

УЛЬТРАНИЗКАЯ НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЗОПРОТЕРОЗОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ УДЖИНСКОГО АВЛАКОГЕНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ВОЗРАСТОМ 1380 МЛН ЛЕТ

© 2023 г. В. В. Щербакова^{1, *}, А. М. Пасенко², Г. В. Жидков¹,
В. П. Щербаков¹, Н. А. Афиногенова¹

¹Геофизическая обсерватория “Борок” Института физика Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
Ярославская область, пос. Борок, Россия

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 04.04.2023 г.

После доработки 28.04.2023 г.

Принята к публикации 02.05.2023 г.

Оценка времени образования твердого внутреннего ядра Земли является проблемой первого порядка в разработке модели тепловой эволюции Земли как планеты, и в ее решении могут помочь, в частности, определения напряженности древнего геомагнитного поля $B_{др}$. С этой целью нами изучена коллекция пород возрастом ~1380 млн лет, отобранных в долине р. Удья на территории Удзинского авлакогена из силла долеритов в районе р. Хапчаньр. Силла представляет собой интрузивное тело мощностью 5–7 м, внедрившуюся в алевриты и карбонаты удзинской свиты. С целью получения достоверных определений палеонапряженности $B_{др}$ изучены магнитные и термоманнитные свойства исследуемых пород, проведены их рентгеноструктурные и микромагнитные исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности являются одно- и малые псевдооднородные зерна магнетита. Для определения $B_{др}$ использовались два метода — процедура Телье–Коэ с выполнением повторных нагревов до более низких температур (процедура $pTRM$ -check) и экспресс-метод Вилсона. Определения палеонапряженности, которые удовлетворяют критериям качества, получены на 9 образцах (30 дублях). Среднее значение $B_{др}$ крайне низкое и составляет 4.54 ± 0.49 мкТл; соответствующее рассчитанное значение виртуального дипольного момента VDM равно $(11.1 \pm 1.2) \times 10^{21}$ Ам², что почти на порядок ниже средней величины VDM в современную эпоху ($\approx 80 \times 10^{21}$ Ам²) и более чем в шесть раз ниже средней величины VDM в кайнозой (6.44×10^{22} Ам²). Проведен анализ VDM в интервале 350–3500 млн лет, представленных в мировой базе данных МВД. Показано, что прослеживается чередование периодов низкой и высокой палеонапряженности в докембрии и палеозое, что свидетельствует о большой вариабельности режимов работы геомагнитного динамо независимо от существования или отсутствия твердого ядра Земли. Важно отметить, что количество достоверных значений VDM на столь протяженном временном интервале (350–3500 млн лет) слишком мало для проведения полного статистического анализа, чтобы на его основе выделять какой-либо интервал времени как наиболее вероятный для образования внутреннего ядра.

Ключевые слова: низкая палеонапряженность, докембрий, зарождение твердого ядра Земли, метод Телье, метод Вилсона, достоверность данных, Удзинский авлакоген, Сибирская платформа.

DOI: 10.31857/S0002333723050101, **EDN:** VZZBJF

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийский этап развития занимает ~85% временной шкалы геологической истории Земли и включает в себя такие важные стадии ее формирования как образование сначала жидкого и затем твердого ядра, начало функционирования механизма геодинамо и возникновение магнитного поля. Согласно современным представлениям о ранней истории Земли как планеты, магнит-

ное геодинамо и, соответственно, геомагнитное поле появились на самых ранних стадиях образования Земли, когда сформировалось ее жидкое ядро. В мировой базе данных по палеонапряженности [Мировая ..., 2022] самые ранние определения $B_{др}$ относятся к 4.2 млрд лет назад [Tarduno et al., 2015].

Одной из важнейших и дискуссионных проблем геомагнетизма является оценка времени

формирования твердого внутреннего ядра. Его кристаллизация связана с целым рядом физических и химических процессов, происходивших в мантии и жидком ядре, и в значительной мере со скоростью остывания молодой Земли. Процесс образования внутреннего ядра критически зависит от теплопроводности жидкого ядра и параметров, контролирующих конвекцию.

К сожалению, численные значения физических параметров, характеризующих вещество ядра (теплопроводность, скорость охлаждения и др.), полученные из экспериментов с созданием высоких термодинамических параметров, имеют недостаточную точность [Pozzo et al., 2012]. Поэтому в разных численных моделях эти параметры различаются на порядки величин, и, как следствие, оценки времени формирования твердого ядра в разных моделях растягиваются от 3.5 млрд лет до 345 млн лет [Gubbins et al., 2004], от 1.8 до 0.8 млрд. лет [Aubert et al., 2009] и от 800 до 500 млн лет [Davies, 2015; Driscoll, 2016].

Главные характеристики геомагнитного поля, наблюдаемые экспериментально (его геометрия, напряженность, частота инверсий), очевидно, определяются процессами, происходящими внутри Земли. Соответственно, построение картины поведения этих параметров на геологических масштабах времени, основанное на экспериментальных данных, дает важную информацию о процессах внутри Земли. Согласно численным магнитогидродинамическим (МГД) моделям [Buffett et al., 1992; Glatzmaier, Roberts, 1997; Labrosse, Macouin, 2003; Aubert et al., 2009], процесс возникновения ядра связан со сменой теплового режима внутри Земли и переходом от тепловой конвекции к преимущественно композиционной, которая является более мощным источником генерации магнитного поля. Как следствие, процесс формирования твердого ядра должен сопровождаться резким изменением режима работы магнитного геомагнетона и, в частности, резким ростом напряженности магнитного поля. Отсюда вытекает, что достаточно полная последовательность достоверных экспериментальных определений величины древнего поля в докембрии может дать независимые свидетельства о фактическом времени возникновения внутреннего ядра.

Несмотря на исключительную важность обозначенной проблемы, древнейшее геомагнитное поле (в архее и протерозое) до настоящего времени изучено очень слабо. Современная база данных по палеонапряженности [Мировая ..., 2022] (на момент написания статьи последнее обновление было в декабре 2022 г.) включает в себя больше пяти тысяч определений, но плотность числа определений палеонапряженности ($B_{др}$) крайне неоднородна и быстро убывает при движении вглубь геологического времени. Если принять во

внимание минимальные требования к надежности данных $B_{др}$ [Perrin, Shcherbakov, 1997], то в кайнозой (возраст до 66 млн лет) имеется 3686 определений $B_{др}$, а в протерозое, на интервале почти в 2 млрд лет (2500–538.8 млн лет) – всего 392. Предельная малочисленность данных и большой разброс их численных значений не позволяют, опираясь на них, делать какие-либо выводы о динамике развития земного ядра в этот период или говорить о смене режима работы магнитного геомагнетона Земли на временном интервале архей–протерозой. Имея в виду, что для установления статистических характеристик в поведении напряженности палеополя нужно располагать намного большей плотностью данных, становится очевидной необходимость получения новых надежных определений $B_{др}$ в докембрии.

Здесь мы представляем результаты определения палеонапряженности на породах возрастом ~1380 млн лет, отобранных в долине р. Удза на территории Уджинского авлакогена.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект

Палеомагнитные исследования протерозойских пород на территории Сибирской платформы ведутся давно. В последние годы для протерозоя Сибири получен ряд важных палеомагнитных определений [Evans et al., 2016; Веселовский и др., 2009; Павлов и др., 2015] (и ссылки в этих работах), но число имеющихся надежных палеомагнитных полюсов остается все еще недостаточным для уверенного определения протерозойского сегмента сибирской ТКМП (траектории кажущейся миграции полюса).

В целях увеличения количества надежных палеомагнитных определений для протерозоя Сибирской платформы сотрудниками ИФЗ РАН в 2016 и 2020 гг. были проведены полевые работы в долине реки Удза (северная Якутия). В этом районе на дневную поверхность выходят породы докембрийского возраста, выполняющие собой структуру Уджинского авлакогена [Тектоника ..., 2001]. Протерозойская часть разреза представлена четырьмя свитами: терригенно-карбонатной улахан-курунгской, вулканогенно-осадочной унгуохтахской, терригенно-карбонатной хапчаньской, преимущественно терригенной уджинской. Магматические тела в данном районе представлены породами основного состава, слагающими силлы, дайки и лавовые потоки. В результате геохронологических и палеомагнитных работ было показано, что протерозойские магматические тела Уджинского авлакогена сформировались во время двух независимых этапов магматизма возрастом ~1380 и ~1500 млн лет [Malyshev et al., 2018; Пасенко, Малышев, 2020].

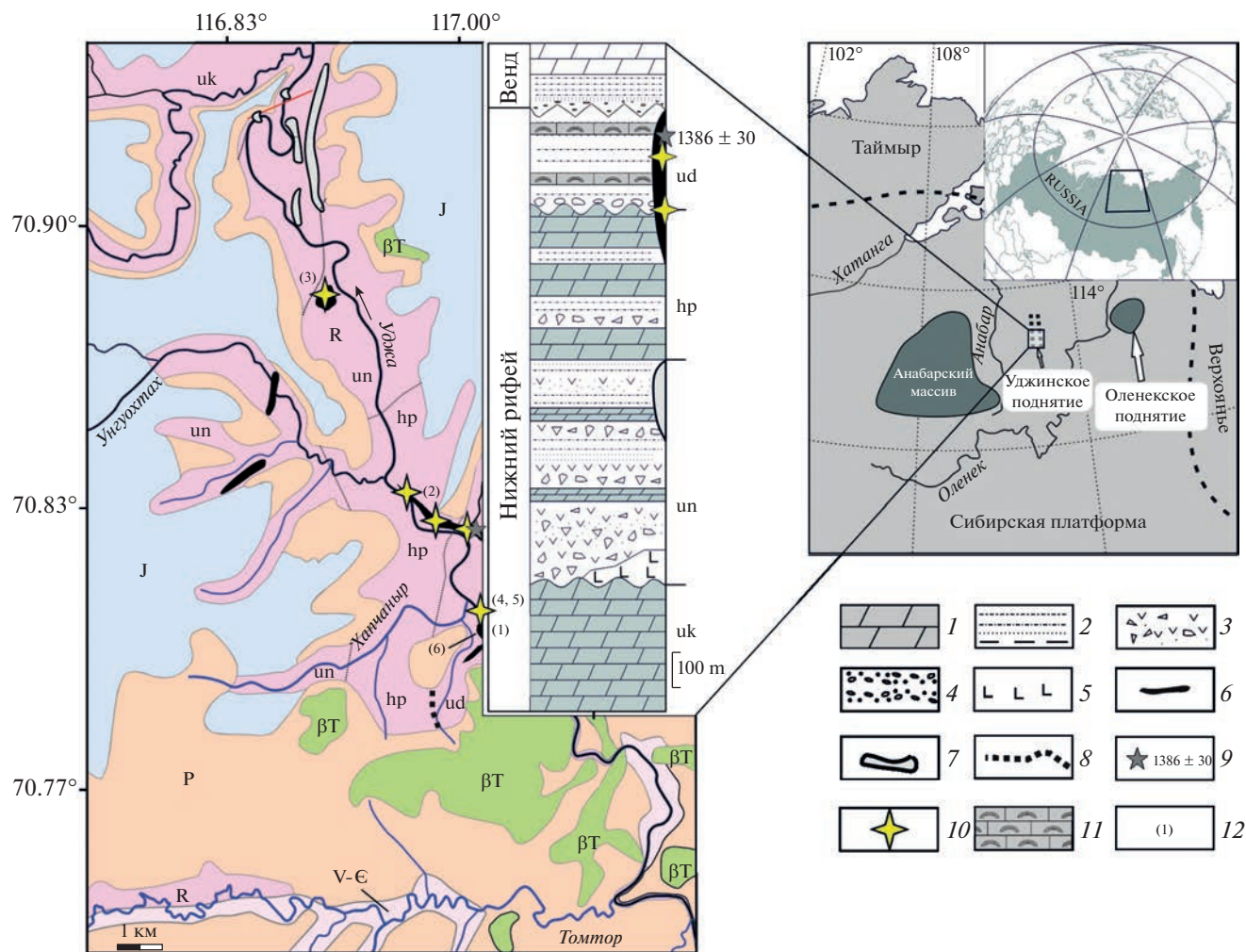


Рис. 1. Геологическая схема Уджинского палеоавлакогена. Свиты: uk — улахан-курунгская; un — унгуохтахская; hp — хапчаньская; ud — уджинская. Условные обозначения: 1 — известняки, доломиты; 2 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 3 — туфы, туфоконгломераты, туфобрекнии; 4 — конгломераты, гравелиты; 5 — пластовые тела основного состава; 6 — интрузивные тела с возрастом ~1380 млн лет; 7 — интрузивные тела с возрастом ~1500 млн лет; 8 — границы протерозойских свит Уджинского поднятия; 9 — возраст породы (млн лет); 10 — расположение палеомагнитных сайтов в плане и на стратиграфической колонке; 11 — строматолитовые красноцветные известняки; 12 — тела, опробованные в районе работ. Кодовые обозначения см. в табл. 1.

Для проведения палеомагнитных исследований были отобраны пять интрузивных магматических тел основного состава, на основании геологической и палеомагнитной корреляции и изотопных исследований, относимых нами к стадии магматизма ~1380 млн лет (рис. 1). Предварительные результаты палеомагнитного и изотопного изучения этих тел изложены в публикации [Malyshov et al., 2018], их подробное изложение и палеомагнитные данные в полном объеме представлены в диссертационной работе А. М. Пасенко [Пасенко, 2021].

На нескольких образцах коллекции были выполнены пробные предварительные эксперименты по определению палеонапряженности $B_{др}$, которые дали удовлетворительные результаты на

образцах силла долеритов из района устья ручья Хапчань. Для продолжения работы в этом направлении была отобрана небольшая коллекция перспективных образцов. Ниже мы приводим краткое изложение результатов палеомагнитных исследований.

Большая Уджинская дайка представляет собой крупное интрузивное тело, сложенное преимущественно габбро и габбро-долеритами. Дайка имеет северо-западное простирание и мощность около 100–120 м. Вмещающие породы представлены песчаниками уджинской и алевролитами хапчаньской свит. Всего из пород дайки было отобрано 52 ориентированных образца из четырех удаленных друг от друга обнажений. Для проведения теста контакта из вмещающих пород хап-

чанырской свиты на расстоянии 15 м от контакта было отобрано 15 образцов.

Возраст Большой Уджинской дайки оценивается как 1386 ± 30 млн лет (U-Pb, апатит) [Malyshev et al., 2018], что дополнительно подтверждается совпадением палеомагнитных направлений, выделенных в ней и в Чиэресской дайке восточного Анабара возрастом 1384 ± 2 млн лет (U-Pb, бадделит) [Ernst et al., 2000; Malyshev et al., 2018]. Обе интрузии располагаются на севере Сибирской платформы и, вероятно всего, связаны с магматическим событием 1350–1380 млн лет, которое широко проявлено на территории большинства древних кратонов, и, как предполагается в работах [Evans, Mitchell, 2011; El Bahat et al., 2013], связано с начальным этапом распада суперконтинента Нуна (Колумбия).

Силл долеритов в районе р. Хапчаныр представляет собой интрузивное тело мощностью 5–7 м, внедренное в алевролиты и карбонаты уджинской свиты. Из двух различных обнажений было отобрано 15 образцов силла и 45 образцов вмещающих пород для проведения теста контакта. Обнажение пород силла прослеживается на протяжении 10–15 метров непосредственно в русле и по бортам небольшого безымянного ручья (правого притока р. Уджа). Образцы для теста контакта отбирались из трех различных обнажений на расстоянии <2 м, ~20 и ~100 м от контакта с силлом.

Возраст данного интрузивного тела ~1380 млн лет нами подтверждается на основании совпадения полученных палеомагнитных направлений с направлениями, выделенными в надежно датированных породах Большой Уджинской дайки.

Шток долеритов на левом берегу р. Уджа 2.4 км ниже устья р. Унгуохтах представляет собой интрузивное тело мощностью ~5 м, залегающее субвертикально в породах унгуохтахской свиты. Контакты дайки с вмещающими породами не вскрыты, однако на том же гипсометрическом уровне в 100 метрах от обнажения пород штока были обнаружены коренные выходы известняков унгуохтахской свиты, что позволяет предположить наличие интрузивного контакта между ними. Из обнажения долеритов нами было отобрано 23 ориентированных образца. Возраст штока также обоснован совпадением палеомагнитных направлений, выделенных в нем, с направлениями пород силла р. Хапчаныр и Большой Уджинской Дайки.

МЕТОДИКА

В процессе полевых работ ориентированные образцы отбирались штучным методом при внимательном контроле степени влияния отбираемых пород на стрелку компаса. Из каждого отдельного обнажения магматических пород отбиралось 12–15

образцов. В дальнейшем из отобранных штучков выпиливались кубики с размером ребра 2 или 1 см для проведения лабораторных экспериментов.

Палео- и петромагнитные исследования коллекций выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Ступенчатая температурная чистка образцов (15–20 шагов до 700°C) проводилась в немагнитной печи MMTD80 (Великобритания) в немагнитной комнате с компенсацией внешнего магнитного поля до 200 раз. Остаточная намагниченность измерялась на криогенном (SQUID) магнитометре 2G Enterprises (США).

Обработка полученных результатов проводилась по стандартной методике [Kirschvink, 1980; Tauxe, 2010; Палеомагнитология, 1982] при помощи пакета программ Энкина [Enkin, 1994]. Параметры геомагнитного поля в районе работ определялись по модели IGRF-12 [Thébault et al., 2015].

Микроскопические исследования изучаемых образцов проводились в лабораториях ГО “Борок” и ЦКП ИФЗ РАН на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega II и Tescan Mira IV [Veselovskiy et al., 2022], соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Большая Уджинская дайка: у естественной остаточной намагниченности (*NRM*) образцов дайки выделяются две стабильные компоненты. Низко- среднетемпературная компонента разрушается при 380–450°C и обнаруживает хаотичное распределение направлений. Высокотемпературная характеристическая (*ChRM*) компонента уверенно выделяется на 21 образце при температурах 450–500°C и выше, полностью разрушается при 560–590°C. Полученные направления *ChRM* группируются в области северо-восточных склонов и умеренно-пологих отрицательных наклонений (рис. 2, образец № AP20-153).

Алевролиты хапчанырской свиты, отобранные из экзоконтактовой зоны дайки, демонстрируют палеомагнитный сигнал относительно невысокого качества, так что уверенно проинтерпретировать результаты теста контакта не представляется возможным. Однако на расстоянии 800 м от дайки обнажаются песчаники Уджинской свиты, для которых было выделено первичное направление намагниченности, существенно отличное от направления, записанного в породах Большой Уджинской дайки [Пасенко, Малышев, 2020].

В образцах долеритового штока записан палеомагнитный сигнал хорошего качества. Как правило, во всех образцах выделяется только одна стабильная высокотемпературная компонента намагниченности с максимальными деблокирующими температурами 520–580°C (рис. 36).

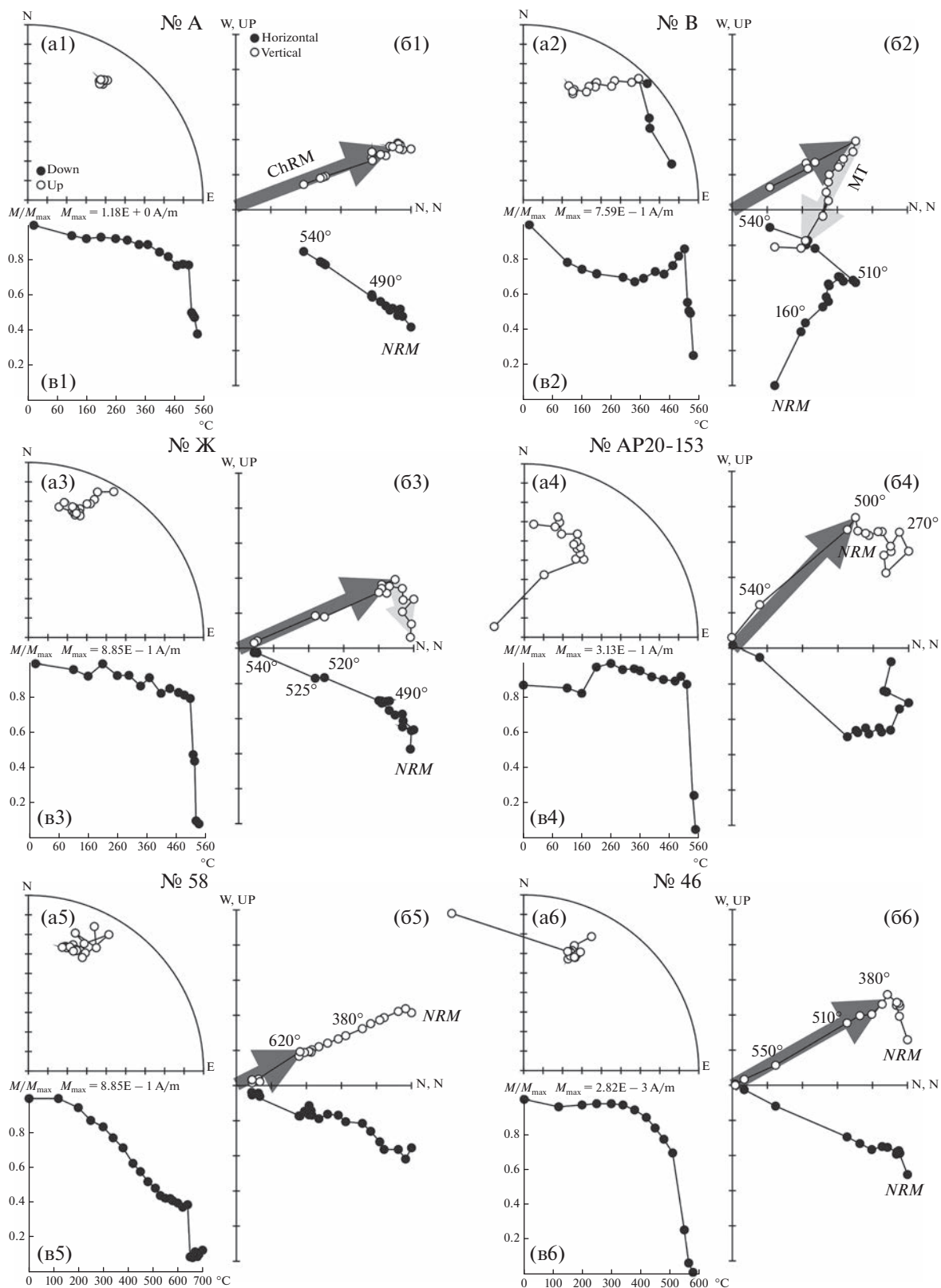


Рис. 2. Результаты ступенчатой температурной чистки образцов силла долеритов (№№ А, В, Ж), Большой Уджинской дайки (№ AP20-153) и вмещающих мраморизованных известняков уджинской свиты (46, 58); (a1–a6) – стереограммы направлений вектора *NRM*; (b1–b6) – диаграммы Зийдervельда; (v1–v6) – диаграммы размагничивания образцов.

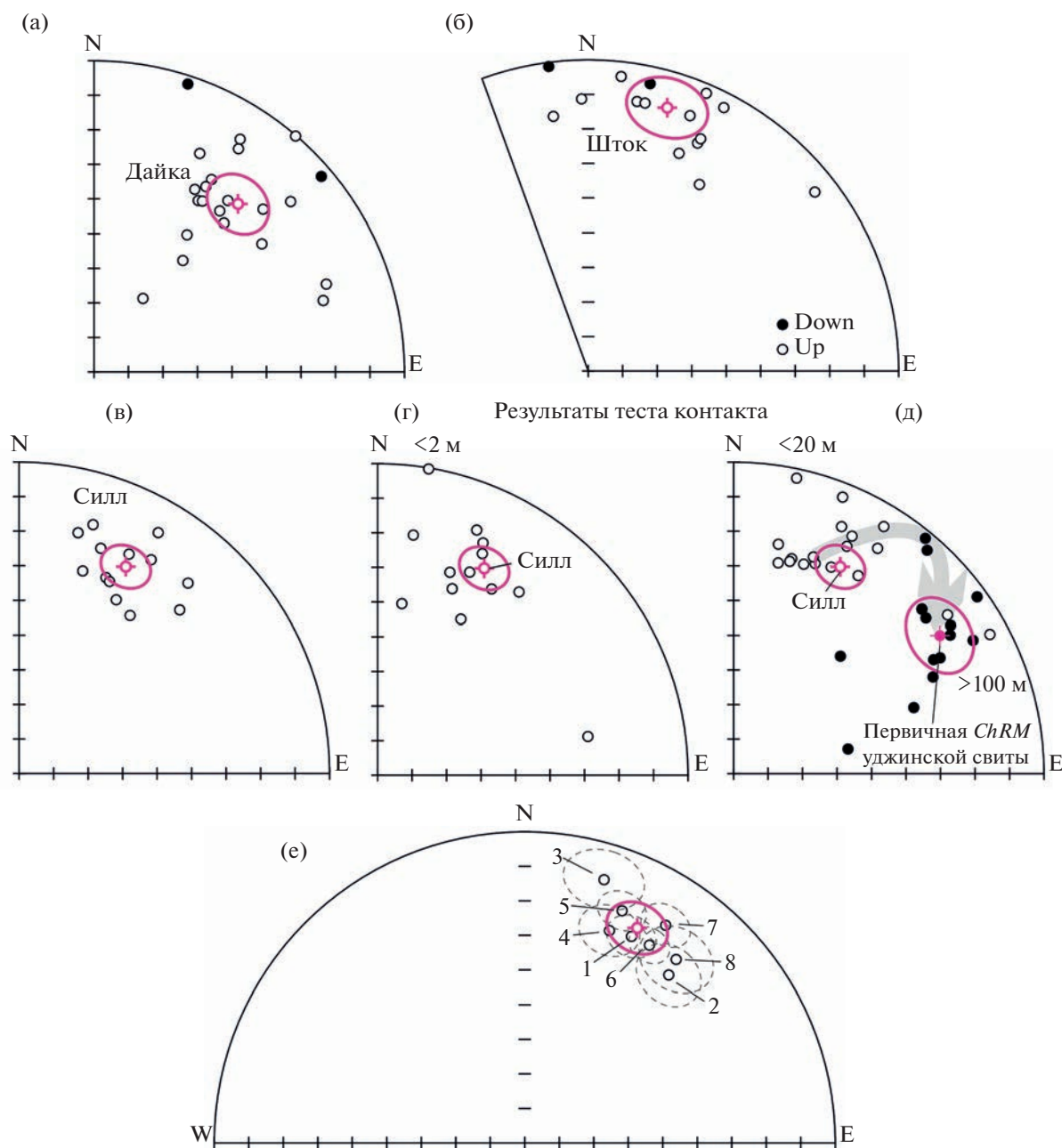


Рис. 3. Стереогаммы направлений характеристических компонент намагниченности в: (а) – в Большой Уджинской дайке; (б) – в штоке долеритов; (в) – в силле долеритов; (г), (д) – во вмещающих породах уджинской свиты, отобранных на различном удалении от силла долеритов; (е) – в вмещающих породах уджинской свиты, отобранных на различном удалении от силла долеритов; (е) – в вмещающих породах уджинской свиты, отобранных на различном удалении от силла долеритов, а также рассчитанное среднее направление намагниченности для интрузивных тел 1380 млн лет. Расстояние отбора образцов вмещающих пород указано на рисунке. Стрелкой на рисунке (д) показано направление разворота вектора *ChRM* от направления в силле к направлению в песчаниках уджинской свиты [Пасенко, Малышев, 2020]. На рисунке (е) цифрами показаны средние направления намагниченности отдельных тел (см. табл. 1).

Силл долеритов: у *NRM* образцов силла обнаруживаются три компоненты намагниченности. Низкотемпературная (по-видимому, вязкая) компонента разрушается нагревами до 350–370°C. Направления соответствующих ей векторов намагниченности характеризуются высокими склонениями и соотносятся с направлением современного поля в

районе работ. Среднетемпературная компонента выделена в пяти образцах на интервале температур 370–510°C. Соответствующие ей векторы распределены вдоль дуги большого круга с направлением нормали $\text{Dec} = 339.2^\circ$; $\text{Inc} = 31.7^\circ$; $\alpha_{95} = 6.6^\circ$. Вопрос природы данной компоненты намагниченности в этой работе мы не рассматриваем.

Высокотемпературная (*ChRM*) компонента намагниченности выделяется на всех образцах, у большинства из них — на интервале температур 500–580°C, у отдельных образцов она проявляется раньше, начиная от 400°C и даже 250°C. Соответствующие *ChRM* векторы имеют северо-восточные склонения и умеренно отрицательные наклонения (рис. 2, образцы №№ А, В, Ж).

Мраморизованные известняки уджинской свиты, отобранные на расстоянии <2 и ~20 м от контакта с силлом для проведения теста контакта, демонстрируют направления высокотемпературных характеристических компонент намагниченности, схожие с направлениями *ChRM* образцов силла (рис. 2, образцы №№ 46, 58). Аналогичный характер палеомагнитного сигнала наблюдается и у слоя мраморизованных строматолитовых известняков, располагающихся на расстоянии около 20 м от подошвы силла. Отметим, что у этих известняков можно наблюдать направления *ChRM*, лежащие на дуге большого круга между первичным направлением в породах уджинской свиты [Пасенко, Малышев, 2020] и направлением намагниченности в силле (рис. 3). Подобный “разворот” компонент намагниченности является характерным для положительного теста обжига, когда образцы в зоне эндоконтакта полностью перемагничены, а с удалением от контакта наблюдается постепенный разворот вектора *ChRM* к первичным направлениям. В точке, расположенной на удалении 100 м от интрузии, отобраны песчаники верхней подсвиты уджинской свиты. Характеристическая компонента, выделяемая на образцах этих песчаников, обнаруживает две полярности, ее среднее направление совпадает со средним направлением *ChRM*, выделенным на образцах удаленного разреза, и отличается от *ChRM* силла (рис. 3). Таким образом, по совокупности перечисленных наблюдений для силла долеритов мы имеем положительный тест контакта, что указывает на первичность выделенной в образцах силла исследуемой характеристической компоненты.

Результаты теста контакта для Большой Уджинской дайки однозначно не определены из-за отсутствия стабильного палеомагнитного сигнала во вмещающих породах в экзоконтактной зоне, но значимое отличие направлений *ChRM* в интрузии и во вмещающих породах, отобранных на удалении от дайки (табл. 1), все же может указывать на отсутствие позднего регионального перемагничивания. Таким образом, результаты теста контакта для Большой Уджинской дайки и для силла долеритов в районе устья р. Хапчаныр свидетельствуют в пользу первичности намагниченности, выделенной нами в интрузивных телах Уджинского поднятия возрастом 1380 млн лет.

Из результатов температурных магнитных чисток следует, что направления характеристиче-

ских компонент намагниченности, выделенные в породах Большой Уджинской дайки, силла долеритов р. Хапчаныр и штока долеритов близки друг к другу (рис. 3), что дает основание считать эти тела одновозрастными. Существенное отличие этих направлений от направления намагниченности вмещающих пород уджинской свиты можно интерпретировать как региональный положительный тест контакта.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Описание эксперимента

Переданная в ГО “Борок” ИФЗ РАН коллекция пород уджинской свиты, отобранная для определения палеонапряженности, содержала обрезки штuffов, оставшиеся после палеомагнитных исследований, всего 11, 13 и 10 образцов пород силла, Большой Уджинской дайки и штока, соответственно. Из них выпиливались неориентированные кубики с ребром 1 см для процедур Телье и Вилсона, остатки использовались для других экспериментов. В описанных ниже экспериментах участвовали все образцы коллекции.

С тем, чтобы получаемые нами определения палеонапряженности удовлетворяли современным критериям достоверности, с коллекцией образцов Уджи выполнялся цикл следующих обязательных экспериментов.

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) во внешнем магнитном поле ~455 мТл.

Следует обратить внимание, что наблюдалась определенная разница в результатах с этих двух приборов. По-видимому, это связано с тем, что на весах используется небольшое количество породы, растолченной в порошок, а на VFTB — цельный фрагмент. Если порода стабильна к нагревам во всем температурном интервале, разницы на графиках $M_{si}(T)$ с разных приборов нет. Но если прослеживаются некоторые изменения породы (кривые $M_{si}(T)$ смещаются по отношению друг к другу), то на порошке эти смещения наблюдаются раньше, при более низких температурах, чем на фрагменте породы. Поскольку процедуры Телье и Вилсона проводятся на цельном кубике, мы считаем, что графики, полученные на VFTB, более точно отражают процессы, происходящие в породе в процессе наших экспериментов.

Таблица 1. Направления характеристической компоненты намагниченности, выделенной в изученных телах ~1380 млн лет Уджинского палеоавлакогена

Объект	Lat, °N	Lon, °E	Код	<i>N</i>	Dec, °	Inc, °	<i>K</i>	A95, °	Plat, °	Plon, °
Силл р. Хапчаныр	70.81	117.03	1	13	27.4	–22.8	50.3	5.9	–5.2	90.2
Большая Уджинская дайка	70.83	117.00	2	22	40.7	–26.0	15.2	8.2	–1.0	77.7
Шток	70.89	116.90	3	15	16.8	–10.5	21.1	8.5	–13.0	99.7
Тест контакта										
Экзоконтакт <2 м	70.81	117.03	4	12	21.8	–23.9	36.9	7.2	–5.4	95.7
Экзоконтакт <20 м	70.81	117.01	5	17	22.8	–17.2	42.6	5.5	–8.9	94.2
Экзоконтакт >100 м. Уджинская свита (1460–1380 млн лет) [Пасенко, 2021]										
<i>N</i>				13	55.2	11.8	38.1	6.8		
<i>R</i>				48	228	15.2	25	4.2		
Среднее направление	70.81	117.01		61	130	–9.4	18.1	4.4	–7.7	66.7
Направления, полученные по другим объектам возраста ~1380 млн лет										
Силл р. Хапчаныр [Константинов и др., 2007]	70.81	117.03	6	10	32.3	–22.4	98	5.7	–4.5	85.3
Дайки Котуй-Оленек- ского комплекса [Кон- стантинов и др., 2007]	71.00	118.00	7	38	33	–15	18	5.7	–8.3	84.9
Чиэресская дайка* [Ernst et al., 2000]	70.62	112.34	8	7	34.5	–23	50	9	–4.0	78.0
VGP для ~1380 млн лет				8				6.1	–6.4	88.2

Примечания: * – направление вектора *ChRM* для Чиэресской дайки пересчитано на координаты р. Уджа (N 70.8°, E 117.0°). Код – кодовое обозначение направления вектора *NRM* на рис. 3е; *N* – количество образцов (тел для VGP), для расчета среднего направления вектора *NRM*; Dec/Inc/*K*/A95 – склонение/наклонение/кучность/радиус круга 95% доверия вектора *NRM*; Lat/Lon – широта/долгота места отбора образцов; Plat/Plon – палеоширота/палеодолгота палеомагнитного полюса.

Оценка доменной структуры (ДС) магнитных зерен – носителей *NRM* выполнялась двумя способами – по диаграмме Дэй (M_{rs}/M_s vs B_{cr}/B_c , [Day et al., 1977]) и термомагнитному критерию (ТМ) [Большаков, Шербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000]. Для построения диаграммы Дэй на VFTB снимались петли гистерезиса, по ним определялись намагниченность насыщения M_s , остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , коэрцитивная сила B_c , а по кривым перемагничивания M_{rs} полем противоположного знака – остаточная коэрцитивная сила B_{cr} , после чего рассчитывались отношения M_{rs}/M_s , B_{cr}/B_c . Для оценки ДС по термомагнитному критерию оценивались хвосты *pTRM*, создававшихся по крайней мере в двух температурных интервалах, прежде всего – в высокотемпературном интервале (T_1 , T_2 , $T_1 < T_2$), по которому на диаграмме Арай–Нагаты 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_2 , T_1) включалось лабораторное поле ($B_{лаб} = 100$ мкТл), т.е. создавалась *pTRM*(T_1 , T_2 , $T_1 < T_2$). Далее образец в

нулевом поле нагревался до T_2 , охлаждался до T_0 , делался замер остатка (“хвоста *pTRM*”) и вычислялось, какой процент составляет эта величина от значения *pTRM*(T_1 , T_2). Согласно ТМ-критерию, *pTRM*, созданная в температурном интервале (T_1 , T_2 , $T_1 < T_2$), при последующем нагреве до T_2 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].

На всех образцах сила выполнен рентгенофазовый анализ, для чего использовался порошковый дифрактометр “STOE STADI-MP” с монокроматизированным $\text{CoK}_{\alpha 1}$ -излучением (производство Германия). Чтобы получить магнитную фракцию для анализа, кусочек породы растирался в порошок вручную в яшмовой ступке и ультразвуком диспергировался в водном растворе, содержащем поверхностно-активное вещество. Далее с помощью неодимового магнита вручную по стенке пробирки вытягивалась магнитная фракция. У большинства образцов *NRM* крайне

слабая по величине и, чтобы получить количество магнитной фракции, достаточное для анализа, приходилось применять двойную и даже тройную ультразвуковую сепарацию. Это, в частности, указывает на то, что магнитная фракция находится в основном в силикатной матрице. Более подробно этот вопрос рассматривается в следующем разделе.

Основным методом определения палеонапряженности была процедура Телье–Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Coe, 1967] с выполнением процедуры “*pTRM-check*”. 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 $B_{\text{лаб}}$ (5, 10, 20 мкТл). После каждого двух температур выполнялся проверочный нагрев до температуры T_{i-2} и последующее охлаждение в поле $B_{\text{лаб}}$ (процедура “*pTRM-check*”). В целом каждый эксперимент Телье включал в себя (15–20) температурных шагов и (5–8) “*pTRM-check*”.

Для выполнения процедуры Телье использовались в основном три прибора: два трехкомпонентных термомагнитометра конструкции Виноградова чувствительностью 10^{-8} Ам² и маленькая печь в магнитном экране, в которой можно проводить нагревы и охлаждение без поля или в присутствии контролируемого лабораторного магнитного поля. Намагниченность образцов, нагревавшихся в печи, измерялась на ротационном магнитометре JR-6 чувствительностью 2×10^{-9} Ам². Для процедуры Телье образца Г (силл) с крайне низкой величиной *NRM* использовался также ротационный двухкомпонентный термомагнитометр 2D-VSM (ГО “Борок”). Чувствительность прибора 2×10^{-9} Ам², максимальное доступное внешнее поле – 0.2 мТл, остаточное поле <100 нТл, измеряются только две компоненты остаточной намагниченности образца, лежащие в горизонтальной плоскости прибора. Чтобы свести к минимуму ошибки измерения из-за потери одной компоненты намагниченности, вначале на кубике выполнялись измерения *NRM* в трех плоскостях, после чего он укреплялся в держателе термомагнитометра так, чтобы в горизонтальной плоскости были две самые сильные компоненты. По оценкам, ошибка измерения полной *NRM* (в сторону занижения ее величины) при этом не превышает 10%. Отметим также, что при использовании этого прибора на диаграмме Зийдервельда (рис. 4, в3) видна проекция вектора *NRM* только на плоскость XY.

Для увеличения статистики, в экспериментах, как правило, участвовали несколько (иногда до 10) кубиков-дублей из одного штуфа. По результатам измерений строились диаграммы Арай–Нагаты и Зийдервельда (в координатах образца).

На диаграммах Арай–Нагаты температурный (T_1 , T_2) интервал, по которому оценивалась величина $B_{\text{др}}$ (далее *fit*-интервал), выбирался максимально близким тому интервалу, в котором выделялась характеристическая компонента (*ChRM*) при палеомагнитных исследованиях.

В дополнение к процедуре Телье, для экспресс-оценки величины $B_{\text{др}}$ использовался также метод Вилсона–Буракова [Wilson, 1961; Бураков, 1973], по которому оценивается подобие двух термомкривых – *NRM*(T) и *TRM*(T), получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри T_c . Чтобы легче сравнивать кривые между собой, файл значений *TRM*(T) умножается на коэффициент κ^* , подобранный так, чтобы новая кривая *TRM*^{*}(T) была максимально близка к *NRM*(T) (если это возможно). По темпе-

ратурному интервалу (T_1^* , T_2^*), ($T_1^* < T_2^*$), где обе кривые совпадают, делается экспресс-оценка величины поля: $B_{\text{др}}^* = \kappa^* \times B_{\text{лаб}}$. Близость значений

$B_{\text{др}}$ и $B_{\text{др}}^*$, полученных двумя разными методами на дублях одного и того же образца, повышает достоверность определений величины палеонапряженности. Сам факт подобия кривых *NRM*(T) и *TRM*^{*}(T) служит существенным доводом в пользу того, что *NRM* является термоостаточной по своей природе.

Отметим, что метод Вилсона–Буракова используется нами при определении $B_{\text{др}}^*$ только как дополнительный к основному – процедуре Телье–Коэ. Для расчета *VDM* использовались только определения $B_{\text{др}}$, полученные методом Телье–Коэ.

Магнитные и термомагнитные свойства пород

Определения $B_{\text{др}}$, удовлетворяющие принятым в работе критериям достоверности (их описание дано ниже), получены на образцах силла, поэтому ниже будут обсуждаться свойства только этих пород.

Все образцы обнаруживают стабильность в процессе нагревов: кривые $M_{\text{си}}(T)$ (рис. 4, а1–а4) практически не меняются в температурном интервале вплоть до 580°C. Температуры Кюри T_c образцов близки к магнетитовой (550–580°C).

Оценка доменной структуры (ДС) по диаграмме Дзя показана на рис. 5а. Учитывая результаты рентгенофазового анализа (табл. 2), на диаграмме кружками обозначены образцы №№ (А, Г, О) с содержанием магнетитовой фазы 47–59%, остальные образцы, с большим содержанием силиката, обозначены крестиками. Представительные точки образцов располагаются в области малых псевдооднодоменных и/или однодоменных зерен.

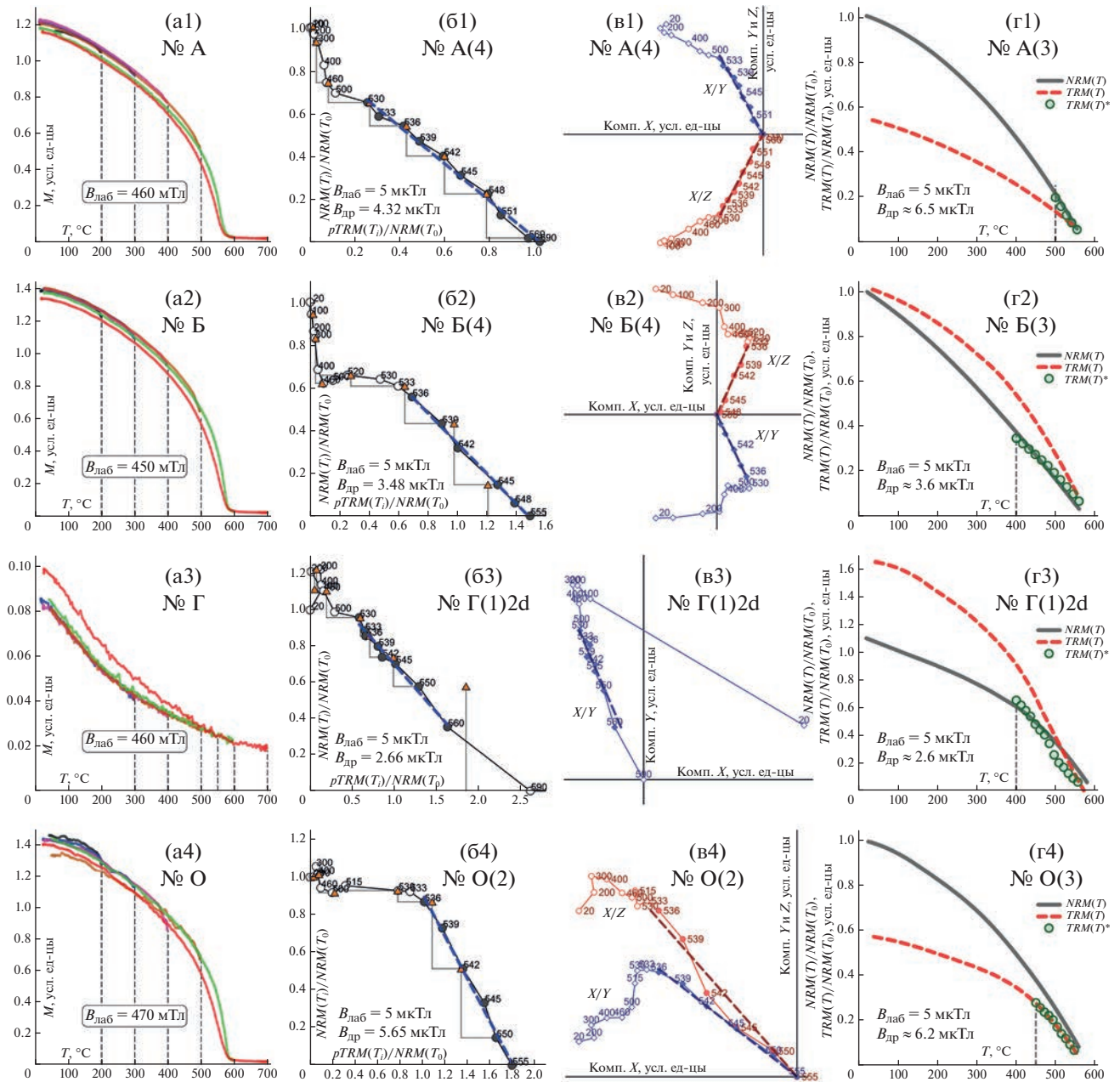


Рис. 4. Иллюстрации к терромагнитным свойствам пород, процедурам Телье–Коэ и Вилсона, сверху вниз: образцы силла А, Б, Г, О. (a1–a4) – терромагнитные кривые $M_{\text{си}}(T)$; (b1–b4) – диаграммы Арай–Нагаты; пунктиром отмечен интервал (f_{it} -интервал), по которому оценивается $B_{\text{др}}$; залитые кружки – точки в интервале T_1 – T_2 , которые используются для определения $B_{\text{др}}$, треугольники – чек-точки (*check-points*); (v1–v4) – диаграммы Зийдервельда (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; на диаграмме Зийдервельда в3 образца Г видна проекция вектора NRM только на плоскость XY , т.к. процедура Телье выполнялась на двухкомпонентном ротационном магнитометре; (r1–r4) – диаграммы Вилсона в представлении NRM – TRM .

Для оценки ДС по терромагнитному критерию на образцах № А (рис. 5б, 5в) и № О (рис. 5г, 5д) определены величины хвостов $pTRM$ в двух температурных интервалах: (535–400) $^{\circ}\text{C}$ (рис. 5б и 5г) и (550–535) $^{\circ}\text{C}$ (рис. 5в, 5д). В среднетемпературном интервале (535–400) $^{\circ}\text{C}$ значения хвостов у $pTRM$ образцов № А и № О составляют 14 и 16%, что

соответствует псевдооднородному поведению $pTRM(535\text{--}400)$. В высокотемпературном интервале (550–535) $^{\circ}\text{C}$, по которому на этих образцах выполнялась оценка $B_{\text{др}}$, величины хвостов $pTRM$ (4.7% и 9.8%) указывают на одно или псевдооднородное поведение $pTRM(550\text{--}535)$. У образца № Г в двух интервалах (560–500) $^{\circ}\text{C}$ и (500–

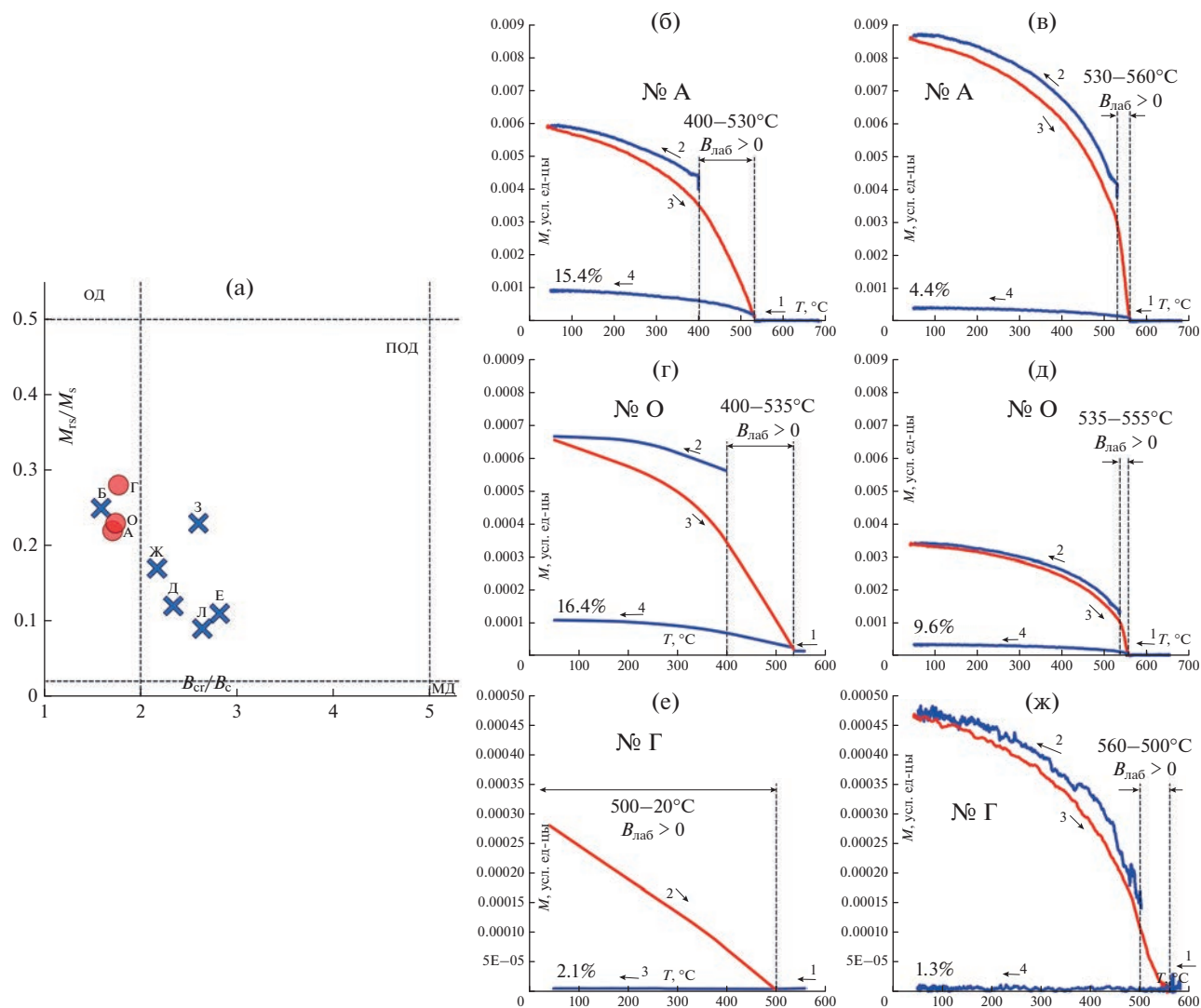


Рис. 5. Оценка доменной структуры образцов по диаграмме Дзя (а) и термомагнитному критерию (б)–(ж). На диаграмме Дзя (а) кружками обозначены образцы №№ (А, Г, О) с содержанием магнетитовой фазы 47–59%, остальные образцы с большим содержанием силиката обозначены крестиками (см. табл. 2). На рисунках (б)–(ж) стрелками показан ход температуры в процессе экспериментов, $B_{\text{лаб}} = 100$ мкТл, вертикальные линии обозначают температурный интервал создания $pTRM$. Объяснения в тексте.

20)°C хвостов у $pTRM$ практически нет (их значения близки к нулю), что указывает на их однодоменное поведение.

Как отмечалось выше, на всех образцах сила выполнен рентгенофазовый анализ отсепарированной магнитной фракции, его результаты показаны в табл. 2. Обращает на себя внимание, что у большей части образцов значительный процент состава их выделенной магнитной фракции приходится на силикаты, от которых не удалось избавиться, несмотря на многократную ультразвуковую сепарацию. Основным магнитным носителем является магнетит, его содержание в магнитной фракции меняется от 3.45% (образец Е) до 58.82 (образец О). У всех образцов присутству-

ет сфен, от 1.10% (образец Е) до 40.01% (образец А). Возможно, такая разница в составах пород связана с тем, что точки отбора шtuфoв разнесены между собой иногда на десятки метров. Важен тот факт, что не наблюдается какой-либо тенденции в оценке величины поля $B_{\text{др}}$ в зависимости от минералогии образцов (правая колонка табл. 2).

На нескольких образцах проведен аналогичный рентгенофазовый анализ после того, как новый исходный кубик был прогрет до 600°C и далее, после охлаждения, из него была выделена магнитная фракция. При сравнении фазового состава магнитных фракций этих образцов (негретого и гретого, табл. 2) видны лишь несущественные изменения (в пределах нескольких процентов),

Таблица 2. Фазовый состав отсепарированной магнитной фракции, (мас. %) и средние значения $B_{др}$ (получены по методу Телье—Коэ), рассчитанные по всем дублям из каждой точки отбора

Образец	Магнетит	Ильменит	Титанит (сфен)	Кварц	Плагиоклазы	Пироксены	Хлориты	Кальцит	$B_{др}$, мкТл
А	47.70	7.48	40.01	4.81	—	—	—	—	4.22
А _{гретый}	43.42	8.26	43.77	4.55	—	—	—	—	
Б	15.51	3.10	15.33	—	49.14	—	16.92	—	4.43
Г	49.47	9.40	26.64	—	—	—	—	14.49	2.73
Д	5.17	1.44	3.37	11.35	39.33	20.11	19.23	—	3.49
Е	3.45	1.58	1.10	2.95	45.51	25.21	20.20	—	3.49
Ж	10.11	1.05	27.60	9.30	27.92	15.58	8.44	—	5.04
З	9.51	2.55	1.96	20.99	39.55	13.62	11.82	—	5.39
Л	35.33	5.23	7.06	—	28.22	12.63	11.53	—	5.92
О	58.82	4.67	36.51	—	—	—	—	—	6.15
О _{гретый}	52.50	7.34	40.16	—	—	—	—	—	

что также подтверждает высокую термостабильность изучаемых пород.

Ситуация, когда магнитную фракцию в чистом виде выделить не удастся, а силикаты составляют значительную ее долю, указывает на то, что магнитная фракция тесно связана с силикатной в результате выделения (титано)магнетита внутри силикатной матрицы [Tarduno et al., 2001; 2006; Щербакова и др., 2017; Елисеев и др., 2022]. Судя по кривым $M_s(T)$, в данном случае речь идет о выделении зерен магнетита. Особо подчеркнем, что в результате такого распада обычно внутри силикатной матрицы возникают ОД и малые ПОД магнитные зерна, которые к тому же оказываются надежно защищенными от последующих химических и структурных изменений, обеспечивая сохранность палеомагнитной записи. Это служит дополнительным обстоятельством в пользу надежности представленных здесь данных.

Электронно-микроскопические исследования образцов силла обнаружили многочисленные зерна титаномагнетита с ярко выраженными структурами высокотемпературного распада, как это продемонстрировано на примере образца № Е на рис. 6, на котором хорошо видны ламели ильменита и ячейки магнетита, возникшие в результате такого распада. Это согласуется с результатами рентгеноструктурного анализа (табл. 2), показавшими присутствие в образцах магнетита и ильменита, и с данными термомагнитного анализа (кривые $M_{si}(T)$, рис. 4, а1–а4), которые также указывают на магнетит как на основной ферритоманитный минерал, присутствующий в породе. Особо отметим довольно крупный размер ильменитовых ламелей, ≈ 1 мкм и выше. Это обстоятельство указывает на то, что распад происходил при высоких температурах, заведомо выше T_c

магнетита [Гапеев, Цельмович, 1986]. Подчеркнем также следующий важный факт: если зерна магнетита в образцах являются либо продуктом распада силикатов, либо гетерофазного распада первичного титаномагнетита, это свидетельствует в пользу хорошей сохранности, термомагнитной природы и первичности высокотемпературной компоненты NRM , по которой, собственно, и проводились определения палеонапряженности.

Таким образом, результаты рентгенофазового анализа состава пород, электронно-микроскопических исследований, оценки ДС исследуемых образцов по диаграмме Дзя и термомагнитному критерию вполне согласуются между собой и поддерживают наш вывод, что носителями исследуемой характеристической компоненты природной намагниченности изучаемых пород являются одно- и/или малые псевдооднодоменные зерна. Это служит в пользу достоверности получаемых результатов, поскольку одно- и малые ПОД-зерна являются наиболее надежными носителями палеонапряженности.

Результаты определения палеонапряженности

Достаточно надежные определения $B_{др}$ удалось получить на 9 из 11 (30 дублях) образцах силла. Сводка полученных результатов, прошедших селекцию, представлена в табл. 3.

В виду важности данных по палеонапряженности при решении фундаментальных проблем геофизики, в современной палеомагнитной литературе разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки достоверности новых определений $B_{др}$. Так, для оценки результата $B_{др}$ по диаграмме Арай—Нагата, построенной по измерениям процедуры Телье, в настоящее время сформир-

ровался блок рекомендуемых количественных критериев, он используется в нашей работе, и при анализе полученных результатов их расчет выполняется по программе и отражается в таблице автоматически. Расшифровка этих критериев и способы расчета приведены ниже: g – “gap-фактор” (показатель равномерности уменьшения NRM , стремится от 0 к 1 при росте числа N_p и равномерности); Q – показатель “качества” определения, объединяет в себе показатели K , F , g и σ_K ($Q = F \times g \times |K|/\sigma_K$) [Coe et al., 1978]; F – рассматриваемая доля (фракция, сегмент) NRM в пределах T_1 – T_2 , которая берется по отношению к значению NRM в точке пересечения аппроксимирующей прямой линии (fit -линии) и оси ординат; K – тангенс угла наклона fit -линии; σ_K – стандартная ошибка K ; σ – стандартная ошибка $B_{др}$ (прямо пропорциональна σ_K); β – относительная стандартная ошибка, равна отношению $\sigma/B_{др}$; FRAC – доля (фракция) векторной суммы изменений NRM в пределах T_1 – T_2 относительно векторной суммы изменений NRM в пределах всего температурного интервала размагничивания [Shaar, Tauxe, 2013]; dCK (или $\delta(CK)$) – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек $pTRM$ в пределах $T_1 < T_2$ к значению TRM при пересечении fit -линии и оси абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; DRT (сокращенно от DRAT) – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек $pTRM$ в пределах $T_1 < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1 – T_2 [Selkin, Tauxe, 2000]; CDR (сокращенно от CDRAT) – кумулятивный показатель отклонений чек-точек $pTRM$, равен отношению абсолютного значения суммы всех отклонений с учетом знака в пределах $T_1 < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1 – T_2 [Kissel, Laj, 2004]; mDR (сокращенно от mDRAT) – среднее относительное отклонение чек-точек $pTRM$, равно отношению CDRAT к числу чек-точек $pTRM$ в пределах $T_1 < T_2$ [Paterson et al., 2014].

В литературе для оценки качества определения $B_{др}$ и отбора полученных результатов предлагают следующие граничные значения параметров качества: [Paterson et al., 2014] $N_p \geq 4$; $q \geq (1-5)$; $F \geq 0.35$; $\beta \leq 0.1$ (10%); $\delta(CK) \leq 7\%$; $DRAT \leq 10\%$; $CDRAT \leq 11\%$; $FRAC \geq 0.45$ (45%) [Paterson et al., 2015]; $mDRAT \leq 10\%$ (категория “А”); [Blanco et al., 2012]. При анализе наших данных мы использовали эти граничные значения за исключением двух. В случае изучаемой коллекции пород следует принять во внимание, что у большинства образцов NRM крайне мала, ее величины меняются в пределах $(5 \times 10^{-8} - 4 \times 10^{-6})$ Ам², из-за чего возрастают приборные ошибки измерения. Поэтому мы приняли несколько другие значения двух параметров: $DRAT \leq 20\%$; $CDRAT \leq 20\%$. В



Рис. 6. Микрофотография (в обратно рассеянных электронах) образца № Е сила после травления поверхности аншлифа в соляной кислоте.

табл. 3 оставлены, но сдвинуты влево и отмечены звездочкой, определения $B_{др}$, у которых эти параметры превышают обозначенные границы, – видно, что эти определения по величине вполне согласуются с теми $B_{др}$, которые прошли селекцию. Но при вычислении виртуального дипольного момента (VDM) они не учитывались.

На рис. 4 для примера показаны диаграммы Арай–Нагаты (б1–б4) и Зийдервельда (в1–в4), а также иллюстрации к методу Вилсона (г1–г4). На графиках (б1–б4), (в1–в4) на температурном интервале (20, 450–500°C) прослеживаются низко- и среднетемпературные компоненты. Высокотемпературный fit -интервал, в котором выделялась $ChRM$ и проводилась оценка $B_{др}$, у большинства образцов узкий и лежит в пределах (500–580)°C.

Из табл. 3 видно, что по силе прошли отбор определения $B_{др}$, полученные на 9 образцах (30 дублях); все определения указывают на низкое и очень низкое поле. Величины $B_{др}$ меняются от минимальной 2.21 мкТл (образец Г5 jг6) до максимальной 6.66 мкТл (образец О(1)). Основной массив определений $B_{др}$ группируется в районе (3.0–5.5) мкТл. Поскольку определения $B_{др}$, полученные на образцах-дублях из одной и той же точки отбора, не являются независимыми, среднее значение $B_{др}$ сначала обсчитывалось по каждой точке отбора, потом, используя эти зна-

Таблица 3. Результаты определения $B_{др}$ методами Телье и Вилсона

Образец	$B_{лаб},$ мкТл	$T_1-T_2,$ °C	N_p	g	Q	F	$K,$ $\times (-1)$	$B_{др},$ мкТл	$\sigma,$ мкТл	β	FRAC	dCK, %	DRT, %	CDR, %	mDR, %	$B_{др}^*,$ мкТл
A(1)	5	500–590	9	0.853	16.0	0.903	1.059	5.30	0.26	0.048	0.224	11.3	8.6	7.2	3.6	6.5
A(1)msk	10	525–570	6	0.628	5.2	0.789	0.309	3.10	0.30	0.096	0.608	7.0	8.5	7.2	2.4	
A(3)	5	536–560	6	0.772	13.2	0.607	0.938	4.69	0.17	0.036	0.540	5.5	6.6	14.0	2.7	
A(4)	5	530–590	10	0.880	19.8	0.743	0.865	4.32	0.15	0.033	0.601	1.2	1.2	2.7	0.8	
A(Ud)	50	500–560	5	0.507	4.8	0.805	0.074	3.70	0.30	0.084	0.566	7.1	8.8	8.6	2.7	
Б(1)	5	535–560	6	0.645	1.8	0.373	1.278	6.39	0.86	0.134	0.492	2.8	4.6	–5.0	2.7	3.6
Б(2)	5	542–560	4	0.612	3.4	0.443	0.781	3.90	0.31	0.079	0.494	2.9	5.1	10.4	2.0	
Б(3)	5	536–551	6	0.791	13.2	0.469	0.787	3.93	0.11	0.028	0.326	6.5	10.9	19.7	3.8	
Б(4)	5	533–555	7	0.805	20.8	0.595	0.695	3.48	0.08	0.023	0.402	5.7	7.8	8.9	3.2	
Г(1)2d	5	530–560	8	0.784	6.8	0.471	0.533	2.66	0.15	0.054	0.222	5.8	10.8	7.9	4.9	2.6
Г(2)2d	5	400–560	11	0.882	10.4	0.690	0.453	2.27*	0.13	0.058	0.547	8.7	11.5	36.3	6.1	
Г(3)jr6	50	400–525	4	0.660	6.3	0.689	0.056	2.82	0.20	0.073	0.212	5.5	7.9	8.0	4.0	
Г(4)jr6	50	400–525	4	0.607	4.4	0.671	0.065	3.24	0.30	0.092	0.211	5.3	7.9	7.9	4.0	
Г(5)jr6	5	400–525	4	0.661	2.3	0.715	0.442	2.21	0.45	0.204	0.186	6.9	8.8	9.2	4.6	
Г(7)2d	5	500–560	9	0.816	6.7	0.503	0.427	2.14*	0.13	0.061	0.409	5.9	10.7	27.5	4.6	3.2
Г(8)2d	5	530–570	9	0.810	14.5	0.638	0.526	2.63*	0.10	0.036	0.487	11.2	15.5	31.0	6.6	
Д(4)	5	538–560	6	0.746	3.5	0.548	0.786	3.93	0.46	0.117	0.425	8.8	12.6	19.3	4.0	
Д(5)	5	538–552	7	0.819	4.4	0.555	0.816	4.08*	0.42	0.102	0.407	7.1	10.0	23.0	5.6	
Д(6)jr6	5	525–560	6	0.512	3.4	0.810	0.609	3.05	0.37	0.120	0.554	16.9	17.8	10.5	9.6	4.0
Е(1)	5	550–590	4	0.587	2.4	0.359	0.791	3.96	0.35	0.088	0.286	5.9	12.9	10.9	5.6	
Е(3)	5	543–560	6	0.788	7.3	0.622	0.802	4.01	0.27	0.067	0.420	3.4	4.3	7.4	2.2	
Е(4)	5	543–590	7	0.814	7.5	0.675	0.638	3.19	0.23	0.073	0.531	7.0	8.7	19.0	3.9	
Е(6)jr6	5	515–560	7	0.510	17.8	0.834	0.561	2.81	0.07	0.024	0.661	10.6	11.1	16.3	4.4	

Таблица 3. Окончание

Образец	$B_{\text{лаб}},$ мкТл	$T_1 - T_2,$ °C	N_p	g	Q	F	$K,$ $\times (-1)$	$B_{\text{др}},$ мкТл	$\sigma,$ мкТл	β	FRAC	dCK, %	DRT, %	CDR, %	mDR, %	$B_{\text{др}}^*,$ мкТл
Ж(2)	5	536–590	7	0.810	3.7	0.462	1.009	5.05	0.51	0.100	0.468	5.7	8.7	16.1	3.2	5.0
Ж(4)	5	539–560	5	0.744	2.1	0.338	1.147	5.73*	0.68	0.119	0.310	6.2	12.0	15.7	4.4	
Ж(5)	5	539–560	5	0.745	2.5	0.369	1.197	5.99	0.65	0.108	0.440	4.3	7.5	15.0	3.3	
Ж(6)jг6	5	515–560	6	0.635	3.7	0.437	0.815	4.08	0.31	0.076	0.518	2.8	5.0	10.1	2.5	
3(2)	5	530–570	8	0.805	3.8	0.482	0.919	4.59*	0.47	0.102	0.546	12.3	18.8	21.6	6.6	2.3
3(3)jг6	50	515–560	7	0.681	1.7	0.512	0.108	5.39	1.10	0.206	0.601	3.5	6.8	19.8	4.0	
Л(1)	5	544–590	7	0.810	5.1	0.584	0.900	4.50*	0.42	0.093	0.375	12.3	15.6	25.6	4.4	3.3
Л(2)	5	536–590	7	0.745	5.4	0.731	1.036	5.18	0.53	0.102	0.457	12.0	11.4	19.7	4.4	
Л(3)jг6	50	525–545	5	0.682	5.3	0.681	0.133	6.65	0.60	0.088	0.453	7.9	11.5	18.6	5.5	
О(1)	5	535–560	9	0.803	3.6	0.354	1.333	6.66	0.52	0.078	0.543	9.5	16.1	18.3	4.8	
О(2)	5	536–555	6	0.796	8.7	0.428	1.130	5.65	0.23	0.039	0.564	3.9	6.0	7.5	1.8	6.3
О(3)jг6	50	530–560	4	0.653	8.4	0.500	0.125	6.23	0.25	0.039	0.472	5.6	11.2	17.5	4.4	
О(5)	5	533–555	7	0.800	4.4	0.388	1.326	6.63	0.47	0.071	0.478	4.6	7.1	10.0	2.5	
О(6)	5	533–550	6	0.787	4.5	0.435	1.247	6.24*	0.47	0.076	0.450	10.9	15.7	31.6	6.3	
О(7)jг6	5	400–550	9	0.839	9.2	1.017	1.119	5.60	0.52	0.093	0.517	15.9	10.4	13.1	2.9	

Примечания: В 1-ом столбце маркировка номеров образцов “jг6” и “2д” указывает, что образец проходил процедуру Телье–Коэ в малой печи или на 2-х-компонентном магнитометре, соответственно; “А(1) msk” – пробное определение $B_{\text{др}}$, сделанное в Москве. Обозначения в последующих колонках: $B_{\text{лаб}}$ – лабораторное поле, использованное в процессе процедуры Телье; $T_1 - T_2$ ($T_1 < T_2$) – температурный интервал, в котором проводилась оценка древнего поля (fit-интервал); N_p – число точек в этом интервале; $g, Q, F, K, \sigma, \beta, \text{FRAC}, \text{dCK}, \text{DRT}, \text{CDR}, \text{mDR}$ – современные количественные критерии (параметры качества) оценки по диаграмме Араи–Нагаты полученных определений $B_{\text{др}}$, описание критериев и способы расчета приведены в тексте ниже. $B_{\text{др}}^*$ – определения паленапряженности методом Вилсона.

Таблица 4. Средние значения палеонаклонения (см. табл. 1), палеонапряженностей $B_{др}$ (по методам Телье–Коэ и Вилсона) и рассчитанных VDM

Объект	Определение палеонаправлений			Определение палеонапряженности – метод Телье							Определение $B_{др}$ – метод Вилсона		
	N_{dir}	$D_{др}, ^\circ$	$I_{др}, ^\circ$	N_{Th} / n_{Th}	$B_{др},$ мкТл	$SD(B_{др})$		$SE(B_{др})$		$VDM,$ $\times 10^{21} \text{ Ам}^2$	N_{Wl} / n_{Wl}	$B_{др}^*,$ мкТл	$VDM,$ $\times 10^{21} \text{ Ам}^2$
						мкТл	%	мкТл	%				
Силл	13	27.4	−22.8	9/30	4.54	1.18	26	0.21	5	11.1	9/9	4.1	9.9

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

чения, определялось среднее $B_{др}$ по сайту (силлу). Оно составляет 4.54 мкТл.

Далее, используя среднее значение наклонения характеристической компоненты NRM , определенное при палеомагнитных исследованиях для силла, было рассчитано среднее для этого объекта значение VDM по стандартной формуле:

$$VDM = \frac{2\pi}{\mu_0} B_{др} r^3 \sqrt{1 + 3 \cos^2 I},$$

где: $B_{др}$ – среднее по сайту значение палеонапряженности; r – радиус Земли; I – значение магнитного палеонаклонения. Средние по объекту значения палеонаклонения, палеонапряженностей (методы Телье и Вилсона) и рассчитанных VDM приведены в табл. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из табл. 4, на породах силла нами получено низкое значение $VDM \approx 11.1 \times 10^{21} \text{ Ам}^2$, что почти на порядок ниже средней величины VDM в современную эпоху ($\approx 80 \times 10^{21} \text{ Ам}^2$) и почти в шесть раз ниже средней величины VDM в кайнозой ($64.4 \times 10^{21} \text{ Ам}^2$, см. [Bono et al., 2022]). С точки зрения обозначенной во ВВЕДЕНИИ проблемы – какой была картина поведения $B_{др}$ в докембрии и когда образовалось твердое ядро Земли – интересно рассмотреть все данные, представленные в мировой базе данных [Мировая ..., 2022, декабрь 2022 г.] на интервале 3600–400 млн лет. Для дальнейшего анализа и обсуждения мы отобрали все определения $B_{др}$ в МБД на этом интервале, удовлетворяющие модернизированным критериям [Perrin, Shcherbakov, 1997]: 1) принимаются во внимание только определения, полученные методом Телье с выполнением процедуры *check-points*; 2) для расчета среднего значения $B_{др}$ используется не меньше трех определений; 3) ошибка определения среднего $\leq 15\%$. Определения $B_{др}$ из МБД, прошедшие отбор, и полученные нами значения $B_{др}$ по Удже представлены на рис. 7.

Отметим, что в настоящее время в палеомагнетизме активно используются несколько мировых

баз данных по палеонапряженности: [Мировая..., 2022] (создана и постоянно пополняется в ГО “Борок”); [The PINT ..., 2022] (Университет г. Ливерпуль, Университет штата Флорида); [Borok-Munich ..., 2022] (Университет Людвиг-Максимилиана г. Мюнхен). В ГО “Борок” провели сравнение количества публикаций в этих базах. МБД [Мировая ..., 2022] наиболее представительная, в ней показаны результаты 398 статей.

В литературе последнего десятилетия развернулась активная дискуссия о возможной оценке времени формирования твердого ядра по данным $B_{др}$. В работе [Biggin et al., 2015] авторы, анализируя МБД [The PINT], обратили внимание на то, что интервал (2.4–1.4) млрд лет характеризуется относительно низкой палеонапряженностью со средним $VDM = 3.2 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, и высказали предположение о существовании периода низкого поля в палео- и мезопротерозое длительностью до миллиарда лет. Далее авторы отметили, что на интервале (1.0–1.4) млрд лет среднее VDM растет до $6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, и на этом основании сделали вывод, что твердое внутреннее ядро образовалось как раз в интервале (1.0–1.4) млрд лет (см. ВВЕДЕНИЕ). При этом они опирались, в частности, на высокие значения палеонапряженности, полученные на базальтовых породах Гардар (Гренландия) возрастом около 1.3 млрд лет и представленные в работах [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993] (на рис. 7 эти результаты показаны как “исключенные данные”).

Однако в статье [Smirnov et al., 2016] надежность данных [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993] была подвергнута обоснованной критике ввиду того, что определения палеонапряженности в них были получены в низкотемпературной области диаграмм Арай–Нагаты на образцах, содержащих в основном МД зерна. Как известно, определения на образцах, содержащих в основном МД частицы, в принципе являются проблематичными, а использование для этой цели низкотемпературного интервала всегда приводит к завышению палеонапряженности [Levi, 1977; Shcherbakov, Shcherbakova, 2001].

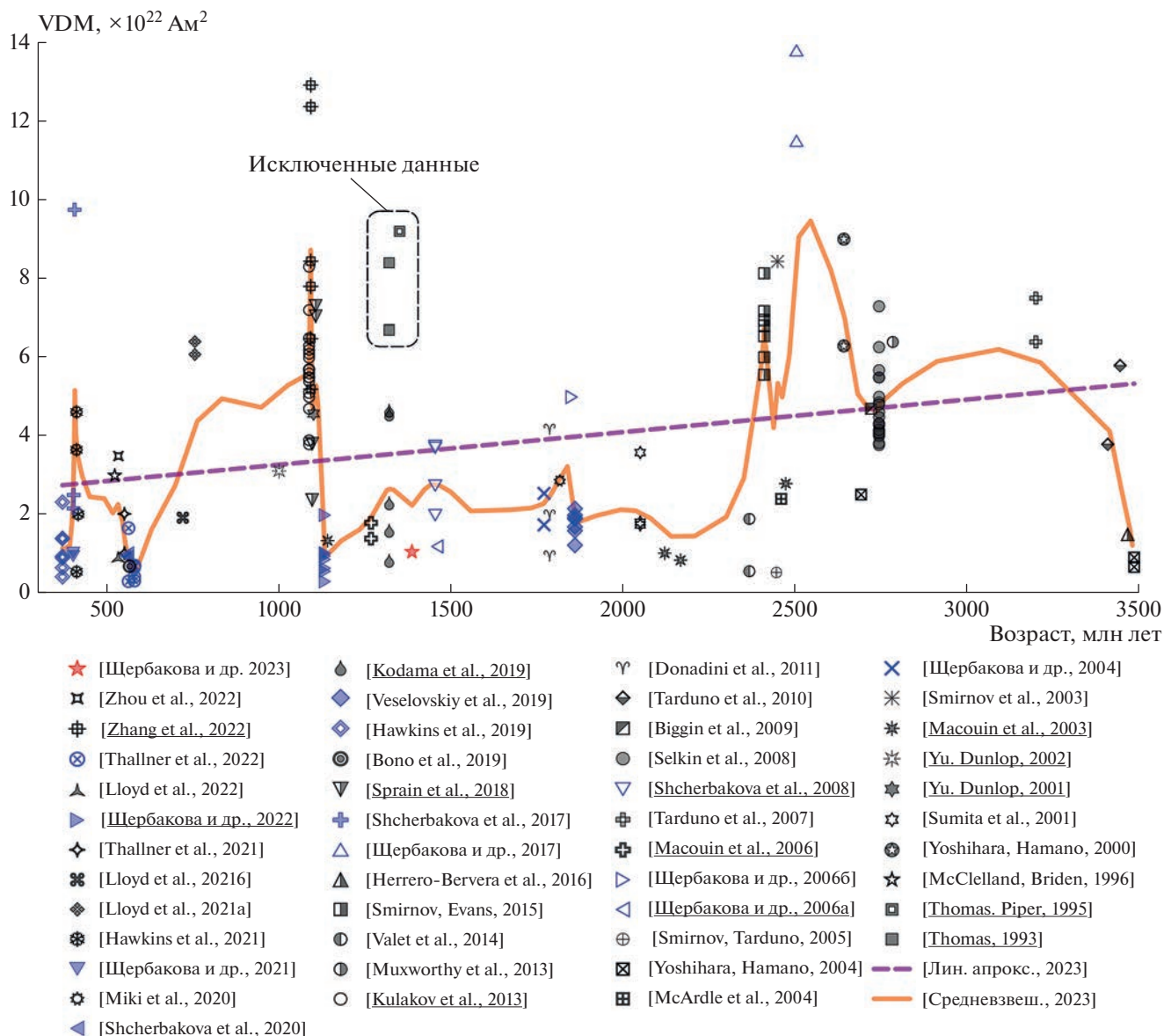


Рис. 7. Значения VDM согласно МБД [Мировая..., 2022] для интервала 350–3500 млн лет, звездочкой показано определение VDM , полученное в статье. В списке ссылок к рисунку подчеркнуты работы с определениями $B_{др}$ в интервале 1000–1500 млн лет. Сплошной линией показана кривая скользящего среднего (по 7 точкам) изменения VDM с возрастом. Пунктирная линия представляет линейную аппроксимацию поведения VDM от времени.

По следам этой дискуссии авторы работы [Kodama et al., 2019] заново отобрали и изучили коллекцию базальтовых пород Гардар, Гренландия, по которым ранее были получены высокие значения $B_{др}$ [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993]. В новом исследовании были получены определения $B_{др}$ по 13 потокам. Обозначенным нами выше критериям отбора удовлетворяют пять из них, показанные на рис. 7 символом $\blacklozenge$. Значения $B_{др}$ и VDM по 5 потокам лежат в пределах (3.6–18.7) мкТл и $(0.84\text{--}4.65) \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, соответственно. Их средние значения (6.5 ± 5.9) мкТл и $1.72 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$

близки по величине средним величинам $B_{др}$ и VDM , полученным нами на породах разреза Уджи (4.54 мкТл и $1.11 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$), эти коллекции близки также и по возрасту.

Таким образом, в интервале 1.1–1.4 млрд лет, после исключения результатов работ [Thomas, Piper, 1995; Thomas, 1993], остаются лишь данные [Macouin et al., 2006; Kodama et al., 2019; Щербакова и др., 2022; 2006a] и наши новые данные по разрезу Уджа с низкими значениями VDM (рис. 7). Это делает неправдоподобной гипотезу [Biggin

et al., 2015] о возникновении твердого земного ядра именно в этот период.

Вместе с тем, на рис. 7 обращает на себя внимание “столбик” данных возрастом около 1.1 млрд лет, где представлены как очень низкие, так и высокие значения напряженности. Интерес к этим данным увеличился после недавней публикации [Zhang et al., 2022] об определении палеонапряженности на породах Северной Америки возраста 1.09 млрд лет, в которой были получены высокие значения VDM вплоть до 13×10^{22} Ам². Это вновь поставило вопрос о возможном возникновении твердого земного ядра в мезопротерозое, но теперь уже на рубеже 1.1 млрд лет, поскольку столь высокая палеонапряженность требует существования мощного геодинамо.

Однако при обсуждении такого сценария следует обратить внимание на то, что на самом деле переходы палеонапряженности от слабой к сильной и обратно проявляются и на более ранней стадии геологической истории Земли, например, на временном интервале, близком к границе архей–протерозой (рис. 7). С другой стороны, заключительный период протерозоя, эдиакарий характеризуется ультранизкими величинами палеонапряженности [Bono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020; Thallner et al., 2021; 2022]. К этому следует добавить данные о существовании периодов низкой палеонапряженности и нестабильного направления геомагнитного поля в девоне [Shcherbakova et al., 2017; Щербакова и др., 2021; Hawkins et al., 2019].

Таким образом, из анализа данных VDM , представленных в настоящее время в МБД, следует, что общая картина поведения палеонапряженности, показанная на рис. 7, не дает достаточно веских оснований для выделения какого-либо интервала времени как наиболее вероятного для образования внутреннего твердого ядра. Скорее можно говорить о чередовании периодов низкой и высокой напряженности палеополя в докембрии и о большой вариабельности режимов работы геомагнитного динамо независимо от существования или отсутствия твердого ядра Земли, как это явственно следует из формы кривой скользящего среднего по 7 точкам изменения VDM (сплошная линия на рис. 7). Параллельно с этим можно отметить тенденцию к постепенному спаду интенсивности геомагнитного поля от раннего архея до палеозоя. Линейная аппроксимация зависимости величины VDM от времени на этом интервале (пунктирная кривая на рис. 7) указывает на статистическую значимость этой аппроксимации: коэффициент корреляции здесь составляет 0.27 при уровне доверия >0.999 .

Оба указанных обстоятельства представляют собой существенную трудность в определении времени начала образования внутреннего ядра,

основанного только на имеющихся записях палеонапряженности, что отмечают и авторы работы [Zhang et al., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На коллекции пород возрастом ~1380 млн лет, отобранных в долине р. Уджа на территории Уджинского авлакогена, получено новое, отвечающее современным критериям надежности, определение палеонапряженности геомагнитного поля $B_{др}$, низкое по величине (4.54 мкТл) и соответствующее низкому значению $VDM \approx 1.11 \times 10^{22}$ Ам².

Выполнен статистический анализ данных VDM , представленных в МБД [Мировая ..., 2022] на временном интервале 350–3500 млн лет. Показано, что на этом интервале прослеживается чередование периодов низкой и высокой напряженности геомагнитного поля в докембрии и палеозое. Это свидетельствует о большой вариабельности режимов работы геомагнитного динамо независимо от существования или отсутствия твердого ядра Земли. Из этого следует также вывод, что имеющихся в настоящее время определений VDM в период 350–3500 млн лет слишком мало для проведения полноценного статистического анализа, чтобы на его основании выделить какой-либо интервал времени как наиболее вероятный для образования внутреннего ядра.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

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

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем искреннюю благодарность вед. н. с. ГО “Борок” ИФЗ РАН Цельмовичу В.А. и н. с. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН Багдасарян Т.Э. за помощь в проведении микроскопических наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Щербакова В.В. Терромагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- 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. 1973. С. 56–57.
- Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учуро-Майскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции рифея Сибирской платформы // Физика Земли. 2009. № 7. С. 3–24.
- Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарев А.В., Фокин И.В., Патонин А.В., Пасенко А.М., Фетисова А.М., Матвеев М.А.,

- Афиногенова Н.А., Рудько Д.В., Чистякова А.В. Центр коллективного пользования института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. URL: <https://www.gt-crust.ru/jour/article/view/1453> (дата обращения: 10.04.2023). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
- Гапеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазно-окисленных титаномagnetитов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 4. С. 100–104.
- Елисеев А.А., Щербакова В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Жидков Г.В., Абашев В.В., Рогов А.М. Низкая напряженность геомагнитного поля на рубеже перми и триаса по результатам исследования траппов Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и Геофизика. 2022. Т. 63. № 2. С. 230–246. URL: <https://doi.org/10.15372/GiG2021133>
- Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкохуб Д.П. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Удзинского поднятия (север Сибирской платформы). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, Москва. 2007. С. 68–72.
- Мировая база данных по палеонапряженности. Интернет-сайт геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН. 2022. URL: <http://www.brk.adm.yar.ru/pal-mag/index.html> (дата обращения: 15.03.2023).
- Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присяянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139. <https://doi.org/10.7868/S0002333715050099>
- Палеомагнитология / А. Н. Храмов (ред.). Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Пасенко А.М. Палеомагнетизм мезопротерозойских пород северо-востока Сибирской платформы: дис. кан. геол.-мин. наук. Москва. 2021. 144 с.
- Пасенко А.М., Малышев С.В. Палеомагнетизм и возрастная корреляция мезопротерозойских пород Удзинского и Оленекского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Физика Земли. 2020. № 6. С. 145–169.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (Ред.). Наука: Интерпериодика. 2001. 571 с.
- Щербакова В.В., Жидков Г.В., Павлов В. Э. Оценка напряженности геомагнитного поля в протерозое на породах Южной Карелии. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. Казань: изд-во Казанского университета. 2004. С. 61–66.
- Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К. Определение палеонапряженности в раннем протерозое по гранитоидам шумихинского комплекса Сибирского кратона // Физика Земли. 2006б. № 6. С. 80–89.
- Щербакова В.В., Павлов В.Э., Щербаков В.П., Неронов И., Земцов В.А. Результаты палеомагнитных исследований и оценка палеонапряженности геомагнитного поля на границе раннего и среднего рифея на породах салминской свиты (Северное Приладожье) // Физика Земли. 2006а. № 3. С. 57–68.
- Щербакова В.В., Водовозов В.Ю., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Сальная Н.В., Лейченко Г.Л. Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 90–112.
- 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. С. 93–106. <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 Водлозерского террейна Карельского кратона // Физика Земли. 2017. № 5. С. 101–120. <https://doi.org/10.7868/s0002333717050118>
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C. Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. № 3. P. 1414–1428. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x>
- Biggin A.J., Piispa 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 and Space. 2009. V. 61. № 1. P. 9–22. <https://doi.org/10.1186/BF03352881>
- Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K. Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 204–205. P. 11–21. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005>
- Bono R.K., Paterson G.A., van der Boon A., Engbers Y.A., Michael Grappone J., Handford B., Hawkins L.M.A., Lloyd S.J., Sprain C.J., Thallner D., Biggin A.J. The PINT database: a definitive compilation of absolute palaeomagnetic intensity determinations since 4 billion years ago // Geophysical J. International. 2022. V. 229. № 1. P. 522–545. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab490>
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D. Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nature Geoscience. 2019. V. 12. № 2. P. 143–147. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>
- Borok-Munich absolute palaeointensity database. Ludwig-Maximilians-Universität München website. 2022. URL: <https://data.ub.uni-muenchen.de/344/> (date accessed: 15.03.2023).
- 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. № 6367. P. 329–331. <https://doi.org/10.1038/356329a0>
- Coe R.S. The determination of paleo-intensities of the Earth’s magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier’s method // J.

- geomagnetism and geoelectricity. 1967. V. 19. № 3. P. 157–179.
<https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
- Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756.
<https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01740>
- Davies C.J. Cooling history of Earth's core with high thermal conductivity // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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 1.786 Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 309. № 3–4. P. 234–248.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.005>
- Driscoll P.E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687.
<https://doi.org/10.1002/2016GL068858>
- El Bahat A., Ikenne M., Söderlund U., Cousens B., Youbi N., Ernst R., Soulaïmani A., Hafid A. U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: newly identified 1380 Ma event in the West African Craton // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 85–98.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. V. 16.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // *The J. Geology*. 2000. V. 108. № 4. P. 381–401.
<https://doi.org/10.1086/314413>
- Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Research*. 2016. V. 281. P. 639–655.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.017>
- Evans D.A., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. 2011. V. 39. № 5. P. 443–446.
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 4. P. 947–961.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Glatzmaier G.A., Roberts P.H. Simulating the geodynamo // *Contemporary Physics*. 1997. V. 38. № 4. P. 269–288.
<https://doi.org/10.1080/001075197182351>
- Gubbins D., Alfè D., Masters G., Price G.D., Gillan M. Gross thermodynamics of two-component core convection // *Geophysical J. International*. 2004. V. 157. № 3. P. 1407–1414.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02219.x>
- Hawkins L.M.A., Grappone J.M., Sprain C.J., Saengduan P., Sage E.J., Thomas-Cunningham S., Kugabalan B., Biggin A.J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mid-Paleozoic dipole low // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2021. V. 118. № 34. P. e2017342118.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2017342118>
- 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 and Planetary Science Letters*. 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? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 258. P. 51–62.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.07.001>
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophysical J. Royal Astronomical Society*. 1980. V. 62. № 3. P. 699–718.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 147. № 2–3 SPEC.ISS. P. 155–169.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010>
- Kodama K.P., Carnes L.K., Tarduno J.A., Berti C. Palaeointensity of the 1.3 billion-yr-old Gardar basalts, southern Greenland revisited: no evidence for onset of inner core growth // *Geophysical J. International*. 2019. V. 217. № 3. P. 1974–1987.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggz126>
- Kulakov E.V., Smirnov A.V., Diehl J.F. Absolute geomagnetic paleointensity as recorded by ~1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan) // *Studia Geophysica et Geodaetica*. 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 // *C.R. 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)
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. № 12. P. Q12016–Q12016.
<https://doi.org/10.1029/2004GC000807>
- Levi S. The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. № 4. P. 245–259.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90107-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90107-8)
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Paterson G.A., McCausland P.J.A. Extremely weak early Cambrian dipole moment similar to Ediacaran: Evidence for long-term trends in geomagnetic field behaviour? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 595. P. 117757.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117757>
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Halls H., Hill M.J. First palaeointensity data from the Cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age // *Geophysical Journal International*. 2021. V. 226. № 1. P. 66–77.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggab090>

- Lloyd S.J., Biggin A.J., Li Z.-X. New paleointensity data suggest possible Phanerozoic-type paleomagnetic variations in the Precambrian // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. № 10. P. e2021GC009990. <https://doi.org/10.1029/2021GC009990>
- 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 and Planetary Science Letters*. 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) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 1. P. Q01H21–Q01H21. <https://doi.org/10.1029/2005GC000960>
- Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Shcherbakov V.D. Geodynamic significance of the Mesoproterozoic magmatism of the Udzha paleo-rift (Northern Siberian Craton) based on U–Pb geochronology and paleomagnetic data // *Minerals*. 2018. V. 8. № 12. P. 555. <https://doi.org/10.3390/min8120555>
- McArdle N.J., Halls H.C., Shaw J. Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier palaeointensities for Canadian Precambrian dykes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 147. № 2–3. 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. Geophysical Research: Solid Earth*. 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013. <https://doi.org/10.1029/96JB02113>
- 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. Geodynamics*. 2020. V. 139. P. 101752.
- Muxworthy A.R., Evans M.E., Scourfield S.J., King J.G. Paleointensity results from the late-Archaeon Modipe Gabbro of Botswana // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 7. P. 2198–2205. <https://doi.org/10.1002/ggge.20142>
- Olson P., Deguen R., Hinnov L.A., Zhong S. Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2013. V. 214. P. 87–103. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.10.003>
- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 245. P. 117–133. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.06.003>
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 15. № 4. P. 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
- 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. // *Journal of geomagnetism and geoelectricity*. 1997. V. 49. № 4. P. 601–614. <https://doi.org/10.5636/jgg.49.601>
- Pozzo M., Davies C., Gubbins D., Alfè D. Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // *Nature*. 2012. V. 485. № 7398. P. 355–358. <https://doi.org/10.1038/nature11031>
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>
- Selkin P.A., Gee J.S., Meurer W.P., Hemming S.R. Paleointensity record from the 2.7 Ga Stillwater Complex, Montana // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 12. P. Q12023–Q12023. <https://doi.org/10.1029/2008GC001950>
- Shaar R., Tauxe L. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 3. P. 677–692. <https://doi.org/10.1002/ggge.20062>
- Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V. On the suitability of the Thellier method of palaeointensity determinations on pseudo-single-domain and multidomain grains // *Geophysical Journal International*. 2001. V. 146. № 1. P. 20–30. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01421.x>
- 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? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophysical J. International*. 2017. 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. Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Rhiphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // *Geophysical J. International*. 2008. V. 175. № 2. P. 433–448. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x>
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J. Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophysical J. International*. 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. <https://doi.org/10.1029/1999JB900235>
- Smirnov A.V., Evans D.A.D. Geomagnetic paleointensity at ~2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 416. P. 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.012>
- 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., Kulakov E.V., McEnroe S.A., Bono R.K. Palaeointensity, core thermal conductivity and the unknown age of the inner core // *Geophysical J. Inter-*

- national. 2016. V. 205. № 2. P. 1190–1195.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw080>
- Smirnov A.V., Tarduno J.A.* Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // *J. Geophysical Research: 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 // *Geophysical J. International*. 2018. V. 213. № 3. P. 1969–1983.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggy074>
- Sumita I., Hatakeyama T., Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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 // *Reviews of Geophysics*. 2006. V. 44. № 1. P. RG1002–RG1002.
<https://doi.org/10.1029/2005RG000189>
- 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>
- 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., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K.* A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals // *Science*. 2015. V. 349. № 6247. P. 521–524.
<https://doi.org/10.1126/science.aaa9114>
- Tauxe L.* Essentials of paleomagnetism / L. Tauxe. Univ of California Press, 2010. 512 p.
- Thallner D., Biggin A.J., McCausland P.J.A., Fu R.R.* New paleointensities from the Skinner Cove Formation, Newfoundland, suggest a changing state of the geomagnetic field at the Ediacaran–Cambrian transition // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. № 9. P. e2021JB022292.
<https://doi.org/10.1029/2021JB022292>
- Thallner D., Shcherbakova V.V., Bakmutov V.G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Poliachenko I.B., Biggin A.J.* New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW Ukraine) // *Geophysical J. International*. 2022. V. 231. № 1. P. 474–492.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggac186>
- The PINT absolute palaeointensity database. Homepage of the PINT palaeointensity database. 2022. URL: <http://www.pintdb.org> (date accessed: 15.03.2023).
- Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D., Alken P., Aubert J., Barrois O., Bertrand F., Bondar T., Boness A., Brocco L.* International geomagnetic reference field: the 12th generation // *Earth, Planets and Space*. 2015. V. 67. P. 1–19.
- Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Annales de Géophysique*. 1959. V. 15. P. 285–376.
- Thomas D.N., Piper J.D. A.* Evidence for the existence of a transitional geomagnetic field recorded in a Proterozoic lava succession // *Geophysical J. International*. 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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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)
- Valet J.-P., Besse J., Kumar A., Vadaske-Chanat S., Philippe E.* The intensity of the geomagnetic field from 2.4 Ga old Indian dykes // *Geochemistry, Geophysics, 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 Research*. 2019. V. 324. P. 126–145.
<https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017>
- Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V.* Shared research facilities “Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13(2). P. 0579.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
- Wilson R.L.* The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophysical J. Royal Astronomical Society*. 1961. V. 5. № 1. P. 45–58.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x>
- Yoshihara A., Hamano Y.* Intensity of the Earth's magnetic field in late Archean obtained from diabase dikes of the Slave Province, Canada // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 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 Research*. 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 and Planetary Science Letters*. 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. Geophysical Research: Solid Earth*. 2001. V. 106. № B11. P. 26331–26343.
<https://doi.org/10.1029/2001jb000213>

Zhang Y., Swanson-Hysell N.L., Avery M.S., Fu R.R. High geomagnetic field intensity recorded by anorthosite xenoliths requires a strongly powered late Mesoproterozoic geodynamo // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2022. V. 119. № 29. P. e2202875119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2202875119>

Zhou T., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D., Bono R.K., Ibanez-Mejia M., Huang W., Hamilton M., Kodama K., Smirnov A.V., Crummins B., Padgett F. Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure // *Nat Commun*. 2022. V. 13. № 1. P. 4161. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31677-7>

An Ultralow Geomagnetic Field Intensity in The Mesoproterozoic Based on Studies of 1380 Ma Old Intrusive Bodies from the Udzha Aulacogen of the Siberian Platform

V. V. Shcherbakova^{a, *}, A. M. Pasenko^b, G. V. Zhidkov^a, V. P. Shcherbakov^a, and N. A. Afinogenova^a

^a*Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Yaroslavl Region, Borok, 152742 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

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

Abstract—Estimating the time of formation of the Earth's solid inner core is a first-order problem in the thermal evolution of the Earth as a planet, which can be solved in particular by paleointensity (B_{anc}) determinations. For this purpose, we have studied a collection of ~1380 Ma rocks sampled in the Udzha River valley within the Udzha aulacogen from the dolerite sill near the Khapchanyr River. The sill is an intrusion 5–7 meters thick that cuts through the siltstones and carbonates of the Udzha Formation. To obtain reliable paleointensity (B_{anc}) determinations, magnetic and thermomagnetic properties of the studied rocks have been investigated, and their X-ray diffraction patterns and electron-microscopic images have been collected. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural remanent magnetization are single-domain (SD) and small pseudo-single-domain (PSD) magnetite grains. Two methods have been used to determine the B_{anc} : the Thellier–Coe procedure including reheating to lower temperatures (the *pTRM* checkpoints procedure) and the Wilson express method. Paleointensity determinations have been obtained for 9 samples (30 duplicates) that met the selection criteria. The mean value of B_{anc} is extremely low and amounts to $4.54 \pm 0.49 \mu\text{T}$; the corresponding calculated value of the virtual dipole moment (*VDM*) is $(11.1 \pm 1.2) \times 10^{21} \text{ Am}^2$, which is almost an order of magnitude lower than the mean *VDM* in modern epoch ($\approx 80 \times 10^{21} \text{ Am}^2$) and more than six times lower than the mean *VDM* in the Cenozoic ($6.44 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). The *VDM* data over the 350–3500 Ma interval presented in the world paleointensity database (WPD), Borok, have been analyzed. An alternation of periods of low and high paleointensity is observed in the Precambrian and Paleozoic, which indicates a large variability in the operation mode of the geomagnetic dynamo regardless of the existence or absence of an inner solid core of the Earth. It is important to note that the number of reliable *VDM* values over such a long interval, 350–3500 Ma, is too small for a complete statistical analysis to single out any time interval as the most probable for the formation of the inner core.

Keywords: low paleointensity, Precambrian, origin of the Earth's solid core, Thellier method, Wilson method, data reliability, Udzha aulacogen, Siberian Platform