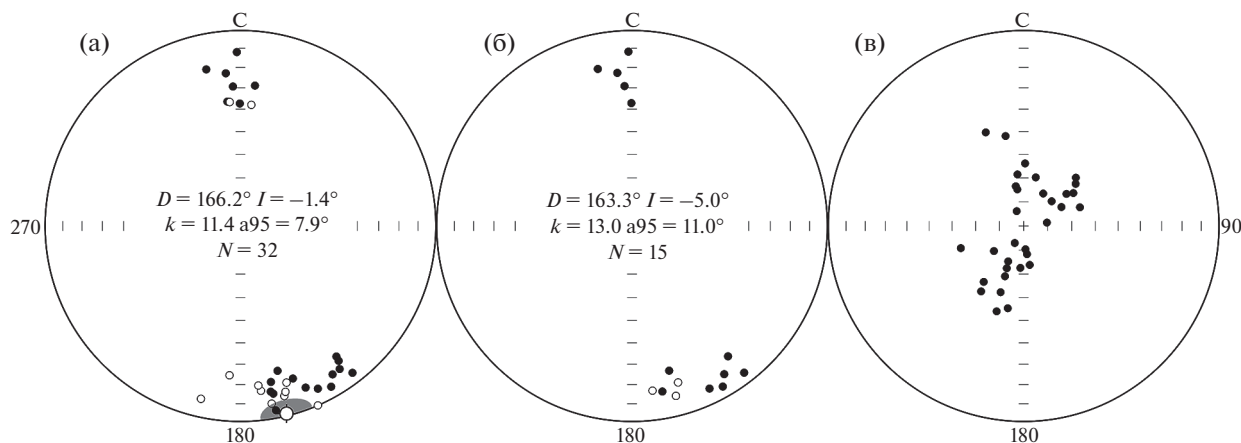


Рис. 3. Стереогаммы со средними направлениями высокотемпературных компонент мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера: (а) – распределение средних направлений всех изученных сайтов, цифрами указаны среднее направление этого распределения после обращения обратной полярности и его овал доверия; (б) – распределение средних направлений сайтов, использованных в исследованиях по палеонапряженности; (в) – средние направления всех сайтов, обращенные в одну полярность и повернутые так, чтобы их среднее совпало с центром стереогаммы.

тем, что в одном крупном теле (например, дайка 40-метровой мощности, где были отобраны сайты А-28 и А-34) есть две полярности с двумя кучными распределениями характеристических компонент и с отрицательным тестом обращения.

В табл. 1 сведены палеомагнитные данные по тем сайтам, чьи образцы были использованы в исследованиях по палеонапряженности (данные по остальным сайтам можно найти в статье [Водозовов и др., 2021]). Обозначения ВНД1 и ВНД4 в табл. 1 относятся к двум самым мощным дайкам оазиса Бангера, именно по ним сделаны датировки [Stark et al., 2018]. У дайки ВНД1 мощность 50–85 м, у ВНД4 – 125 м, из нее отобраны 4 сайта, в частности, сайт 08; из другой дайки мощностью 25–40 м отобраны два сайта – А-28 и А-34.

4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Используя палеомагнитные данные по всем изученным сайтам, из коллекции были отобраны образцы даек (с большой по величине NRM и ясной характеристической компонентой), наиболее пригодные для исследований палеонапряженности, и с этой целью переданы в ГО “Борок” ИФЗ РАН. Эта коллекция содержала 83 неориентированных обрезка кернов из 19 различных сайтов. Количество образцов по сайтам сильно разнилось и менялось от одного до 9. Для дальнейших экспериментов из них выпиливались неориентированные кубики с ребром 1 см. Успешными для определения $B_{др}$ оказались породы 15 сайтов. Они будут обсуждаться ниже.

4.1. О критериях достоверности данных

Ввиду важности исследований палеонапряженности $B_{др}$ как независимого источника информации о процессах в ядре, современное отношение к получаемым новым определениям $B_{др}$ крайне строгое. В литературе разными авторами предлагается целый спектр различных критериев для оценки достоверности данных по $B_{др}$, назовем некоторые из них. Одним из базовых является доказательство первичности выделяемой характеристической компоненты (ChRM) природной намагниченности:

- а) полевыми методами (тесты складки, обращения, контакта);
- б) лабораторными (микрозондовыми и рентгеновскими) исследованиями;
- в) согласием палеонаправлений и палеополлюсов, определяемых по коллекции, с уже известными аналогичными данными для данного региона и соответствующего времени.

Авторы работы [Perrin, Shcherbakov, 1997] предложили три критерия: 1) принимаются во внимание только определения $B_{др}$, полученные методом Телье с выполнением процедуры *check-points* (чек-точек); 2) для расчета среднего значения $B_{др}$ используется не меньше трех определений; 3) ошибка определения среднего $\leq 15\%$. В статье [Biggin, Paterson, 2014] формулируются 8 критериев оценки (от 1 до 8) надежности новых данных VDM: “1.Age”, “2.Stat”, “3.TRM”, “4.Alt”, “5.MD”, “6.ACN”, “7.Tech”, “8.Lith”. Это означает, что должны выполняться следующие позиции: “1.Age”: имеются надежное определение возраста и палеомагнитное поведение, согласующееся с определением $B_{др}$, полученным по первичной ком-

Таблица 1. Средние направления высокотемпературных компонент природной остаточной намагниченности мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера (Восточная Антарктида)

Сайт	Координаты отбора, φ, λ , °	Породы	n/N	Направление				Выборка	Примечания
				D, \circ	I, \circ	k	α_{95}, \circ		
A-07	–66.2841 100.7572	Пикродолерит	8/10	154.5	8.7	104.5	5.5	7d + 1c	
A-08	–66.2821 100.7609	Оливиновое габбро	7/7	165.6	24.6	68.1	7.7	4d + 3c	BHD4, по работе [Stark et al., 2018]
A-09	–66.3001 100.8140	Пикродолерит	7/12	356.9	29.1	39.9	9.8	6d + 1c	
A-11	–66.2951 100.7981	пикродолерит	7/10	347.7	18.9	41.1	9.8	5d + 2c	
A-14	–66.2812 100.7747	Долерит	8/10	150.5	6.3	37.6	9.3	6d + 2c	
A-19	–66.2575 100.7264	Оливиновое габбро	8/10	165.5	–11.2	95.3	5.9	5d + 3c	BHD1, по [Stark et al., 2018]
A-21	–66.2714 100.7324	Оливиновое габбро	7/10	172.9	–16.2	31.7	10.9	7d	
A-25	–66.2305 100.8471	Пикродолерит	11/12	148.1	11.7	28.1	8.9	8d + 3c	
A-26	–66.2936 100.8895	Долерит	12/12	354.5	22.4	72.7	5.1	12d	
A-28	–66.2889 100.8885	Оливиновое габбро	10/10	358.8	11.8	88.0	5.2	10d	одно тело с A-34
A-29	–66.2733 100.7266	Долерит	8/10	163.6	–17.7	31.5	10.2	6d + 2c	
A-30	–66.2496 101.0159	Габбро-долерит	12/12	169.6	15.0	78.6	5.0	7d + 5c	
A-31	–66.2645 100.9879	Габбро-долерит	15/15	359.7	37.2	99.1	3.9	15d	
A-34	–66.2715 100.8402	Габбро-долерит	9/10	143.6	18.3	90.9	5.4	9d	одно тело с A-28
A-40	–66.2647 100.8292	Долерит	9/10	142.6	6.2	62.7	6.6	9d	

Примечания: обозначения в таблице: φ и λ – широта и долгота места отбора; n/N – число образцов использованных/изученных; D и I – склонение и наклонение; k – кучность; α_{95} – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; d – единичное направление; c – большой круг перемагничивания.

поненте остаточной намагниченности; “2.Stat”: для нового среднего значения $B_{др}$ использовались минимум пять определений $B_{др}$ по отдельным образцам с дисперсией $\leq 25\%$; “3.TRM” – имеются убедительные независимые (например, микроскопические) доказательства, что характеристическая компонента намагниченности (ChRM) образца, по которой делается оценка древнего поля, является термоостаточной по своей природе (TRM – термоостаточная намагниченность); “4.Alt”: имеются убедительные доказательства (напр., *check-procedure* или рок-магнитные исследования) того, что на конечную оценку поля не было влияния

остаривания, происходящего в процессе экспериментов; “5.MD” – имеются убедительные доказательства (напр., высокие значения f , где f – доля NRM в *fit*-интервале T_1-T_2 , или оценка “хвостов” парциальных термоостаточных намагниченностей pTRM), что на конечную оценку величины $B_{др}$ в процессе эксперимента не было влияния многодоменного (МД) поведения; “6.ACН” – имеются убедительные доказательства того, что на конечную оценку величины $B_{др}$ не было влияния (А) – анизотропии TRM, (С) – скорости охлаждения и (N) – эффекта нелинейности TRM; “7.Tech” – в экспериментах для

определения $B_{др}$ использовались больше одной палеомагнитной процедуры; “8.Lith” — оценка $B_{др}$ есть среднее результатов, полученных по объектам разной литологии или одной и той же литологии, но с сильно различным деблокирующим поведением (“*Estimate is an average of results from more than one lithology or from samples from the same lithology showing significantly different unblocking behavior*”). К этим восьми авторам добавили еще девятый критерий, согласно которому при подаче статьи для публикации к тексту должен быть прикреплен файл со всеми рабочими файлами данных, использованных при оценке $B_{др}$.

Кроме того, имеется целый ряд численных критериев, которые используются при анализе и селекции данных, они будут приведены и обсуждаться ниже.

4.2. Описание экспериментов

Имея в виду вышесказанное и с тем, чтобы получаемые новые определения $B_{др}$ по максимуму удовлетворяли современным критериям, с коллекцией образцов из Антарктиды выполнялся цикл следующих обязательных экспериментов. Исследовались магнитные и термомагнитные свойства пород, а именно: термостабильность магнитных минералов оценивалась по серии кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$, записанных при последовательных нагревах от 100 до 700°C с шагом 100°C. Температура Кюри T_C определялась по экстремуму первой производной на кривой $M_s(T)$ [Fabian et al., 2013]. Термокривые $M_{si}(T)$ снимались на магнитных весах конструкции Ю.К.Виноградова во внешнем магнитном поле 450 мТл. В некоторых случаях такие же серии кривых для проверки снимались на приборе VFTB (Petersen Instruments).

Для оценки доменной структуры (ДС) магнитных зерен — носителей NRM на дубле каждого образца на VFTB снимались петли гистерезиса, по ним определялись гистерезисные параметры: намагниченность насыщения M_s , остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , коэрцитивная сила B_c и остаточная коэрцитивная сила B_{cr} . Далее рассчитывались отношения M_{rs}/M_s , B_{cr}/B_c и строилась диаграмма ДЭя (M_{rs}/M_s vs B_{cr}/B_c , [Day et al., 1977]). Для оценки ДС использовался также термомагнитный (ТМ) критерий [Большаков, Шербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000], по которому оцениваются хвосты парциальных термонамагниченностей. Согласно ТМ критерию, рТРМ, созданная в температурном интервале (T_1 , T_2 , $T_1 > T_2$), при последующем нагреве до T_1 и охлаждении до T_0 полностью разрушается у однодоменных (ОД) зерен (остаток при T_0 — “хвост” $< 5\%$), у псевдооднодоменных (ПОД) зерен $5\% < \text{“хвост”} <$

$< 15\%$ и у МД зерен “хвост” $> 15\%$ [Shcherbakova et al., 2000]. В наших экспериментах мы оценивали “хвосты” по крайней мере в двух температурных интервалах, и прежде всего — в высокотемпературном интервале (T_1 , T_2 , $T_1 > T_2$), по которому на диаграмме Араи—Нагата делалась оценка $B_{др}$. Для этого дубли образцов прогревались до точки Кюри T_C , и при охлаждении в нулевом поле до T_0 в интервале (T_1 , T_2) включалась лабораторное поле $B_{лаб}$, т.е. создавалась рТРМ(T_1 , T_2 , $T_1 > T_2$, $B_{лаб}$). Далее образец в нулевом поле грелся до T_1 , охлаждался до T_0 , и делался замер остатка (“хвоста рТРМ”).

На отдельных образцах “хвосты” рТРМ оценивались прямо в процессе процедуры Телье. Для этого, после выполнения очередного цикла нагрев—охлаждение до температуры T_{i+2} образец нагревался до более низкой температуры T_i два раза. При первом шаге (нагрев до T_i — охлаждение до T_0 в поле $B_{лаб}$) создавалась рТРМ(T_i , T_0) (процедура *check-points*), при втором шаге (нагрев до T_i — охлаждение до T_0 в нулевом поле) происходило размагничивание рТРМ(T_i , T_0) (нагрев до T_i), и замер ее “хвоста” при T_0 после охлаждения до T_0 в нулевом поле (процедура *рТРМ-tail-check-points*, [Riisager P., Riisager J., 2001]).

Рентгенодифрактометрические исследования отсепарированной магнитной фракции осуществлялись на порошковом дифрактометре “STOE STADI-MP” (Германия) с монохроматизированным $CoK_{\alpha 1}$ -излучением. С целью детального изучения структуры и состава магнитной фракции также были выполнены исследования на сканирующем электронном микроскопе “Carl Zeiss MERLIN” (Германия).

Для определения палеонапряженности использовались два метода: процедура Телье как наиболее надежная и на дублях образцов — экспресс-метод Вилсона. Для контроля за изменением состава ферромагнитной фракции в процессе выполнения процедуры Телье в обязательном порядке после каждого двух температурных циклов выполнялись процедура *check-points*. Полный цикл Телье включал 8–14 двукратных нагревов до последовательно возрастающих температур T_i , в зависимости от поведения природной остаточной намагниченности (NRM) образцов, и 4–7 чек-точек рТРМ. При создании лабораторных рТРМ использовалось лабораторное поле $B_{лаб} = 5$ мкТл. Эксперименты выполнялись на трехкомпонентных термомагнитометрах конструкции Виноградова чувствительностью 10^{-8} Ам². Остаточное поле в приборе составляет величину около 0.5 мкТл. Его влияние на результат учитывалось, если в этом была необходимость, используя алгоритм корректировки данных, описанный в работе [Жидков, 2018].

Результаты процедуры Телье представлялись в виде диаграмм Арай–Нагата (АН), для оценки $V_{др}$ на диаграммах брался температурный интервал, максимально близкий интервалу, в котором выделялась характеристическая компонента (ChRM) при палеомагнитных исследованиях. Далее проводился анализ АН-диаграмм и селекция полученных определений палеонапряженности. Результат принимался к рассмотрению, только если он удовлетворял современному набору критериев отбора (подробное описание каждого критерия дано в статье [Щербакова и др., 2021]): $N \geq 4$; $q \geq 1$; $F \geq 0.25$; $\beta \leq 0.1$; $FRAC \geq 0.2$; $DRAT \leq 15\%$, $CDRAT \leq 15\%$; $mDRAT \leq 15\%$.

4.3. Магнитные и термомагнитные свойства пород

Из анализа кривых $M_{si}(T)$ (рис. 4а1–4г1) следует, что исследованные образцы стабильны при нагревах практически на всем исследованном температурном интервале. Температуры Кюри T_C у всех образцов лежат в области, близкой к магнетитовой (550–580°C), других магнитных фаз в образцах не отмечено.

Оценка доменной структуры по диаграмме Дзя представлена на рис. 5а. Судя по диаграмме, магнитные зерна характеризуются ПОД-МД структурой ($M_{ts}/M_s = 0.12–0.04$, $B_{cr}/B_c = 2.6–5$).

Однако оценка доменной структуры по термомагнитному критерию (измерения “хвостов” рTRM) приводит к несколько другому выводу. На рис. 5б1–5б2, 5в1–5в3 и 5г1–5г3 представлены кривые создания и размагничивания рTRM, созданных в двух или трех температурных интервалах. Графики построены в одном масштабе, так что легко оценить величины соответствующих рTRM. У образца 14-03 рTRM(550–540) и рTRM(540–20) (рис. 5г1 и 5г2) обнаруживаются “хвосты” в 15–18%, что указывает на их МД поведение. Но в интервале (560–550), по которому на образце 14-03 оценивалась величина $V_{др}$ (рис. 4б2), рTRM(560–550) практически не имеет “хвоста” (рис. 5г3), что говорит о ее чисто ОД поведении. Подчеркнем, что высокотемпературная рTRM(560–550) у этого образца по величине вдвое больше, чем две другие, вместе взятые. Таким образом, согласно ТМ критерию, у образца 14-03 носителями NRM в интервале (560–550) являются ОД зерна, которые наиболее надежны с точки зрения сохранности записанной намагниченности. Похожая ситуация прослеживается на образцах 08-07 (рис. 5б2) и 09-05 (рис. 5в3): у высокотемпературных рTRM(555–540) обнаруживаются крайне маленькие по величине “хвосты”, что указывает на их практически ОД поведение. Аналогичный вывод можно сделать и для образца 30-05 (рис. 4в2), где на диаграмме Арай–Нагата залитыми тре-

угольниками показаны замеры “хвостов” рTRM в процессе выполнения процедуры Телье (процедура рTRM-tail-check-points) [Riisager P., Riisager J., 2001]. Видно, что в температурном интервале, по которому оценивалась величина $V_{др}$ (fit-интервале), треугольники находятся очень близко к оси у, указывая на то, что рTRM в этом интервале обнаруживают ОД или ПОД поведение.

Таким образом, исходя из оценок ДС, можно сделать вывод о том, что у образцов изучаемой коллекции носителями природной намагниченности в высокотемпературной области, где выделяется ChRM, являются ОД и/или малые ПОД зерна. Кажущееся противоречие между выводами, сделанными по диаграмме Дзя и термомагнитному критерию, объясняется, как обычно, тем, что гистерезисные параметры данных образцов определяются превалированием МД зерен в массовом содержании ферримагнетика в породе, но носителями NRM является лишь малая фракция ферримагнитной компоненты, состоящая из субмикронных частиц с высокими блокирующими температурами.

На рис. 6, слева представлена микрофотография образца 09-05, на которой видны мелкие субмикронные и микронные зерна магнитной фракции. Микронзондовый анализ показал, что зерна представляют из себя магнетит с очень малым присутствием примесей титана. Подобные структуры распада железосодержащего силиката неоднократно наблюдались ранее [Tarduno et al., 2001, 2006; Щербакова и др., 2017]. Поскольку магнитные зерна в таких породах оказываются надежно запечатаны и защищены от последующих химических и структурных изменений, это обстоятельство обеспечивает идеальную сохранность палеомагнитной записи [Tarduno et al., 2006]. По нашему мнению, именно эти зерна (рис. 6, слева) отвечают за ОД-ПОД фракцию NRM с высокими блокирующими температурами, что согласуется и с оценкой доменной структуры образцов по термомагнитному критерию.

Но одновременно с этим в образцах широко распространены крупные зерна, состоящие из сростков магнетита и ильменита (рис. 6, справа). Размер этих сростков составляет микроны и десятки микрон, поэтому их магнитную структуру, несомненно, следует охарактеризовать как многодоменную. Поскольку такие структуры образуются при температурах выше T_C магнетита [Бадмацыренова и др., 2011; Симаненко и др., 2012], то они изначально должны нести первичную термоостаточную намагниченность. Однако, в силу того, что блокирующие температуры МД частиц обычно рассредоточены по широкому интервалу температур, эта фракция может быть легко подвержена перемагничиванию при вторичных прогревах.

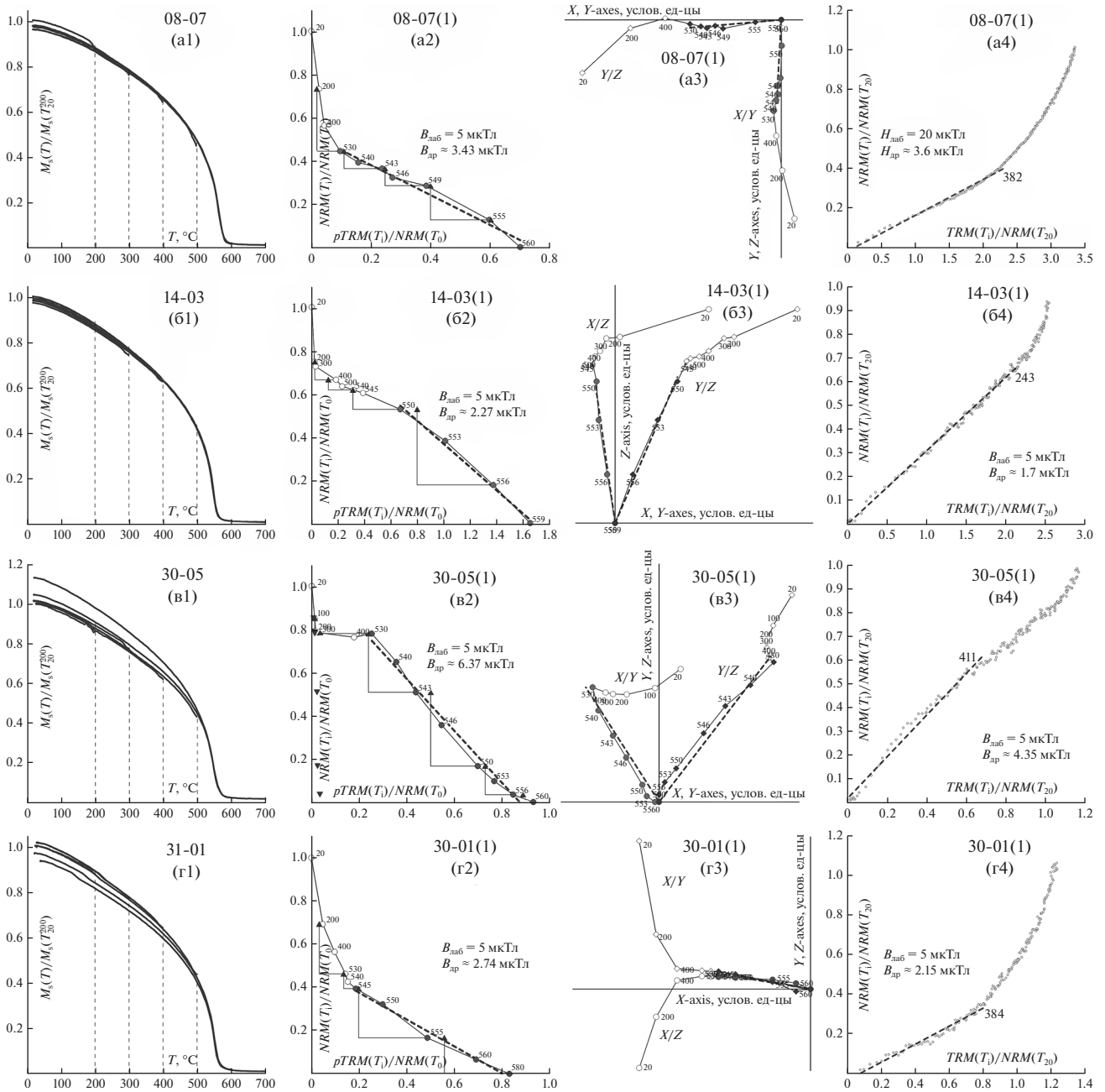


Рис. 4. Иллюстрации к термомагнитным свойствам пород, процедурам Телье–Коэ и Вилсона, сверху вниз: образцы 08-07, 14-03, 30-05 и 31-01; (а1–г1) – термомагнитные кривые $M_{si}(T)$, нормированные на $M_{si}(T_0)$; (а2–г2) – диаграммы Арай–Нагата, залитые кружки – точки в интервале T_1 – T_2 , которые используются для определения $B_{др}$, треугольники острием вверх – чек-точки (*check-points*), треугольники острием вниз (на в2) – *pTRM-tails check points*; пунктиром отмечен интервал (*fit-интервал*), по которому оценивается $B_{др}$; (а3–г3) – диаграммы Зийдервельда (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; (а4–г4) – диаграммы Вилсона в представлении NRM-TRM.

Вместе с тем, в образце имеются зерна магнетита третьей генерации, возникшие, по-видимому, при вторичном прогреве породы вследствие флюидного процесса, имевшего место после внедрения дайки, на что указывает их расположение вдоль трещин (рис. 7). Эта генерация зерен, по всей вероятности, отвечает за появление вто-

ричной компоненты NRM, хорошо проявляющейся на диаграммах Зийдервельда, приведенных на рис. 3 и рис. 4, и имеющей скорее всего термохимическое происхождение. Отметим, что спектр блокирующих температур T_b этой компоненты занимает интервал температур от 170–220 до 500–530°C, в то время как спектр T_b первичной

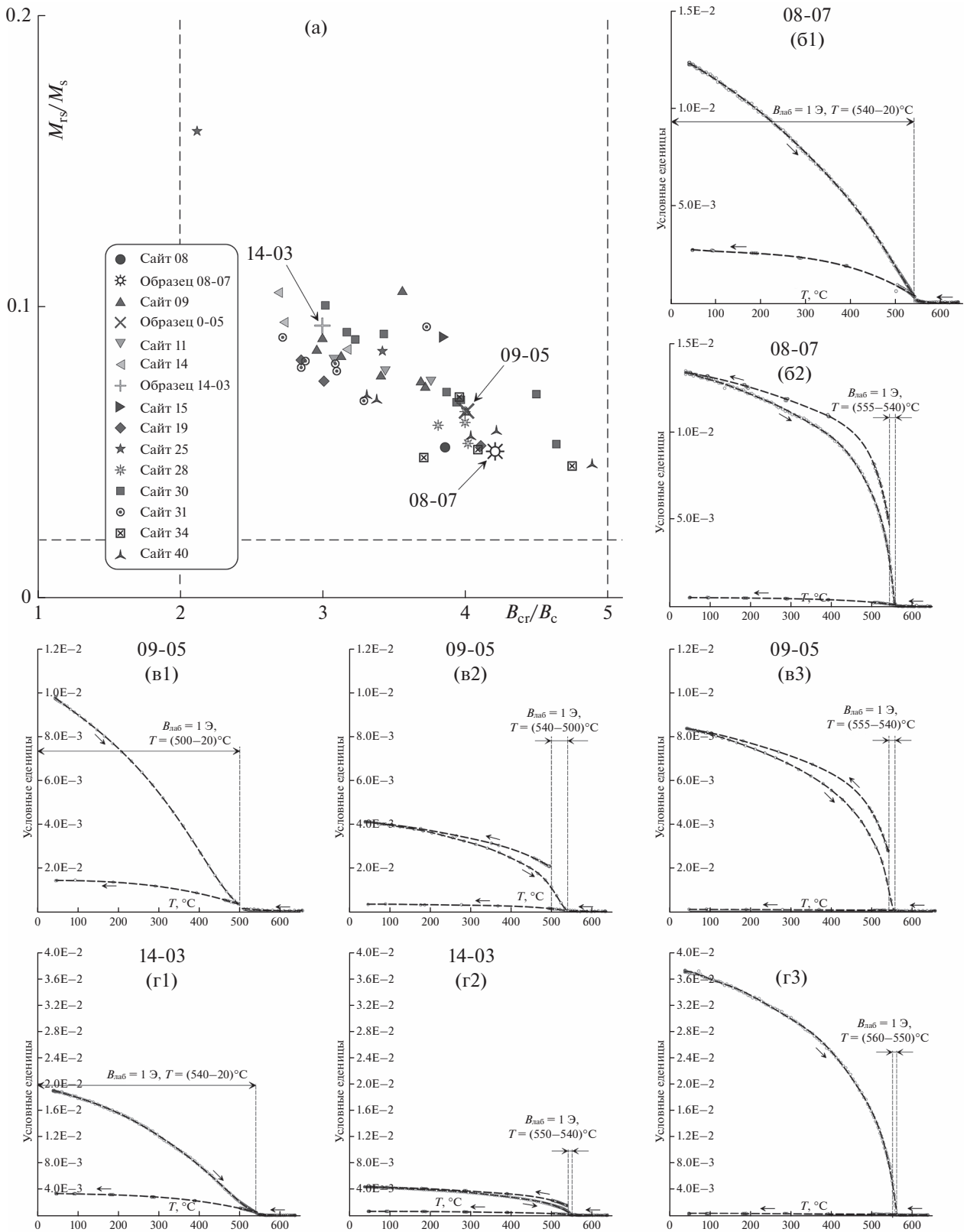


Рис. 5. Оценка доменной структуры по диаграмме Дэя (а) и термомагнитному критерию: (б1), (б2) – образец 08-07; (в1)–(в3) – образец 09-05; (г1)–(г3) – образец 14-03 (пояснения в тексте, стрелками показан температурный ход кривых).

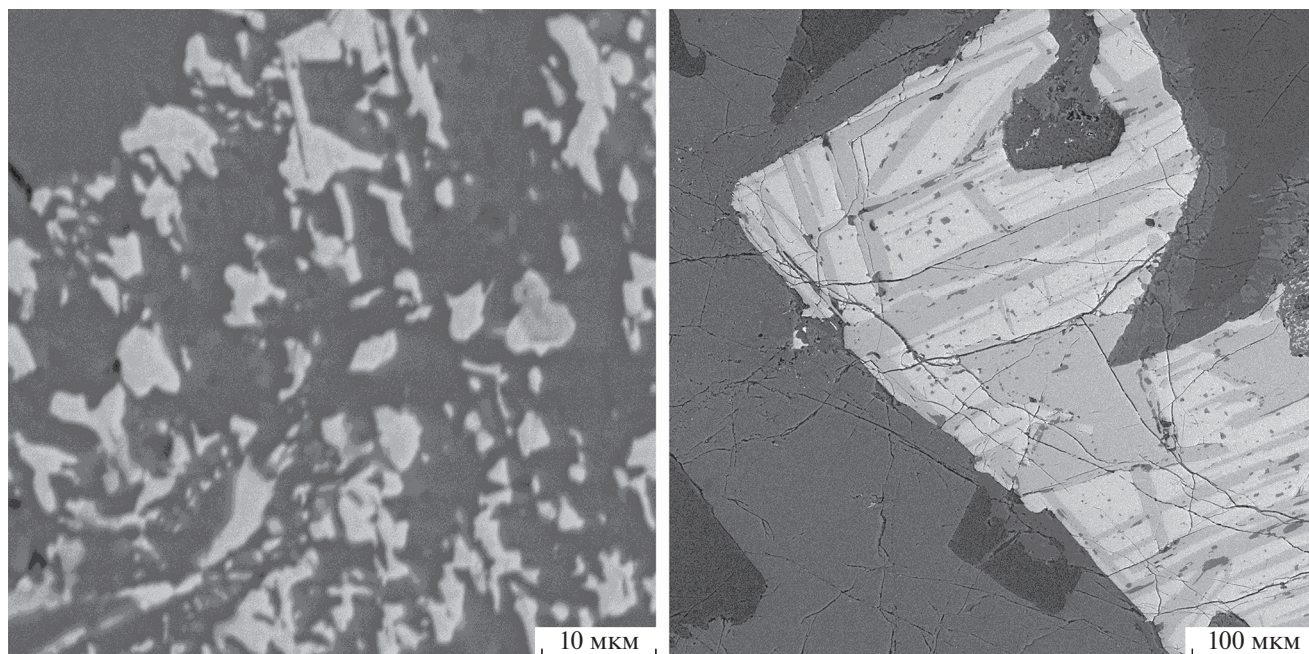


Рис. 6. Микрофотографии (в обратно рассеянных электронах) предварительно протравленных соляной кислотой (в течение 30 секунд) образцов 09-10 (слева) и 09-05 (справа) в исходном состоянии. На рисунке слева представлена генерация мелких зерен магнетита (белый цвет) в энстатите, а на рисунке справа показан пример присутствия в образцах крупных сростков магнетита (белый цвет) и ильменита (серый цвет).

компоненты очень узок и сосредоточен в интервале 530–560°C (рис. 4a2–4г2). Как показано в статье [Грибов и др., 2022], такой широкий спектр T_b характерен именно для термохимической намагниченности.

Сделанные здесь выводы подтверждаются рентгенографическими исследованиями. Анализ дифрактограмм указал на присутствие в образцах магнетита, значение параметра элементарной

ячейки которого близко к стехиометрическому $a_0 = 0.8395$ нм, что означает, что весь магнетит в образцах практически неокислен. Помимо магнетита, в образцах обнаруживается ильменит (параметры решетки $a = 0.509$ и $c = 1.408$ нм), что подтверждается и электронно-микроскопическими снимками (рис. 6, справа). Кроме этого, в сепарированной фракции обнаруживается около 40–50% энстатита. Ясно, что такая тесная связь силиката и магнетита говорит о том, что силикат содержит выпавший в нем магнетит, и поэтому магнитное фракционирование не позволяет полностью отделить магнитную и немагнитную фракции.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В наших экспериментах по определению палеонапряженности (процедуры Телье и Вилсона) всего было изучено 83 образца из 19 сайтов. Каждый сайт представляет отдельную дайку, за исключением случаев, когда из мощных даек отбирались несколько сайтов, в нашем случае это пара сайтов (28, 34). Количество изученных образцов из одного сайта менялось от 2 до 12, для повышения статистики использовались также дубли образцов. В табл. 2 показаны определения $B_{др}$, полученные методом Телье и прошедшие современ-

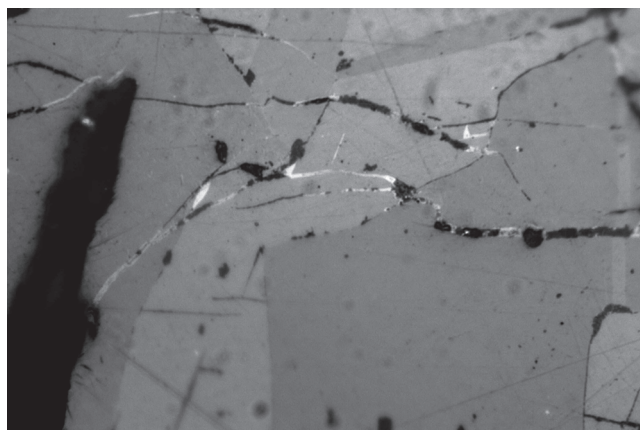


Рис. 7. Оптическое изображение аншлифа образца 09-05, увеличение 1000. Магнетит-ильменитовые сростки и цепочки зерен магнетита, расположенные в трещинах зерна.

ные критерии селекции, в ней представлены 64 образца (с дублями – 72) из 15 сайтов. В табл. 3 приведены определения $B_{др}^*$, полученные методом Вилсона. Статистика определений по сайтам меняется от 1 до 12.

На рис. 4 для примера показаны диаграммы Араи–Нагата (а2–г2) и Зийдервельда (а3–г3), а также иллюстрации к методу Вилсона (а4–г4). На графиках прослеживается низко/средне-температурная компонента (20, 450–520°C), по направлению близкая к современному полю и дающая величину поля в пределах (30–60) мкТл (для примера у нескольких образцов эти значения показаны в табл. 2 и сдвинуты влево). Высокотемпературный интервал, в котором выделялась ChRM и проводилась оценка $B_{др}$, как правило, узкий и лежит в пределах (530–600)°C.

Из таблицы 2 видно, что новые определения $B_{др}$ указывают на низкое и очень низкое поле, его величины меняются от минимальной 0.75 мкТл (образец 26-02) до максимальной – 10.55 мкТл (образец 30-10). Внутри сайтов, при статистике числа определений $n \geq 3$, разброс значений небольшой (стандартные ошибки определения среднего по сайтам показаны в табл. 4). Основной массив определений $B_{др}$ по сайтам группируется в районе (1.5–5) мкТл, у одного сайта 26 ($n = 1$) поле < 1 мкТл, по сайту 30 ($n = 9$) поле выше, чем на других, и меняется в пределах (7–10.55) мкТл.

Для каждого сайта, где число определений $B_{др}$ и $B_{др}^*$ $n \geq 3$, считались среднее, а также стандартные ошибки и стандартные отклонения полученных $B_{др}$ (в мкТл и процентах) (см. табл. 4). Далее, используя средние по сайту палеонаклонения, определенные при палеомагнитных исследованиях, рассчитывалось среднее по сайту значение VDM (виртуального дипольного момента). Средние по сайтам значения палеонаклонений, палеонапряженностей (методы Телье и Вилсона) и посчитанных VDM суммированы в табл. 4. Проанализируем представленные в ней данные.

Определения $B_{др}$ и $B_{др}^*$, полученные двумя разными способами (Телье и Вилсона), в основном близки между собой как для отдельных образцов, так и по средним значениям по сайтам, хотя на нескольких сайтах видна разница. Но это не меняет общего вывода о низких значениях палеонапряженности. Обращают на себя внимание величины $B_{др}$, полученные на сайтах 28 и 34, отобранных из одной и той же дайки мощностью 25–40 м. Они различаются в два раза по данным процедуры Телье и несколько меньше – по данным метода Вилсона. Напомним, что, согласно палеомагнитным данным (см. выше) эти сайты имеют и несколько различные палеонаправления, что, возможно, связано с растянутостью во времени

внедрении дайкового комплекса габбро-долеритов двумя главными импульсами магматизма. Тогда разные величины $B_{др}$ этих двух сайтов могут отражать вековые вариации палеополя

Оценим достоверность полученных данных по группам критериев, предлагаемым в статьях [Perrin, Shcherbakov, 1997; Biggin, Paterson, 2014]. Но прежде отметим некоторое различие между ними. В статье [Perrin, Shcherbakov, 1997] предлагается следующее: “Для расчета среднего значения $B_{др}$ используется не меньше трех определений, ошибка определения среднего $\leq 15\%$ ”. У авторов статьи [Biggin, Paterson, 2014] аналогичный критерий звучит так: “2.Stat”: для нового среднего значения $B_{др}$ использовались минимум пять определений $B_{др}$ по отдельным образцам с дисперсией $\leq 25\%$. Как видно, критерий “2.Stat” значительно более жесткий, он подразумевает, что ошибка среднего в этом случае не превышает $25/\sqrt{5} \approx 11\%$. Однако в нашем случае, когда средние значения $B_{др}$ крайне низкие, на порядок меньше его современной величины, такой ригоризм, очевидно, излишен. Он приведет к отбраковке слишком большого количества данных просто в силу естественной дисперсии результатов отдельных измерений на образцах. По этой причине мы использовали в этом пункте критерий из статьи [Perrin, Shcherbakov, 1997] – ограничения ошибки определения среднего $\leq 15\%$.

Тогда наши определения VDM по всем сайтам, кроме двух (сайты 11 и 19, ошибка определения $> 15\%$), удовлетворяют критериям статьи [Perrin, Shcherbakov, 1997] (табл. 4). По отношению к 8 критериям из статьи [Biggin, Paterson, 2014] ситуация следующая: критерий “2.Stat” выполняется частично, т.к. только у шести из 12 сайтов число использованных для расчета VDM определений $B_{др}$ $n > 5$ и у шести из 12 сайтов дисперсия $\leq 25\%$. Однако отметим, что определения VDM по сайтам с $3 \leq n \leq 5$ близки по своим значениям к группе сайтов с $n > 5$. По критерию “6.AC.N” сошлемся на данные, полученные при палеомагнитных исследованиях [Водовозов и др., 2021]: медианная величина анизотропии всех изученных габбро-долеритов не превышает 5.8%, ее влияния на результаты определения ВГП не обнаружено. Не выполняется критерий “8.Lit”, т.к. у нас изучались только дайки, т.е. объекты одной и той же литологии.

Таким образом, полученные нами определения VDM (большая их часть) удовлетворяют 6 или 7 критериям из 8 из статьи [Biggin, Paterson, 2014], то есть имеют достаточно высокую степень достоверности.

Таблица 2. Результаты определения $B_{др}$ по методу Телье

Образец	$B_{лаб}$, мкТл	T_1-T_2 , °C	N_p	g , $\times 10^{-1}$	Q	f , %	k , $\times (-1)$	$\sigma(k)$	$B_{др}$, мкТл	$\sigma B_{др}$, мкТл	β , $\times 10^{-1}$	$FRAC$, %	$d(CK)$	$DRAT$	$CDRAT$	$mDRAT$
07-03(1)	5	150–510	5	6.35	1.4	42.5	0.85	0.17	4.25=	0.8	1.95	28.2	4.5	8.0	–7.6	4.2
07-03(1)	5	535–590	3	2.64	6.6	55.8	0.19	0.00	1.0	0.0	0.22	33.1	1.1	2.0	–0.9	1.0
07-04(1)	5	535–680	5	5.64	7.7	71.1	0.26	0.01	1.3	0.1	0.52	41.5	8.1	11.1	10.0	3.9
07-04(2)	5	541–575	5	4.60	18.8	68.0	0.26	0.00	1.3	0.0	0.17	34.5	4.2	6.0	4.1	2.1
08-04(1)	5	200–530	3	4.95	0.6	52.9	3.18	1.36	15.9=	6.8	4.26	36.3	1.9	1.1	1.1	1.1
08-04(1)	5	530–630	6	7.74	9.5	80.6	0.46	0.03	2.3	0.2	0.66	26.7	4.7	5.3	9.7	3.2
08-06(1)	5	530–560	8	8.38	17.5	81.8	0.44	0.02	2.2	0.1	0.39	30.5	4.5	5.0	3.9	2.2
08-07(1)	5	530–560	8	8.38	9.3	82.3	0.69	0.05	3.4	0.3	0.74	40.4	1.9	1.9	3.9	1.5
09-03(1)	5	20–500	5	6.32	2.7	89.5	10.87	2.30	54.37=	11.5	2.11	66.4	30.2	3.1	–3.1	3.1
09-03(1)	5	552–620	6	7.60	8.6	53.2	0.70	0.03	3.5	0.2	0.47	22.2	4.6	7.1	3.2	3.6
09-05(1)	5	552–620	6	7.53	3.1	37.6	0.66	0.06	3.3	0.3	0.90	41.6	2.8	6.3	15.1	2.8
09-07(1)	5	20–500	4	6.11	3.4	72.5	11.31	1.49	56.56=	7.5	1.32	64.4	8.7	1.1	–1.1	1.1
09-07(1)	5	500–570	9	8.69	10.8	89.4	0.64	0.05	3.2	0.2	0.72	32.0	5.3	4.9	9.1	2.8
09-08(1)	5	544–590	6	7.53	5.3	67.9	1.07	0.10	5.3	0.5	0.97	55.6	7.9	8.0	14.2	3.5
09-09(1)	5	555–620	5	6.74	1.0	20.2	1.05	0.15	5.3	0.7	1.39	25.0	2.3	8.0	17.0	5.3
09-10(1)	5	500–590	8	8.33	16.4	79.7	0.91	0.04	4.6	0.2	0.40	34.3	4.7	4.3	0.1	3.0
09-10(2)	5	545–590	6	7.44	4.6	56.0	0.79	0.07	3.9	0.4	0.92	52.8	5.3	7.5	2.2	2.6
09-12(1)	5	543–590	6	7.02	1.3	46.9	0.68	0.17	3.4	0.8	2.46	40.3	4.3	7.6	4.0	3.3
09-12(2)	5	543–560	6	7.16	2.5	39.8	0.89	0.10	4.5	0.5	1.14	41.8	2.2	4.1	–4.7	1.2
11-04(1)	5	540–570	3	0.54	9.0	47.1	0.28	0.00	1.4	0.0	0.03	32.1	3.7	7.5	–3.4	3.3
11-06(1)	5	450–560	7	7.65	6.3	100.9	0.67	0.08	3.3	0.4	1.22	35.3	4.5	3.7	–2.1	2.0
11-07(1)	5	200–545	5	7.01	6.9	80.6	0.96	0.08	4.8	0.4	0.82	25.5	6.5	5.9	–6.4	3.2
11-07(2)	5	553–580	4	6.21	1.0	22.8	0.53	0.08	2.6	0.4	1.49	22.4	4.4	17.2	35.8	8.9
14-03(1)	5	553–600	5	6.70	8.0	44.9	0.55	0.02	2.8	0.1	0.38	37.6	6.9	13.4	19.7	6.6
14-04(1)	5	540–600	10	8.02	18.3	83.3	0.69	0.03	3.5	0.1	0.36	62.7	4.7	4.6	6.2	2.2
14-10(1)	5	545–560	6	7.09	4.9	54.4	0.63	0.05	3.2	0.3	0.79	48.8	4.8	7.5	3.2	2.9
19-03(1)	5	20–500	5	7.21	2.9	91.0	7.12	1.63	35.58=	8.2	2.29	70.7	9.0	1.4	1.4	1.4
19-03(1)	5	500–550	4	6.33	7.0	83.4	0.41	0.03	2.0	0.2	0.75	14.2	4.5	5.0	–2.9	2.5
19-03(2)	5	520–590	10	8.70	19.6	95.0	0.18	0.01	0.9	0.0	0.42	24.9	4.8	4.9	–12.5	2.5
19-04(1)	5	545–554	3	4.94	1.2	53.2	0.36	0.08	1.8	0.4	2.11	27.9	4.2	7.4	5.8	3.4
19-06(1)	5	553–600	5	6.52	10.1	46.0	0.65	0.02	3.3	0.1	0.30	27.2	8.5	15.4	1.2	6.0
21-02(1)	5	400–545	4	6.31	2.4	83.3	0.38	0.08	1.9	0.4	2.17	19.7	0.9	1.1	1.4	0.7
21-08(1)	5	400–545	4	6.35	2.5	74.5	0.81	0.15	4.0	0.8	1.90	27.1	10.1	10.5	–16.9	8.5
25-03(1)	5	543–553	5	6.78	8.4	37.9	0.43	0.01	2.2	0.1	0.31	23.8	6.2	15.0	–11.8	5.4
25-12(1)	5	543–600	6	7.28	5.1	44.8	0.89	0.06	4.5	0.3	0.64	59.3	10.0	16.7	3.3	7.7
26-02(1)	20	535–590	3	3.41	4.4	70.0	0.15	0.01	3.0	0.0	0.54	61.9	0.7	0.9	0.9	0.4
28-01(1)	5	20–400	3	4.97	1.4	71.4	9.75	2.49	48.74=	12.4	2.55	63.5	0.0	0.0	0.0	0.0
28-01(1)	5	530–630	6	4.16	11.4	80.1	0.43	0.01	2.2	0.1	0.29	22.8	5.0	5.7	4.0	3.0
28-02(1)	5	200–400	3	4.98	13.9	29.7	6.58	0.07	32.89=	0.4	0.11	25.1	21.4	10.8	–10.8	10.8
28-02(1)	5	490–600	5	5.94	3.4	83.9	0.35	0.05	1.7	0.3	1.45	15.8	8.8	9.9	–9.9	4.9
28-02(2)	5	547–600	5	6.80	16.1	73.5	0.31	0.01	1.6	0.1	0.31	16.3	4.3	5.6	–12.3	3.2
28-03(1)	5	530–580	7	7.95	10.0	71.3	0.38	0.02	1.9	0.1	0.56	14.6	4.6	6.0	–3.6	4.0
28-04(1)	5	500–590	6	5.37	15.6	84.6	0.40	0.01	2.0	0.1	0.29	26.9	4.8	5.3	0.7	3.3
28-05(1)	5	540–580	6	7.62	21.4	73.6	0.73	0.02	3.7	0.1	0.26	33.4	4.8	5.2	4.2	3.7
28-07(1)	5	545–580	5	7.29	6.4	61.1	0.51	0.04	2.6	0.2	0.70	10.9	6.5	9.4	10.2	4.8
29-02(1)	5	540–630	5	5.84	2.6	65.1	0.68	0.10	3.4	0.5	1.44	40.2	9.5	12.0	11.1	5.4
30-01(1)	5	20–200	2	0.00	0.0	28.7	8.54	1.00	42.68=	5.0	1.17	35.2	0.0	0.0	0.0	0.0
30-01(1)	5	530–555	5	7.34	5.7	58.5	1.74	0.13	8.7	0.7	0.76	47.8	2.2	1.9	3.1	1.5
30-02(1)	9	535–555	6	7.97	3.6	60.2	0.90	0.12	8.1	1.1	1.32	43.4	11.2	13.8	–11.3	4.3
30-03(1)	5	530–550	4	6.56	11.6	47.8	1.67	0.05	8.4	0.2	0.27	36.7	6.0	6.5	–8.7	4.3
30-04(1)	5	530–555	5	7.30	3.5	48.4	1.40	0.14	7.0	0.7	1.01	37.8	4.6	5.5	3.1	3.6
30-05(1)	5	530–553	6	7.85	16.3	61.8	1.35	0.04	6.8	0.2	0.30	50.1	7.6	7.3	6.7	2.5

Таблица 2. Окончание

Образец	$B_{\text{лаб}},$ мкТл	$T_1-T_2,$ °C	N_p	$g,$ $\times 10^{-1}$	Q	$f,$ %	$k,$ $\times (-1)$	$\sigma(k)$	$B_{\text{др}},$ мкТл	$\sigma B_{\text{др}},$ мкТл	$\beta,$ $\times 10^{-1}$	$FRAC,$ %	$d(CK)$	$DRAT$	$CDRAT$	$mDRAT$
30-06(1)	5	530–550	5	7.17	3.9	61.8	1.14	0.13	5.7	0.7	1.13	35.2	5.0	5.3	3.1	3.8
30-08(1)	5	530–550	4	6.10	4.1	31.0	1.60	0.07	8.0	0.4	0.46	21.9	3.6	6.1	0.4	5.9
30-10(1)	5	530–555	5	7.30	11.5	53.0	2.11	0.07	10.6	0.4	0.34	47.0	1.7	1.4	-2.7	0.9
30-11(1)	5	530–556	7	8.03	4.6	58.2	1.70	0.17	8.5	0.9	1.02	41.9	2.2	1.9	0.6	1.2
31-01(1)	5	530–555	5	6.16	4.9	51.1	0.81	0.05	4.0	0.3	0.65	22.4	2.1	3.2	-2.3	2.5
31-02(1)	3	545–620	9	8.28	11.7	79.5	0.76	0.04	2.3	0.1	0.56	30.4	14.2	14.2	-11.0	4.7
31-04(1)	5	540–610	7	7.35	29.8	80.7	0.41	0.01	2.1	0.0	0.20	35.6	7.5	8.6	4.0	3.3
31-06(2)	5	530–550	3	1.78	0.9	70.1	0.79	0.11	3.9	0.5	1.33	27.2	5.8	6.5	-7.2	3.6
31-06(3)	5	547–630	7	7.49	14.1	83.2	0.43	0.02	2.2	0.1	0.44	24.8	9.4	10.4	-11.3	4.1
31-07(1)	5	540–610	7	7.66	15.4	84.4	0.50	0.02	2.5	0.1	0.42	28.5	9.2	9.7	-5.4	4.5
31-07(2)	5	540–610	9	8.24	25.0	83.0	0.51	0.01	2.5	0.1	0.27	36.5	11.7	12.6	-6.9	3.1
31-09(1)	5	530–630	6	5.95	16.5	85.8	0.64	0.02	3.2	0.1	0.31	42.8	6.2	6.1	2.0	3.4
31-10(1)	3	551–620	7	7.84	13.7	72.6	0.80	0.03	2.4	0.1	0.41	26.0	6.7	7.2	-6.6	2.3
31-12(1)	3	548–580	7	6.90	12.6	57.0	0.92	0.03	2.8	0.1	0.31	25.0	4.1	5.3	3.3	3.2
31-14(1)	5	540–555	4	5.34	6.2	69.9	0.68	0.04	3.4	0.2	0.60	24.8	11.0	13.0	-9.1	6.5
31-15(2)	5	540–570	5	4.63	5.7	79.0	0.82	0.05	4.1	0.3	0.64	42.1	4.2	4.1	-9.9	2.0
34-01(1)	5	535–560	5	4.49	3.8	75.1	0.61	0.05	3.1	0.3	0.88	37.2	7.2	8.2	-11.3	2.8
34-02(1)	5	500–554	6	7.71	5.5	52.7	1.13	0.08	5.7	0.4	0.74	34.2	3.0	3.8	-2.0	3.0
34-04(1)	5	500–590	9	8.40	13.1	69.5	0.85	0.04	4.3	0.2	0.45	44.1	7.1	7.8	-9.6	3.2
34-07(1)	5	540–560	7	8.04	8.4	54.6	0.77	0.04	3.8	0.2	0.53	25.9	5.9	8.6	12.6	5.1
34-09(1)	5	500–590	10	7.83	13.4	81.7	0.81	0.04	4.1	0.2	0.48	49.5	4.5	4.3	-3.2	1.9
40-01(1)	5	500–555	7	7.99	8.3	63.3	1.01	0.06	5.1	0.3	0.61	35.2	7.9	8.7	-17.2	4.3
40-02(1)	5	540–555	6	7.91	3.4	41.2	0.73	0.07	3.6	0.3	0.95	18.3	3.8	7.4	-6.5	4.8
40-08(1)	5	540–570	5	6.54	7.8	58.4	0.54	0.03	2.7	0.1	0.49	36.9	11.6	17.4	-7.3	5.4
40-09(1)	5	540–590	8	8.49	10.3	70.9	0.64	0.04	3.2	0.2	0.58	29.4	5.1	6.1	-2.8	2.9
40-10(1)	5	500–555	7	8.22	5.6	68.6	0.47	0.05	2.3	0.2	1.01	31.8	10.0	13.1	9.9	4.1

Примечания: все параметры относятся к АН-диаграммам; $B_{\text{лаб}}$ – лабораторное магнитное поле для создания TRM; T_1-T_2 – температурный интервал, в котором сравниваются NRM(T) и TRM(T); N_p – число точек в этом интервале. Остальные параметры подробно описаны в статье [Щербакова и др., 2021].

6. ДИСКУССИЯ

Как видно из данных табл. 4, полученные нами значения VDM варьируют от 3 до 8 ($\times 10^{21}$ Ам²), что на порядок (и более) меньше современного значения VDM = 78×10^{21} Ам², и согласуются с данными работ [Macouin et al., 2003; 2006], полученными по вулканическим породам близкого возраста ≈ 1200 млн лет. Это легко видеть на рис. 8, где показаны представленные на настоящее время в МБД значения VDM для временного интервала (400–3500) млн лет тому назад. Данные отсепарированы по критериям из работы [Perrin, Shcherbakov, 1995] (описаны выше). Полученные нами новые значения VDM показаны треугольниками с вершиной вверх.

Как видно на рис. 8, интервал (2.4–1.5) млрд лет характеризуется низкой палеонапряженностью со средним VDM = 3.2×10^{21} Ам². На этом основании в литературе было высказано предположение о существовании продолжительного периода низкого поля в палео- и мезопротерозое [Biggin et al., 2015]. Вместе с тем, авторы цитиро-

ванной статьи обратили внимание на то, что далее, на интервале (1.1–1.4) млрд лет среднее VDM снова вырастает до 6×10^{21} Ам² (этот вывод был сделан без учета данных, представленных здесь и в работе [Sprain et al., 2018]). Поскольку в численных моделях геодинамо [Stevenson et al., 1983; Buffett et al., 1992; Labrosse, Macouin, 2003] процесс формирования твердого ядра увязывается с ростом величины поля [Biggin et al., 2015], на основе статистического анализа значений VDM, представленных в МБД на момент написания их статьи, выдвинули гипотезу о том, что твердое внутреннее ядро образовалось в мезопротерозое.

Однако авторы работы [Smirnov et al., 2016] оспорили это утверждение на том основании, что определения в работах [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993] с высокими VDM возраста около 1.3 млрд лет ненадежны, поскольку носителем NRM в породах, по которым делались эти определения, являются МД зерна, при этом определения $B_{\text{др}}$ сделаны в низкотемпературной области диаграммы Арай–Нагаты. С этой критикой мож-

Таблица 3. Результаты определения $B_{др}$ по методу Вилсона

Образец	$B_{\text{лаб}}$	T_1-T_2	$B_{\text{др}}^*$	RS		R^2		KS		D	D_n
	мкТл	°С	мкТл	%	Evaltn.	%	Evaltn.	$\times 10^{-2}$	Evaltn.	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$
07-08(1)	5	330–550	1.2	0.59	YES	96.4	YES	10.9	YES	2.0	12.9
08-06(1)	5	315–556	1.1	1.10	YES	88.1	YES	8.5	YES	3.9	12.4
08-07(1)	20	355–560	3.9	0.43	YES	98.1	YES	10.7	YES	2.7	13.4
09-03(1)	5	290–580	3.2	0.85	YES	92.8	YES	6.0	YES	5.2	11.3
09-05(1)	5	37–569	3.0	1.39	YES	92.6	YES	3.0	YES	5.3	8.3
09-07(2)	5	500–576	2.5	1.08	YES	95.3	YES	15.4	YES	6.5	21.9
09-08(2)	5	450–575	2.8	0.89	YES	96.8	YES	12.3	YES	4.8	17.1
09-09(1)	5	250–581	1.4	0.34	YES	98.8	YES	8.6	YES	1.9	10.6
09-10(1)	5	500–571	3.7	0.66	YES	95.5	YES	15.4	YES	7.3	22.7
10-04(1)	50	200–567	2.3	1.00	YES	96.1	YES	5.9	YES	4.2	10.0
10-05(1)	5	450–580	3.4	0.55	YES	97.0	YES	10.6	YES	6.2	16.8
11-04(1)	20	300–567	2.7	0.70	YES	98.1	YES	10.6	YES	1.2	11.8
11-07(1)	20	240–569	1.7	0.88	YES	92.3	YES	5.9	YES	4.7	10.6
12-04(1)	5	39–565	1.0	2.57	NO	76.2	NO	0.1	YES	8.3	8.4
14-02(1)	5	140–580	1.3	0.23	YES	99.5	YES	8.5	YES	0.7	9.2
14-03(1)	5	140–581	1.6	0.22	YES	99.5	YES	8.5	YES	0.7	9.2
14-04(1)	5	370–567	2.3	0.22	YES	99.5	YES	11.1	YES	2.6	13.7
14-06(1)	5	370–580	2.6	0.17	YES	99.7	YES	12.6	YES	0.6	13.2
14-10(1)	5	170–580	1.8	0.13	YES	99.8	YES	9.0	YES	0.5	9.5
19-06(1)	5	430–561	3.2	0.30	YES	99.1	YES	15.8	YES	0.9	16.7
21-02(1)	5	340–569	0.9	1.29	YES	93.7	YES	10.2	YES	2.5	12.7
21-08(1)	5	190–578	0.7	1.26	YES	84.4	NO	4.7	YES	5.1	9.8
25-01(1)	5	250–563	1.9	0.67	YES	98.3	YES	9.1	YES	1.8	10.9
25-03(1)	5	370–559	0.8	1.00	YES	96.2	YES	9.5	YES	4.4	14.0
25-12(1)	5	470–565	1.9	1.05	YES	95.8	YES	12.2	YES	7.5	19.6
28-01(2)	5	300–575	4.5	2.14	NO	82.1	NO	9.0	YES	2.6	11.6
28-02(1)	20	390–574	2.4	1.08	YES	88.5	YES	10.4	YES	3.7	14.1
28-03(1)	5	300–530	1.3	1.19	YES	85.1	YES	9.0	YES	3.6	12.7
28-04(2)	5	370–575	3.0	2.25	NO	79.7	NO	6.7	YES	6.7	13.4
28-05(1)	5	400–571	1.6	1.21	YES	85.1	YES	9.9	YES	4.8	14.7
28-07(1)	5	400–615	1.7	0.78	YES	97.3	YES	7.3	YES	5.8	13.1
29-02(2)	5	450–575	1.1	1.05	YES	89.1	YES	8.4	YES	8.7	17.1
29-05(2)	5	350–540	0.5	2.39	NO	78.0	NO	9.3	YES	4.6	13.9
30-01(1)	5	170–567	4.6	0.25	YES	99.3	YES	8.4	YES	1.3	9.6
30-02(1)	5	200–580	3.1	0.25	YES	99.3	YES	8.3	YES	1.6	9.9
30-03(1)	5	450–560	4.5	0.41	YES	98.2	YES	16.4	YES	1.9	18.3
30-04(1)	5	400–578	2.6	0.65	YES	98.4	YES	12.5	YES	1.9	14.4

Таблица 3. Окончание

Образец	$B_{\text{лаб}}$	T_1-T_2	$B_{\text{др}}^*$	RS		R^2		KS		D	D_n
	мкТл	°С	мкТл	%	Evaltn.	%	Evaltn.	$\times 10^{-2}$	Evaltn.	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$
30-05(1)	5	380–580	4.3	0.40	YES	98.4	YES	11.1	YES	2.5	13.6
30-06(1)	5	170–580	2.7	0.21	YES	99.6	YES	8.9	YES	0.6	9.5
30-08(1)	5	450–577	1.8	0.50	YES	97.5	YES	14.5	YES	2.5	17.0
30-10(1)	5	150–563	6.2	0.33	YES	99.6	YES	8.7	YES	0.7	9.5
30-11(1)	5	460–580	5.8	0.42	YES	98.2	YES	15.8	YES	1.7	17.5
31-01(1)	5	400–566	2.3	0.60	YES	96.3	YES	10.9	YES	4.0	14.9
31-02(1)	5	38–563	3.2	0.32	YES	99.6	YES	7.5	YES	0.9	8.4
31-04(1)	5	415–569	1.4	0.70	YES	98.1	YES	12.9	YES	2.6	15.5
31-06(2)	5	380–580	2.3	0.33	YES	98.9	YES	11.9	YES	1.7	13.6
31-06(3)	5	150–575	1.5	0.36	YES	98.7	YES	7.8	YES	1.5	9.3
31-09(1)	5	230–558	4.0	0.60	YES	98.4	YES	8.2	YES	2.4	10.6
31-10	5	400–580	3.4	0.25	YES	99.3	YES	13.2	YES	1.1	14.3
31-11(1)	5	300–568	1.9	0.32	YES	99.6	YES	11.3	YES	0.4	11.7
31-12(1)	5	260–564	1.2	0.69	YES	98.1	YES	8.8	YES	2.3	11.0
31-13(1)	5	350–569	2.0	0.60	YES	98.6	YES	11.7	YES	1.3	13.0
31-14(1)	5	370–568	3.0	0.46	YES	97.8	YES	11.8	YES	1.8	13.6
31-15(1)	5	100–638	2.3	0.70	YES	97.7	YES	5.0	YES	3.3	8.3
34-01(2)	5	170–575	2.8	0.48	YES	99.1	YES	8.7	YES	0.8	9.6
34-02(1)	5	300–575	4.0	0.53	YES	98.9	YES	9.6	YES	2.0	11.6
34-04(1)	5	430–573	2.2	0.58	YES	98.7	YES	11.8	YES	4.2	16.0
34-07(1)	5	330–575	3.1	0.43	YES	98.2	YES	10.7	YES	1.6	12.3
34-09(1)	5	380–573	2.4	0.84	YES	97.1	YES	9.1	YES	4.7	13.8
40-02(1)	5	400–575	1.1	2.71	NO	72.7	NO	4.7	YES	9.8	14.5
40-08(1)	5	450–575	1.5	0.80	YES	93.6	YES	12.4	YES	4.7	17.1
40-09(1)	5	45–580	1.5	0.33	YES	98.9	YES	7.2	YES	1.1	8.3
40-10(1)	5	280–575	1.3	1.37	YES	92.3	YES	7.5	YES	3.7	11.2

Примечания: $B_{\text{лаб}}$ – лабораторное магнитное поле для создания TRM. T_1-T_2 – температурный интервал, в котором сравниваются термокривые NRM(T) и TRM(T) для определения $B_{\text{др}}$, и делается расчет статистических параметров (критериев) RS ; R^2 и KS . Evaltn. – “evaluation”, оценка прохождения порогового значения соответствующего критерия; RS – относительная стандартная ошибка определения коэффициента наклона линейной зависимости NRM(T) и TRM(T); R^2 – коэффициент детерминации для линейной зависимости NRM(T) и TRM(T); KS – критерий Колмогорова–Смирнова, равный разнице D_n-D , где D – максимальная разница (супремум) между кумулятивными распределениями NRM(T) и TRM(T), D_n – критическое значение D для имеющегося количества значений (точек) в данных NRM(T) и TRM(T). Пороговые значения критериев: $RS < 1.5\%$, $R^2 > 85\%$ и $KS > 0$.

но согласиться, поскольку, как известно [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], выполнение процедуры Телье на образцах с МД носителями, действительно, приводит к завышению интенсивности палеополя, если его определение происходит в низкотемпературной области диаграммы Арай–Нагаты.

Из этого следует, что наши новые результаты, в сочетании с уже опубликованными данными [Mascouin et al., 2003; 2006], поддерживают выводы авторов статьи [Smirnov et al., 2016] об отсутствии значительного повышения поля в интервале (1.1–1.4) млрд лет. Соответственно, это не согласуется с гипотезой [Biggin et al., 2015] о

Таблица 4. Средние по сайтам значения палеонаклонений (см. табл. 1), палеонапряженностей (методы Телье и Вилсона) и рассчитанных VDM

Сайт	Определение палеонаправлений			Определение палеонапряженности – метод Телье						Определение $B_{др}$ – метод Вилсона			
	N_{dir}/n_{dir}	$D_{др}, ^\circ$	$I_{др}, ^\circ$	N_{Th}/n_{Th}	$B_{др},$ мкТл	SE($B_{др}$)		SD($B_{др}$)		VDM, $\times 10^{21}$ Ам ²	N_{Wl}/n_{Wl}	$B_{др}^*,$ мкТл	VDM, $\times 10^{21}$ Ам ²
						мкТл	%	мкТл	%				
07	8/10	154.5	8.7	2/3	1.2	0.1	9	0.20	17	3.1	1/1	1.2	3.1
08	7/07	165.6	24.6	3/3	2.6	0.4	15	0.68	26	6.4	2/2	2.5	5.9
09	7/12	356.9	29.1	7/9	4.1	0.3	7	0.83	20	9.6	6/6	2.8	6.5
11	7/10	347.7	18.9	3/4	3.0	0.7	23	1.40	47	7.4	2/2	2.2	5.5
14	8/10	150.5	6.3	3/3	3.1	0.3	9	0.48	16	10.3	5/5	1.9	4.9
19	8/10	165.5	-11.2	3/4	2.0	0.5	23	0.79	40	5.1	1/1	1.9	4.8
28	10/10	358.8	11.8	6/7	2.2	0.3	12	0.70	31	5.7	6/6	2.4	6.1
30	12/12	169.6	15.0	9/9	7.8	0.5	6	1.37	17	20.0	9/9	4.0	10.0
31	15/15	359.7	37.2	15/12	2.9	0.2	7	0.76	26	6.5	11/12	2.4	5.2
34	9/10	143.6	18.3	5/5	4.2	0.4	10	0.94	23	10.3	5/5	2.9	7.2
40	9/10	142.0	6.2	5/5	3.4	0.5	14	1.05	31	8.7	4/4	1.3	3.4

Примечания: SE($B_{др}$) – стандартная ошибка определения $B_{др}$; SD($B_{др}$) – стандартное отклонение определения $B_{др}$; N/n – число использованных/изученных (включая дубли) образцов.

повышенной интенсивности поля в это время и свидетельствует против их гипотезы о формировании внутреннего ядра в мезопротерозое. Против этой гипотезы говорят также результаты работ последних лет [Shcherbakova et al., 2017a; 2020; 2021; Hawkins et al., 2019; Bono et al., 2019], где были обнаружены данные об ультранизкой интенсивности геомагнитного поля в эдиакарии и девоне, составляющей здесь всего 1–10 мкТл, что в среднем на порядок величины меньше его современной дипольной составляющей.

В заключение для анализа обратимся к общей картине поведения поля в докембрии и палеозое, исходя из данных, приведенных на рис. 8, но за вычетом результатов работ [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993] (на рисунке они заключены в овал). Для выявления генерализованной тенденции изменения палеонапряженности в эту эпоху мы построили кривую скользящего среднего по 7 точкам изменения VDM (сплошная линия). В целом, эта кривая указывает на чередование длительных периодов низкой и высокой напряженности палеополя, что говорит о вариабельности режимов работы геомагнитного динамо. В этом, разумеется, нет ничего удивительного, поскольку за такой громадный срок режим работы геомагнитного поля мог многократно изменяться, к тому же не надо отбрасывать и роль вековых вариаций. Однако вместе с чередованием длительных периодов низкой и высокой напряженности палеополя на рис. 8 ясно видна тенденция к постепенному ослаблению интенсивности геомагнитного поля

от архея до неопротерозоя, что проиллюстрировано пунктирной кривой, представляющей собой линейную аппроксимацию зависимости величины VDM от времени на интервале 3500–500 млн лет, коэффициент корреляции этой аппроксимации составляет 0.22 при уровне доверия 0.98.

Таким образом, отмеченные особенности поведения палеонапряженности геомагнитного поля в протерозое дают серьезные аргументы в пользу гипотезы о позднем зарождении твердого земного ядра, не ранее эдиакария, где недавно были обнаружены ультранизкие величины палеонапряженности [Bono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020]. Отметим, что эта гипотеза согласуется также с теоретическими выводами работы [Driscoll, 2016], где по результатам численного моделирования уравнений геодинамо было показано, что очень низкая напряженность поля в сочетании с нестабильным его поведением может соответствовать моде слабого дипольного поля, предвещающей зарождение твердого ядра.

В пользу гипотезы о позднем зарождении твердого земного ядра говорят также экспериментальные данные о существовании периодов низкой палеонапряженности и нестабильного направления геомагнитного поля в девоне [Shcherbakova et al., 2017a; 2021; Hawkins et al., 2019], что дает основание предполагать, что процесс образования твердого ядра мог растянуться на нижний и средний палеозой.

К сожалению, для того, чтобы от гипотез перейти к более определенным заключениям об

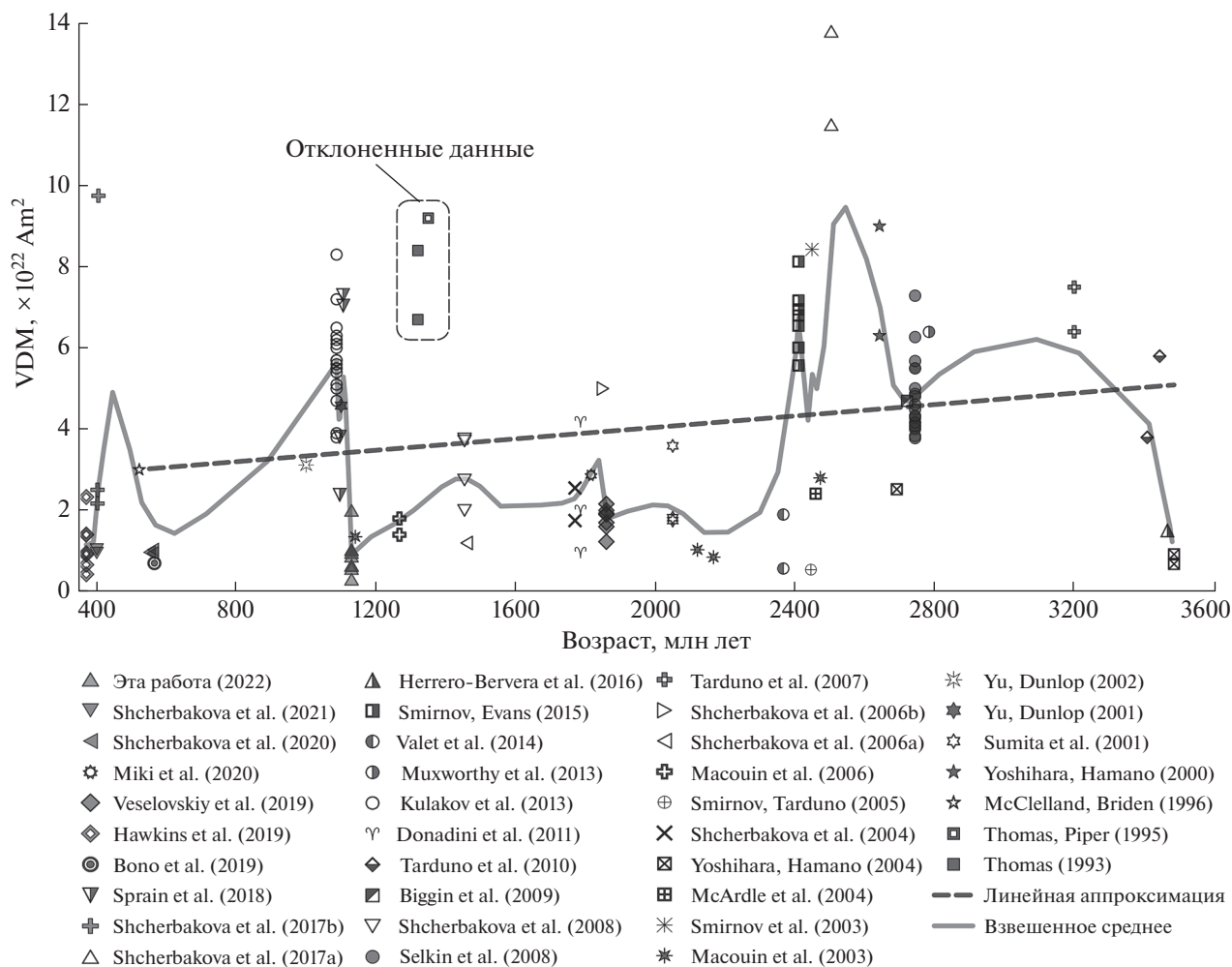


Рис. 8. Значения VDM согласно МБД для интервала (3600–400) млн лет. Полученные в статье новые определения VDM показаны треугольниками вершиной вверх. Сплошной линией показана кривая скользящего среднего (по 7 точкам) изменения VDM с возрастом. Пунктирная линия представляет линейную аппроксимацию поведения VDM от времени.

эволюции геомагнитного поля в докембрии и палеозое и сделать более определенные умозаключения о времени зарождения твердого ядра, нам остро не хватает надежных данных о палеонапряженности в этот период. Как видно на рис. 8, особенно существенным является слабое присутствие (или полное отсутствие) таких сведений в неопротерозое и раннем палеозое, поскольку именно временной интервал (400–1000) млн лет оказывается наиболее критическим для суждения о времени возникновения твердого ядра Земли.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На коллекции габбро-долеритов, отобранных из мезопротерозойских (1133 млн. лет) даек оазиса Бангера (Восточная Антарктида), двумя методами (Телье–Коэ и Вилсона) получены но-

вые, отвечающие современным критериям надежности, низкие/крайне низкие определения палеонапряженности геомагнитного поля $B_{др}$, соответствующие значению $VDM \approx (3–8) \times 10^{21} \text{Am}^2$.

2. По результатам статистического анализа данных VDM, представленных на сегодняшний день в МБД для интервала 500–3600 млн. лет, показано, что наблюдается тенденция к существенному ослаблению напряженности геомагнитного поля от архея до неопротерозоя, что говорит в пользу гипотезы о возникновении твердого ядра Земли не ранее позднего неопротерозоя – раннего фанерозоя.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 22-27-00505.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем искреннюю благодарность вед. н. с. ГО “Борок” ИФЗ РАН Цельмовичу В.А. за помощь в проведении микроскопических наблюдений, а также рецензентам, в частности Павлову В.Э., за их ценные замечания к статье. В.Ю. Водовозов выражает большую благодарность за неоценимую помощь при полевых работах коллективу Полярной морской геологоразведочной экспедиции (г. Ломоносов, Россия) во главе с Д.М. Воробьевым, С.Р. Борзенковым и М.С. Егоровым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А., Бадмацыренов М.В., Канакин С.В.* Титано-магнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. № 1. С. 57–67.
- Большаков А.С., Щербакова В.В.* Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- Водовозов В.Ю., Лейченко Г.Л., Егоров М.С., Гонжуров Н.А., Михальский Е.В.* Палеомагнетизм мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера (Восточная Антарктида): ключевое палеомагнитное определение и тектонические следствия // Геотектоника. 2021. № 2. С. 24–40.
- Грибов С.К., Щербаков В.П., Цельмович В.А., Афиногенова Н.А.* Свойства термохимической остаточной намагниченности, полученной на базальтовых образцах, содержащих титаномагнетиты с повышенной термостабильностью // Физика Земли. 2022. № 6. С. 00–00.
- Егоров М.С. и др.* Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 64 РАЭ, континентальные работы. АО “ПМГРЭ”, Ломоносов. 2020. 204 с. (ф.).
- Жидков Г.В.* Учет поправки на подмагничивающее поле в печи при измерении намагниченности во время определения палеонапряженности методом Телье–Коу и термочистки. Материалы 12-ой международной школы-конференции “Проблемы геокосмоса”, Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября. 2018. С. 89–95.
- МБД. Мировая база данных по палеонапряженности. Интернет-сайт Геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН. 2019. URL: <http://www.wbrk.adm.yar.ru/pal-mag/index.html> (База регулярно обновляется).
- Симаненко Л.Ф., Шарова О.И., Щека С.А.* Новые данные о структурах распада титаномагнетита из пироксенитов Кокшаровского массива (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 93–105.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ. 2005. 560 с.
- Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю.* Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в девоне по породам Южного Урала // Физика Земли. 2021. № 6. <https://doi.org/10.31857/s0002333721060077>
- Щербакова В.В., Лубнина Н.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Цельмович В.А.* Определение палеонапряженности на неогарейских дайках Волдозерского террейна Карельского кратона // Физика Земли. 2017. № 5. С. 101–120. <https://doi.org/10.7868/s0002333717050118>
- Biggin A.J., Paterson G.A.* A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time // Front. Earth Sci. 2014. V. 2. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00024>
- Biggin A.J., Piiisa E.J., Pesonen L.J., Holme R., Paterson G.A., Veikkolainen T., Tauxe L.* Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // Nature. 2015. V. 526. № 7572. P. 245–248. <https://doi.org/10.1038/nature15523>
- Biggin A.J., Strik G.H.M.A., Langereis C.G.* The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaeon: New measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database // Earth Planets Space. 2009. V. 61. № 1. P. 9–22. <https://doi.org/10.1186/BF03352881>
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D.* Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nat. Geosci. 2019. V. 12. № 2. P. 143–147. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>
- Buffett B.A., Huppert H.E., Lister J.R., Woods A.W.* Analytical model for solidification of the Earth’s core // Nature. 1992. V. 356. P. 329–331. <https://doi.org/10.1038/356329a0>
- Davies C.J.* Cooling history of Earth’s core with high thermal conductivity // Phys. Earth Planet. Inter. 2015. V. 247. P. 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.007>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. № 4. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Donadini F., Elming S.Å., Tauxe L., Hålenius U.* Paleointensity determination on a 1.786Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 309. № 3–4. P. 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.005>
- Driscoll P., Bercovici D.* On the thermal and magnetic histories of Earth and Venus: Influences of melting, radioactivity, and conductivity // Phys. Earth Planet. Inter. 2014. V. 236. P. 36–51. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.08.004>
- Driscoll P.E.* Simulating 2 Ga of geodynamo history // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687. <https://doi.org/10.1002/2016GL068858>
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A.* Measuring the Curie temperature // Geochem. Geophys. Geosystems. 2013. V. 14. № 4. P. 947–961. <https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Frost D.A., Lasbleis M., Chandler B., Romanowicz B.* Dynamic history of the inner core constrained by seismic anisotropy // Nat. Geosci. 2021. V. 14. № 7. P. 531–535. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00761-w>
- Grikurov G.E., Leitchenkov G.L.* Tectonics of the Antarctic // Géologues. 2019. V. 201. P. 1–6.
- Gose W.A., Helper M.A., Connelly J.N., Hutson F., Dalziel I.W.D.* Paleomagnetic data and U–Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate

- reconstructions // *Geophys. Res., Ser. B: Solid Earth*. 1997. V. 102. P. 7887–7902.
- Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Kravchinsky V.A., Shatsillo A.V., Pavlov V.E.* An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 134–145.
<https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2018.10.035>
- Herrero-Bervera E., Krasa D., Van Kranendonk M.J.* A whole rock absolute paleointensity determination of dacites from the Duffer Formation (ca. 3.467 Ga) of the Pilbara Craton, Australia: An impossible task? // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 258. P. 51–62.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.07.001>
- Jones D.L., Bates M.P., Li Z.X., Corner B., Hodgkinson G.* Palaeomagnetic results from the ca. 1130 Ma Borgmassivet intrusions in the Ahlmannryggen region of Dronning Maud Land, Antarctica, and tectonic implications // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 247–260.
- Kulakov E.V., Smirnov A.V., Diehl J.F.* Absolute geomagnetic paleointensity as recorded by ~1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan) // *Stud. Geophys. Geod.* 2013. V. 57. № 4. P. 565–584.
<https://doi.org/10.1007/s11200-013-0606-3>
- Labrosse S., Macouin M.* The inner core and the geodynamo // *Comptes Rendus Geosci.* 2003. V. 335. № 1. P. 37–50.
[https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00013-0)
- Labrosse S.* Thermal evolution of the core with a high thermal conductivity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2015. V. 247. P. 36–55.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.02.002>
- Macouin M., Valet J.P., Besse J., Buchan K., Ernst R., LeGoff M., Scharer U.* Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 213. № 1–2. P. 79–95.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00243-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00243-7)
- Macouin M., Valet J.P., Besse J., Ernst R.E.* Absolute paleointensity at 1.27 Ga from the Mackenzie dyke swarm (Canada) // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2006. V. 7. № 1. P. Q01H21–Q01H21.
<https://doi.org/10.1029/2005GC000960>
- McArdle N.J., Halls H.C., Shaw J.* Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier paleointensities for Canadian Precambrian dykes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 147. № 2–3 SPEC.ISS. P. 247–254.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.03.015>
- McClelland E., Briden J.C.* An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013.
<https://doi.org/10.1029/96JB02113>
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. № 1–2. P. 161–172.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90072-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90072-6)
- Miki M., Seki H., Yamamoto Y., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Otofujii Y.* Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of a Proterozoic dolerite dyke from southern West Greenland // *J. Geodyn.* 2020. V. 139. P. 101752.
- Muxworthy A.R., Evans M.E., Scourfield S.J., King J.G.* Paleointensity results from the late-Archaean Modipe Gabbro of Botswana // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. № 7. P. 2198–2205.
<https://doi.org/10.1002/ggge.20142>
- Perrin M., Shcherbakov V.* Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low. // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1997. V. 49. № 4. P. 601–614.
<https://doi.org/10.5636/jgg.49.601>
- Riisager P., Riisager J.* Detecting multidomain magnetic grains in Thellier paleointensity experiments // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 125. № 1–4. P. 111–117.
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00236-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00236-9)
- Selkin P.A., Gee J.S., Meurer W.P., Hemming S.R.* Paleointensity record from the 2.7 Ga Stillwater Complex, Montana // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2008. V. 9. № 12. P. Q12023–Q12023.
<https://doi.org/10.1029/2008GC001950>
- Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V.* On the suitability of the Thellier method of paleointensity determinations on pseudo-single-domain and multidomain grains // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. № 1. P. 20–30.
<https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01421.x>
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J.* Ultra-low paleointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophys. J. Int.* 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>
- Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V.* Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Paleointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophys. J. Int.* 2017a. V. 209. № 2. P. 1265–1286.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx085>
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Mertanen S., Zhidkov G.V., Vasilieva T.I., Tsel'movich V.A.* Paleointensity and palaeodirectional studies of early Rhiphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 175. № 2. P. 433–448.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x>
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Tsel'movich V.A.* Paleointensity determination on Neoproterozoic dikes within the Vodlozerskii terrane of the Karelian craton // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2017b. V. 53. № 5. P. 714–732.
<https://doi.org/10.1134/s1069351317050111>
- Shcherbakova V.V., Pavlov V.E., Shcherbakov V.P., Neronov I., Zemtsov V.A.* Paleomagnetic studies and estimation of geomagnetic paleointensity at the early/middle Riphean boundary in rocks of the Salmi Formation (North Ladoga area) // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2006a. V. 42. № 3. P. 233–243.
<https://doi.org/10.1134/S1069351306030062>
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Didenko A.N., Vinogradov Yu.K.* Determination of the paleointensity in the early proterozoic from granitoids of the Shumikhinskii complex of the Siberian craton // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2006b. V. 42. № 6. P. 521–529.
<https://doi.org/10.1134/s1069351306060097>

- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F.* Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. <https://doi.org/10.1029/1999JB900235>
- Shcherbakova V.V., Zhidkov G.A., Pavlov V.E., Zemtsov V.A.* The paleointensity determinations on Early Proterozoic rocks of South Karelia. Palaeomagnetism and rock magnetism; the theory, practice, experiment. Kazan, Russia: Kazan State University, 2004. P. 61–66.
- Shcherbakova V., Zhidkov G., Shcherbakov V., Golovanova I., Danukalov K., Salmanova R. Y.* Ultra-low geomagnetic field intensity in the Devonian obtained from the Southern Ural rock studies // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2021. V. 57. № 6. P. 900–912.
- Sheraton J.W., Black L.P., McCulloch M.T., Oliver R.L.* Age and origin of a compositionally varied mafic dyke swarm in the Bunge Hills, East Antarctica // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. № 3–4. P. 215–246.
- Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bunge Hills-Denman Glacier region, East Antarctica. Australian Geol. Surv. Organisation. 1995. BMR Bull. V. 244.
- Smirnov A.V., Evans D.A. D.* Geomagnetic paleointensity at ~2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 416. P. 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.012>
- Smirnov A.V., Tarduno J.A., Kulakov E.V., McEnroe S.A., Bono R.K.* Palaeointensity, core thermal conductivity and the unknown age of the inner core // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. № 2. P. 1190–1195. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw080>
- Smirnov A.V., Tarduno J.A., Pisakin B.N.* Paleointensity of the early geodynamo (2.45 Ga) as recorded in Karelia: A single-crystal approach // *Geology*. 2003. V. 31. № 5. P. 415–418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0415:POTEGG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0415:POTEGG>2.0.CO;2)
- Smirnov A.V., Tarduno J.A.* Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2005. V. 110. № 6. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004JB003445>
- Sprain C.J., Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Gastra K.* A field like today's? The strength of the geomagnetic field 1.1 billion years ago // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 213. № 3. P. 1969–1983. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy074>
- Stark J.C., Wang X.-C., Li Z.-X., Rasmussen B., Sheppard S., Zi J.-W., Clark C., Hand M., Li W.-X.* In situ U-Pb geochronology and geochemistry of a 1.13 Ga mafic dyke suite at Bunge Hills, East Antarctica: The end of the Albany-Fraser Orogeny // *Precambrian Res.* 2018. V. 310. P. 76–92.
- Stevenson D.J., Spohn T., Schubert G.* Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // *Icarus*. 1983. V. 54. № 3. P. 466–489. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(83\)90241-5](https://doi.org/10.1016/0019-1035(83)90241-5)
- Sumita I., Hatakeyama T., Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 128. № 1–4. P. 223–241. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00288-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00288-6)
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., 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. <https://doi.org/10.1126/science.1057519>
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., 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–RG1002. <https://doi.org/10.1029/2005RG000189>
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Bauch D.* Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals // *Nature*. 2007. V. 446. № 7136. P. 657–660. <https://doi.org/10.1038/nature05667>
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Hofmann A., Doubrovine P.V., Mamajek E.E., Liu D., Sibeck D.G., Neukirch L.P., Usui Y.* Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago // *Science*. 2010. V. 327. № 5970. P. 1238–1240. <https://doi.org/10.1126/science.1183445>
- Thomas D.N., Piper J.D.A.* Evidence for the existence of a transitional geomagnetic field recorded in a Proterozoic lava succession // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. № 1. P. 266–282. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03553.x>
- Thomas N.* An integrated rock magnetic approach to the selection or rejection of ancient basalt samples for palaeointensity experiments // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. V. 75. № 4. P. 329–342. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90008-W](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90008-W)
- Tucker N.M., Payne J.L., Clark C., Hand M., Taylor R.J., Kylander-Clark A.R., Martin L.* Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunge Hills, east Antarctica // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 16–38.
- Valet J.-P., Besse J., Kumar A., Vadhakke-Chanat S., Philippe E.* The intensity of the geomagnetic field from 2.4 Ga old Indian dykes // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2014. V. 15. № 6. P. 2426–2437. <https://doi.org/10.1002/2014gc005296>
- Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Salnikova E.B., Larionova Y.O., Travin A.V., Arzamastsev A.A., Egorova S.V., Erofeeva K.G., Stifeeva M.V., Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Zakharov V.S.* 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // *Precambrian Res.* 2019. V. 324. P. 126–145. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017>
- Yoshihara A., Hamano Y.* Intensity of the Earth's magnetic field in late Archean obtained from diabase dikes of the Slave Province, Canada // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 117. № 1–4. P. 295–307. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00103-X)
- Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komatiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa and Zimbabwe // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. № 1–2. P. 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.003>

Yu Y., Dunlop D.J. Multivectorial paleointensity determination from the Cordova Gabbro, southern Ontario // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 203. № 3–4. P. 983–998.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00900-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00900-7)

Yu Y., Dunlop D.J. Paleointensity determination on the Late Precambrian Tudor Gabbro, Ontario // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2001. V. 106. № B11. P. 26331–26343.
<https://doi.org/10.1029/2001jb000213>

Ultra-Low Geomagnetic Field Intensity in the Mesoproterozoic Based on the Dike Complex Rocks of the Bunger Oasis (1133 Ma, East Antarctica)

V. V. Shcherbakova^{a, *}, V. Yu. Vodovozov^{b, c}, G. V. Zhidkov^a,
 N. A. Afinogenova^a, N. V. Sal'naya^c, and G. L. Leichenkov^{d, e}

^a*Borok Geophysical Observatory of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl Region, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia*

^c*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d*Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg, Russia*

^e*St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia*

**e-mail: valia@borok.yar.ru*

In order to determine the paleointensity of the geomagnetic field in the Precambrian, a collection of rocks from 83 samples of 19 sites selected from the Mesoproterozoic (1133 Ma) dikes of the Bunger Oasis (East Antarctica) was studied. The magnetic and thermomagnetic properties of rocks have been studied in details, the domain structure of magnetic grains, carriers of natural remanent magnetization, has been evaluated, and micromagnetic and X-ray studies have been carried out. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural remanent magnetization are single- and/or small pseudo-single-domain grains. Paleointensity was determined by the Thellier-Coe method with the *check-points* procedure and, in addition to it, the express Wilson method. For 11 sites, low to extremely low values of paleointensity B_{anc} were obtained, which meet modern reliability criteria, the main array of B_{anc} determinations by sites is grouped around (1.5–5) μT . The calculated values of the virtual dipole moment VDM vary from 3 to 8 ($\times 10^{21}$ Am²), which is an order of magnitude (and more) less than the current VDM value. Such low values of paleointensity do not agree with the hypothesis of an increased intensity of the geomagnetic field in the Middle Proterozoic and testify against the hypothesis of the formation of the Earth's inner core in the time interval from 1.5 to 1 Ga ago. An analysis of the VDM values presented in 2022 in the world database over the interval of 3600–500 Ma showed that the behavior of the geomagnetic field in the Precambrian is characterized by the alternation of long periods of low and high intensity with a tendency to its gradual weakening from the Archean to the Neoproterozoic. A linear approximation of such a dependence of the VDM value on time has a correlation coefficient of 0.22 at a confidence level of 0.98. The noted features of the behavior of the intensity of the geomagnetic field in the Proterozoic and Paleozoic testify in favor of the hypothesis of the origin of the Earth's solid core not earlier than the Late Neoproterozoic.

Keywords: low paleointensity, Precambrian, origin of the Earth's solid core, Thellier method, data reliability, Bunger Oasis, Antarctica