

УДК 550.384

ТЕСТИРОВАНИЕ ГИПОТЕЗЫ О ДВУХМОДОВОМ РЕЖИМЕ ГЕНЕРАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПРОТЕРОЗОЕ В КОНТЕКСТЕ НОВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О ЕГО ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ОКОЛО 1500 МЛН ЛЕТ НАЗАД

В.В. Щербакова¹, А.М. Пасенко^{2,✉}, В.П. Щербаков¹, Г.В. Жидков¹,
Н.А. Афиногенова¹, А.А. Каримов³

¹ Геофизическая обсерватория «Борок», филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742, Ярославская обл., пос. Борок, 142, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Поступила в редакцию: 29.12.2024

Принята в печать: 03.03.2025

Опубликована онлайн: 07.03.2025

DOI: [10.15372/GiG2025115](https://doi.org/10.15372/GiG2025115)

EDN: YDREQI

Ссылка для цитирования:

**Щербакова В.В., Пасенко А.М.,
Щербаков В.П., Жидков Г.В.,
Афиногенова Н.А., Каримов А.А. (2025).**

Тестирование гипотезы о двухмодовом режиме генерации геомагнитного поля в протерозое в контексте новых экспериментальных данных о его палеонапряженности около 1500 млн лет назад // Геология и геофизика, т. 66, № 7, с. 929–951, DOI: [10.15372/GiG2025115](https://doi.org/10.15372/GiG2025115), EDN: YDREQI.

© В.В. Щербакова, А.М. Пасенко,

В.П. Щербаков, Г.В. Жидков,

Н.А. Афиногенова, А.А. Каримов, 2025

✉ E-mail: a.m.pasenko@ifz.ru

Выполнены определения палеонапряженности геомагнитного поля в протерозое на коллекции пород, отобранных из интрузивных тел севера Сибирской платформы возрастом ≈ 1500 млн лет. Подробно изучены магнитные и термомагнитные свойства пород, выполнены рентгеноструктурные и электронно-микроскопические исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности являются одно- и малые псевдооднородные зерна магнетита. Определение палеонапряженности $B_{др}$ проводилось по методике Телье–Коэ с выполнением процедуры check-points (проверочных нагревов до более низких температур) и по методу Вилсона–Буракова. По шести сайтам получены 22 (34 с дублями) определения, удовлетворяющие современным критериям достоверности. Все они обнаруживают низкие значения величины поля и виртуального дипольного момента, меняются в пределах 4.7–17.6 мкТл и $1.21\text{--}3.85 \times 10^{22}$ Ам² соответственно, что примерно в четыре раза ниже их средних величин в современную эпоху. Был проведен совместный анализ определений палеонапряженности для протерозоя, представленных в мировой базе данных, и функции наклона $a(I) = 1/[1 + 3\cos^2(I)]^{1/2}$. Показано, что данные на диаграмме ($B_{др}$, $a(I)$) разбиваются на кластеры высоких и низких значений палеонапряженности. При этом оба кластера свидетельствуют о дипольной геометрии поля независимо от его интенсивности. Проведенный анализ подтверждает гипотезу о двухмодовом режиме генерации геомагнитного поля в протерозое, что может говорить об отсутствии твердого внутреннего ядра в раннем и среднем протерозое, относя его образование к более позднему времени (эдиакарию).

Протерозой, низкая палеонапряженность, двухмодовый режим поля в протерозое, метод Телье–Коэ, метод Вилсона–Буракова, Анабарское поднятие, Сибирская платформа

ВВЕДЕНИЕ

Изучение эволюции земного ядра является одной из фундаментальных задач геологии и геофизики. Процессы, протекающие в ядре и на границе ядра и мантии, оказывают существенное влияние как на внешние оболочки Земли, так и на ее физические поля. Существуют представления [Добрецов и др., 1993; Зоненшайн и др., 1993; Добрецов, 1994; Диденко, 1998, 1999; Jellinek, Manga, 2004; Hunt, van den Bramer, 2011], согласно которым на границе ядра и мантии в слое D'' могут зародиться крупные восходящие потоки мантийного вещества (плюмы и суперплюмы), которые приводят к проявлению катастрофических геологических событий на земной поверхности и оказывают существенное влияние на геодинамические процессы в земной коре. Измене-

ние мощности слоя D'' или появление других неоднородностей в нижней мантии, вызванные формированием таких восходящих потоков, приводит к изменению теплопроводности и, как следствие, к изменению скорости переноса энергии из центра ядра (например, [Gubbins et al., 2004]). Подобные изменения теплопроводности и граничных условий на границе ядра и мантии приводят к изменению конвекции в жидком ядре и возможной смене режима геодинамо [Driscoll, Olson, 2011; Amit, Choblet, 2012]. Таким образом, изменение характеристик геомагнитного поля напрямую связано с процессами, протекающими в жидком ядре и мантии Земли, и оказывающими существенное влияние на тектонику и геодинамику литосферы.

Согласно современной теории геодинамо, магнитное поле Земли генерируется за счет быстрого вра-

щения Земли вокруг своей оси и наличия градиента температур между центральной и периферийной частями жидкого ядра, что приводит к возникновению тепловой конвекции и, как следствие, к генерации магнитного поля [Labrosse, Macouin, 2003; Wicht, Sanchez, 2019]. В процессе кристаллизации внутреннего твердого ядра может возникать дополнительное тепло, усиливающее конвекцию в жидком ядре [Verhoogen, 1961], а также может возникать более эффективная по сравнению с тепловой – химическая (композиционная) конвекция [Брагинский, 1964].

Теоретические оценки времени образования твердого ядра Земли сильно разнятся и в разных моделях варьируют от 3500–300 млн лет [Gubbins et al., 2004] до 1800–800 млн лет [Aubert et al., 2009]. Важно, что теоретически в результате кристаллизации твердого внутреннего ядра ожидается резкое изменение режима работы геодинамо, что может быть выражено, в частности, в изменении напряженности геомагнитного поля ($B_{др}$) [Stevenson et al., 1983; Aubert et al., 2009; Driscoll, 2016]. Тогда, наблюдая поведение $B_{др}$ на поверхности планеты и опираясь на комплекс данных об изменениях $B_{др}$ на протяженных временных отрезках, можно выполнить независимую оценку времени дифференциации ядра на жидкое и твердое. При этом количество определений $B_{др}$ должно быть достаточно большим для проведения статистического анализа соответствующего блока данных.

На текущий момент в международной базе данных (МБД) [Сычёва, 2024] имеется более 5000 определений палеонапряженности. Однако даже минимальная их фильтрация по критериям надежности (следуя рекомендациям [Perrin, Shcherbakov, 1997], принимаются во внимание только определения, полученные методом Телье–Коз с выполнением процедуры check-points (проверочные нагревы до более низких температур), число определений $N \geq 3$, стандартная ошибка определения $SE \leq 15\%$) снижает это число до ≈ 1600 . Из этого числа лишь 144 определения относятся к большому временному интервалу $\approx 4200 \dots 500$ млн лет древней истории Земли (здесь ≈ 4200 млн лет в МБД указывает возраст самой древней породы, на которой получено определение $B_{др}$ [Tarduno et al., 2006]). При этом эти определения $B_{др}$ сильно разнятся между собой по величине и указывают на чередование периодов низкой и высокой напряженности, что затрудняет оценки времени образования твердого ядра, построенные на данных по напряженности древнего поля [Щербакова и др., 2022].

Одна из последних моделей температурной эволюции ядра и связанная с ней модель эволюции геодинамо [Driscoll, 2016] указывают на время кристаллизации внутреннего ядра 800–600 млн л. н., что, по расчетам авторов, сопровождалось ультранизкими значениями виртуального дипольного момента (VDM) и ослаблением вклада центрально-осевого

диполя. Автор отмечает, в частности, что геодинамо могло перейти от мультипольного к дипольному режиму около 1700 млн л. н., затем к режиму генерации слабого поля около 1000 млн л. н., в период существования которого возникло твердое ядро Земли около 650 млн лет, после чего, наконец, геодинамо перешло к режиму сильного диполя, который сохраняется и по сей день [Driscoll, 2016]. Ряд недавно опубликованных определений палеонапряженности в эдиакарии демонстрируют как раз очень низкие значения $B_{др}$ в этот период [Bono et al., 2019; Thallner et al., 2021a; Щербакова и др., 2023], что как будто подтверждает данную модель. С другой стороны, слишком малое число надежных определений палеонапряженности в докембрии не позволяет с уверенностью судить о поведении поля в те далекие эпохи и о справедливости предложенных моделей эволюции геодинамо. Для тестирования уже известных моделей и для разработки новых необходимократно увеличить их количество, добываясь представительности данных на достаточно больших интервалах времени, по крайней мере, для протерозоя.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории Анабарского поднятия как в пределах выступа древнего кристаллического фундамента Сибирской платформы, так и в области развития ее осадочного рифейско-фанерозойского чехла широко распространены субвулканические тела (дайки и силлы) базитового состава [Липенков и др., 2015; Гусев и др., 2016] (рис. 1). Этот регион активно изучался на протяжении многих лет. В 1950–1970 гг. были проведены среднемасштабные геологические съемки, а с начала 2000-х годов параллельно с геохронологическими определениями был выполнен большой объем палеомагнитных исследований. В результате было показано, что подавляющее большинство базитовых тел Западного и Северного Прианабарья, прорывающих раннерифейские толщи и ранее считавшихся позднекембрийскими, имеют возраст около 1500 млн лет, что послужило основанием для объединения их в составе новой Куонамской магматической провинции (КМП) [Эрнст и др., 2016].

В рамках данного исследования нами были выполнены в полном объеме палеомагнитные исследования и проведены определения палеонапряженности магнитного поля, записанного в породах котуйского интрузивного магматического комплекса, который проявлен в районе среднего течения р. Котуй на западном склоне Анабарского массива [Липенков и др., 2015]. Палеомагнитная часть проекта (отбор коллекции, температурная чистка, анализ полученных данных, расчет палеомагнитных полюсов и т. д.) завершена, подробное описание методики, полученные результаты и выводы опубликованы [Пасенко и др., 2024а, 2024б]. Здесь мы представляем

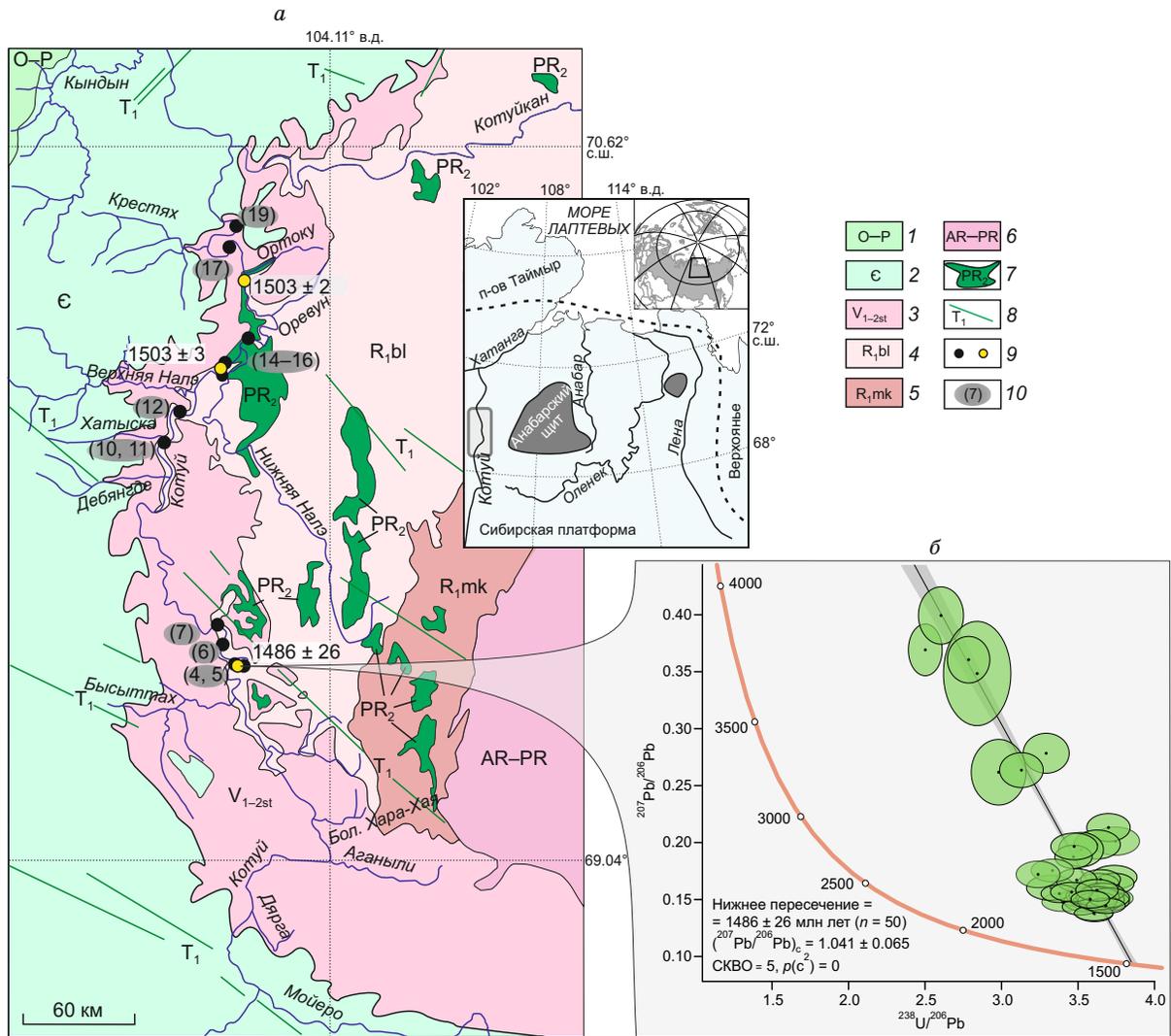


Рис. 1. а – геологическая карта-схема западного склона Анабарского массива [Пасенко и др., 2024а]: 1 – отложения палеозоя; 2 – отложения кембрия; 3 – отложения старореченской свиты венда; 4 – отложения билляхской серии нижнего рифея; 5 – отложения мукунской серии нижнего рифея; 6 – образования архей-протерозойского фундамента; 7 – интрузивные образования котуйского интрузивного комплекса; 8 – интрузивные образования пермско-триасового интрузивного комплекса; 9 – известные достоверные определения возраста (желтые кружки [Эрнст и др., 2016; Пасенко и др., 2024а]) и точки отбора палеомагнитных образцов (черные кружки); 10 – номера сайтов; б – диаграмма Тера–Вассербурга [Tera, Wasserburg, 1972] для датированных кристаллов апатита из габбро-долеритов сайта 5 Куонамской магматической провинции. На врезке показан район исследований. Пунктирной линией на врезке показана граница Сибирской платформы.

вторую часть проекта – результаты экспериментов по определению палеонапряженности. Для последовательности изложения приведем краткое описание палеомагнитных исследований.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделенная КМП представлена преимущественно мощными силлами (хотя встречаются и дайки) основного состава [Evans et al., 2016; Эрнст и др., 2016]. Ранее исследовались в основном интрузивные тела западного, северного и восточного склона Анабарского массива (долины рек Котуйкан, Фомич и Боль-

шая Куонамка). Новый этап палеомагнитных, геохимических и геохронологических работ, проведенных нами на западном склоне Анабарского массива в районе среднего течения р. Котуй (см. рис. 1), показал [Пасенко и др., 2024а, 2024б], что распространенные в этом регионе интрузивные тела котуйского магматического комплекса следует также отнести к проявлению КМП с возрастом ≈ 1500 млн лет, а не к отдельному этапу магматизма эдиакарского возраста, как считалось ранее [Липенков и др., 2015].

В районе исследований котуйский интрузивный комплекс представлен силлами долеритов и габбро-долеритов мощностью до 80 м. Вмещающими породами для них выступают карбонатные породы биллях-

ской серии нижнего рифея. Для проведения палеомагнитных исследований авторами было опробовано семь силлов (см. рис. 1), в 11 различных, удаленных друг от друга сайтах. К сожалению, тест контакта в его классическом варианте провести было невозможно, поскольку экзоконтактная зона силлов была либо не обнажена совсем, либо было обнажено лишь 1.0–1.5 м вмещающих пород, представленных мраморами. При такой обнаженности классический тест контакта, демонстрирующий разворот вектора естественной остаточной намагниченности по профилю эндоконт-экзоконт-вмещающая порода, было невозможно провести. Поэтому нами были отобраны образцы вмещающих пород в самом близком обнажении – на расстоянии около 2 км от одного из силлов.

Методика исследований. В нашем исследовании «сайт» обозначает единое обнажение, удаленное от соседнего не менее чем на 1 км. В рамках одного обнажения (сайта) образцы отбирались из 2–4 локальных точек (в радиусе до 5 м), между которыми было расстояние минимум в 10–15 м (если позволял размер обнажения). Всего из каждого сайта отбиралось 12–15 образцов штучным методом с использованием горного геологического компаса. Отбор, ориентирование образцов и последующая их обработка проводились по стандартной методике [Храмов и др., 1982] в лаборатории главного геомагнитного поля ИФЗ РАН и на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН [Веселовский и др., 2022]. Все исследованные образцы подверглись ступенчатой температурной чистке. Компонентный анализ, расчет палеомагнитных полюсов и визуализация палеомагнитных данных проводились в компьютерной программе PmTools [Ефремов, Веселовский, 2023].

Ступенчатая магнитная чистка проводилась путем температурного размагничивания с использованием немагнитной печи MMTD80 (Magnetic Measurements, Великобритания) и измерением вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) на криогенном SQUID (2G-Enterprises, США) и спин-JR-6 (AGICO, Чехия) магнитометрах в пространстве, экранированном от внешнего магнитного поля. Микрофотографии были получены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira IV ЦКП ИФЗ РАН.

Возраст изученных объектов. В работе [Ernst et al., 2016] на основании ряда U-Pb датировок и проведенных геохимических анализов интрузивных базитовых тел севера Сибирской платформы впервые была выделена КМП. Было показано, что относимые к ней магматические тела сформировались примерно 1500 млн л. н. В этой же работе на основании осреднения известных на тот момент датировок приводится оценка возраста магматизма как 1501 ± 3 млн лет. Полученные с тех пор новые изотопные датировки других интрузивных тел КМП уверенно согласуются с обозначенным возрастом [Пасенко и др., 2024б].

Для крупного силла габбро-долеритов, изученного нами в сайтах 14–16, на текущий момент известны два прецизионных геохронологических определения возраста – 1503 ± 3 и 1503 ± 2 млн лет, полученные по U-Pb изотопной системе в бадделеите [Эрнст и др., 2016; Пасенко и др., 2024а]. Для самого южного из опробованных нами силлов (сайты 4 и 5) получена оценка возраста 1486 ± 26 млн лет по U-Pb изотопной системе в апатите (см. дополнительные материалы, <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=80446323>). Отметим, что относительно большая (1.7 %) ошибка в определении возраста (1486 ± 26 млн лет) связана с особенностями U-Pb изотопной системы в апатите и с кристаллографической структурой апатита. Особенности датирования U-Pb системы в апатите таковы, что этот метод дает большую погрешность, нежели датирование U-Pb системы в бадделеите. Тем не менее этого часто бывает вполне достаточно, чтобы соотнести датируемое интрузивное тело с каким-либо надежно датированным этапом магматизма. Мы используем здесь эту оценку возраста (1486 ± 26 млн лет) лишь как подкрепление вывода о том, что конкретный изученный нами силл внедрился одновременно (в геологических масштабах времени) с остальными телами КМП ≈ 1500 млн л. н.

Геохимические характеристики изученных нами тел [Пасенко и др., 2024а], характер палеомагнитной записи в них и оценки возраста (в интервалах ошибки [Пасенко и др., 2024а]) совпадают с таковыми для других тел Куонамской провинции, изученных в работах [Evans et al., 2016; Ernst et al., 2016]. Соответственно, исследованные нами тела и тела из работ [Веселовский и др., 2009; Evans et al., 2016; Ernst et al., 2016] принадлежат единому магматическому комплексу – Куонамской крупной магматической провинции, сформировавшейся ≈ 1500 млн л. н. Отметим, что среди вышеприведенных определений возраста два из них получены для сайтов, на образцах которых нами получены определения палеонапряженности.

U-Pb датирование апатита из габбро-долерита силла, опробованного в сайте 5, выполнено методом лазерной абляции с масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Для датирования использовался эксимерный лазер Analyte Excite с длиной волны 193 нм, снабженный ячейкой двойного объема HelEx II и сопряженный с квадрупольным ИСП-МС Agilent 7900. Абляция осуществлялась в потоке гелия (0.5 л/мин несущий газ и 0.2 л/мин через второй объем абляционной ячейки) пятном лазера 30 мкм при частоте излучения 10 Гц и плотности энергии 3.5 Дж/см². Затем, перед поступлением в горелку масс-спектрометра, гелий подмешивался к потоку аргона (1.03 л/мин) в Т-образном кварцевом соединении оригинальной конструкции. Каждый анализ начинался с измерения фона (20 с),

непосредственно измерение составляло 40 с, после чего 60 с отводилось на очистку системы перед следующим измерением. Измерялись следующие изотопы (в скобках приведена выдержка в мс): ^{43}Ca (0.005), ^{137}Ba (0.005), ^{204}Pb (0.01), ^{206}Pb (0.03), ^{207}Pb (0.04), ^{208}Pb (0.01), ^{232}Th (0.01), ^{235}U (0.02) и ^{238}U (0.02). Для учета масс-дискриминации и масс-фракционирования использовались стандартное стекло NIST-610, для которого известны изотопные отношения свинца по данным изотопного разбавления и масс-спектрометрии с термической ионизацией (ИР-ТИМС) [Stern, Amelin, 2003]. В качестве вторичных (проверочных) стандартов были использованы: 1) апатит из сиенита горы Пик Макклюра (McClure) с известным возрастом, определенным методом ИР-ТИМС (523.51 ± 1.53 млн лет [Schoene, Bowring, 2006]); 2) апатит образца OD306 из апатит-магнетитовой жилы Cu-Au месторождения Акрополис (Acropolis) с возрастом $1596 \pm \pm 7.1$ млн лет, определенным методом изотопного разбавления и мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИР МК-ИСП-МС [Thompson et al., 2016]; 3) метаморфический апатит из мраморов Оттэр Лэйк (Otter Lake) с возрастом $913 \pm \pm 7$ млн лет, определенным методом ИР МК-ИСП-МС [Barfod et al., 2005]. Полная серия измерений состояла из 50 циклов, начинающихся с измерений NIST-610, McClure, OD306 и Otter Lake и заканчивающихся измерениями четырех неизвестных проб. Редукция данных выполнялась в программном комплексе Iolite 4.9 [Paton et al., 2010, 2011].

Результаты датирования представлены на диаграмме Тера–Вассербурга на рис. 1, б. Изотопные соотношения, полученные в результате измерений в образце силла и в двух стандартах, представлены в доп. материалах.

Результаты палеомагнитных исследований. В изученных образцах мезопротерозойских силлов котуйского интрузивного комплекса по результатам ступенчатой температурной чистки нами выделено две компоненты намагниченности – низко- и средне-температурная, и высокотемпературная (рис. 2). Иногда спектры блокирующих температур для обеих компонент существенно перекрываются – в этом случае выделение конечных направлений оказывается невозможным. Низко- и среднетемпературная компонента (LT – low-temperature) была выделена на интервале температур от 20–380 до 400–540 °С. Она характеризуется либо умеренными и высокими положительными наклонениями преимущественно с юго-западными склонениями, либо высокими положительными наклонениями и северными склонениями. Во втором случае выделяемое направление близко к направлению современного геомагнитного поля в районе работ и является, по всей видимости, результатом современного перемагничивания. В первом же случае выделяемые направления могут интерпретироваться как наложение двух компонент:

высокотемпературной древней и современной (или пермско-триасовой трапповой, сильно проявленной в регионе). Высокотемпературная (НТ – high-temperature), она же характеристическая (ChRM), компонента намагниченности выделяется на широком спектре температур (300–600 °С) и отличается умеренными и пологими отрицательными наклонениями с юго-западным склонением (см. рис. 2).

На первичность выделенной ChRM указывают следующие факты: а) наличие в образцах горных пород структур гетерофазного окисления титаномагнетита [Evans et al., 2016; Пасенко и др., 2024а, 2024б]; б) близость направления ChRM к направлению, полученному для других силлов КМП, подтвержденному в том числе положительным тестом контакта [Evans et al., 2016]; в) существенное отличие обозначенного направления намагниченности от направления пермско-триасового перемагничивания (проявленного в регионе) (см. рис. 2).

Заметим, что здесь мы лишь перечисляем совокупность доводов, свидетельствующих в пользу первичности намагниченности, записанной в интрузивных телах КМП. Детально эти доводы рассмотрены в соответствующих более ранних работах [Веселовский и др., 2009; Evans et al., 2016; Пасенко и др., 2024а, 2024б]. В частности, в качестве свидетельства гетерофазного окисления там показаны микрофотографии с характерными более титанистыми ламелями и менее титанистыми «двориками».

Результаты определения палеонаправлений ChRM, выделенные в телах котуйского интрузивного комплекса, представлены в табл. 1.

В результате проведенных ранее палеомагнитных исследований, детальный анализ результатов которых приведен в работе [Пасенко и др., 2024б], был предложен новый палеомагнитный полюс для Сибирской платформы на ≈ 1500 млн лет (координаты полюса 22.6° ю.ш., 65.0° в.д. и $\alpha_{95} = 4.3^\circ$). Также по результатам анализа палеомагнитных направлений, записанных во всех изученных телах КМП, было показано, что длительность магматической активности на периферии Анабарского массива при формировании КМП не превышала, по-видимому, 10–100 тыс. лет [Пасенко и др., 2024б].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Методика исследований. Определение палеонапряженности и сопряженный с этим комплекс экспериментов по изучению магнитных и термомагнитных свойств исследуемых пород выполнен в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН.

Стабильность магнитных минералов к нагревам оценивалась по серии кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$, записанных при последовательных нагревах от 100 до 700 °С с шагом 100 °С во внешнем магнитном поле 450 мТл. Для этого использовались

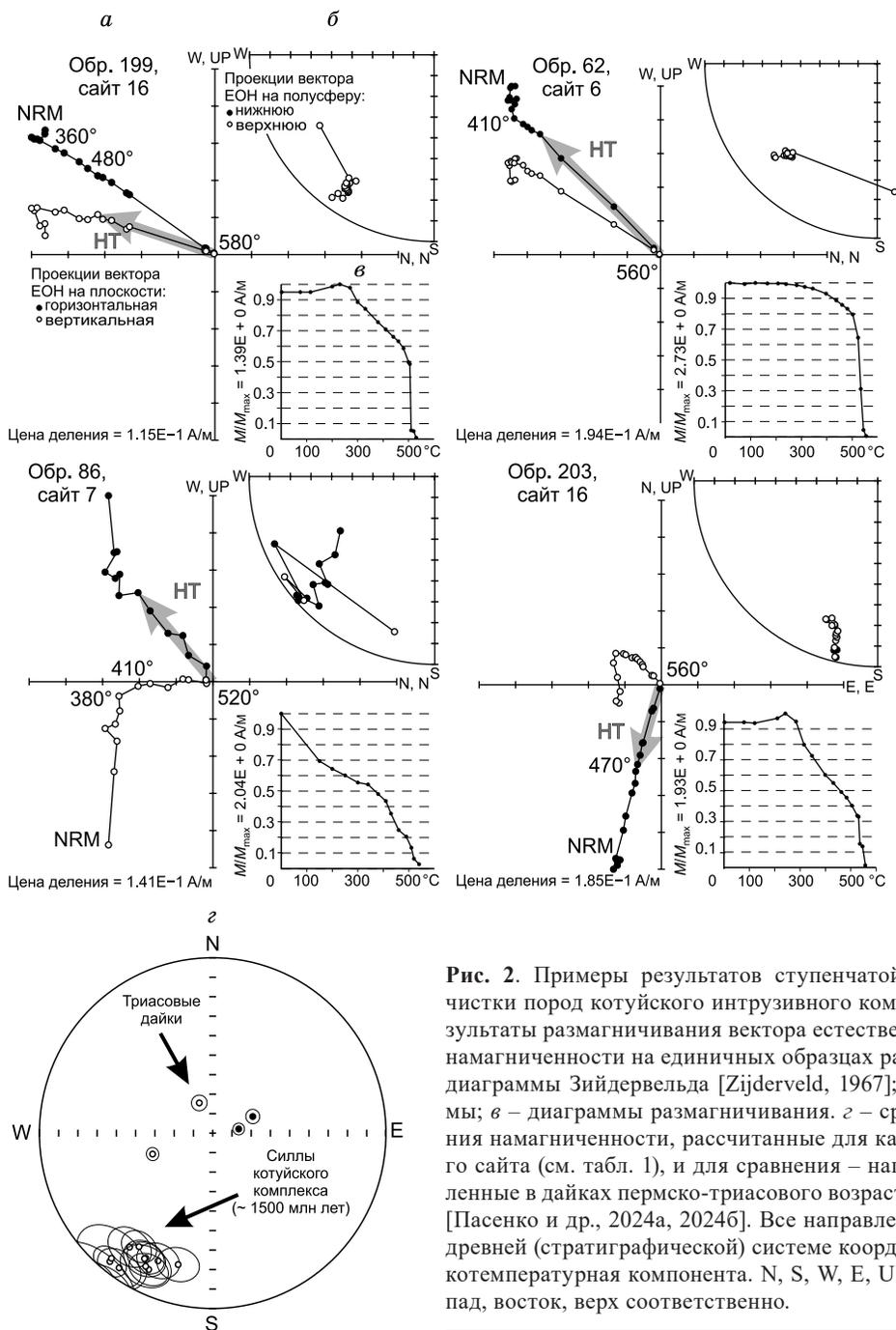


Рис. 2. Примеры результатов ступенчатой температурной очистки пород котуйского интрузивного комплекса. *a–в* – результаты размагничивания вектора естественной остаточной намагниченности на единичных образцах разных сайтов: *a* – диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967]; *б* – стереограммы; *в* – диаграммы размагничивания. *г* – средние направления намагниченности, рассчитанные для каждого изученного сайта (см. табл. 1), и для сравнения – направления, выделенные в дайках пермско-триасового возраста в районе работ [Пасенко и др., 2024а, 2024б]. Все направления приведены в древней (стратиграфической) системе координат. НТ – высокотемпературная компонента. N, S, W, E, UP – север, юг, запад, восток, верх соответственно.

магнитные веса конструкции Ю.К. Виноградова. Температура Кюри T_C определялась по экстремуму первой производной на кривой $M_s(T)$ [Fabian et al., 2013]. На дублях образцов на приборе VFTB (Petersen Instruments) снимались петли гистерезиса, по ним определялись 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 и B_{cr}/B_c и строилась диаграмма Дяя–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop 2002a, 2002b]. Выполнялись необходимые микрорентгеновые и рентгеноструктурные исследования.

Доменная структура (ДС) магнитных зерен-носителей остаточной намагниченности оценивалась по диаграмме Дяя–Данлопа ($M_{rs}/M_s - B_{cr}/B_c$) и термомагнитному критерию (ТМ-критерию) [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000], по которому оцениваются «хвосты» парциальных термоостаточных намагниченностей $pTRM(T_2, T_1; T_1 < T_2)$. Для этого образец нагревается до точки Кюри T_C , и при охлаждении в нулевом поле до комнатной температуры T_0 в интервале $(T_2, T_1; T_1 < T_2)$ включается лабораторное поле $B_{лаб}$, т. е. создается $pTRM(T_2, T_1; T_1 < T_2, B_{лаб})$. Далее образец в нулевом поле нагревает-

Таблица 1. Направления характеристической компоненты намагниченности, выделенные в телах котуйского интрузивного комплекса ([Пасенко и др., 2024б] с дополнениями)

Объект*	Сайт	Координаты, град.		n/N	D	I	K	α95, град.
		с.ш.	в.д.		град.			
о. Гугда-Ары	4, 5	69.49	103.49	29/31**	205.4	–12.5	15.6	7.0
о. Песчаный	6	69.53	103.39	13/13	208.5	–17.1	32.3	7.4
р. Орон-Юрях	7	69.58	103.38	13/15**	215.1	–5.5	25.9	8.3
р. Хатыска (1)	10	69.99	103.06	8/12**	203.4	–18.6	41.5	8.7
р. Хатыска (2)	11	69.99	103.06	6/13**	219.0	–5.2	107.0	6.5
р. В. Налэ	12	70.05	103.12	9/12**	219.3	–7.0	14.3	14.1
р. Оревун (1)	14	70.13	103.39	12/12	216.4	–17.3	23.6	9.1
р. Оревун (2)	15	70.17	103.39	12/12	207.0	–13.3	19.7	10.0
р. Оревун (3)	16	70.21	103.56	12/12	213.3	–20.3	35.2	7.4
р. Утруктак	17	70.40	103.43	12/12	194.9	–20.2	26.3	8.6
пор. Кирилл-Сергей-Уоран	19	70.45	103.47	16/16	208.8	–16.5	19.3	8.6
Среднее направление:				11	210.2	–14.1	78.2	5.2

Примечание. n/N – количество образцов, использованных для расчета среднего направления/отобранных в сайте; D, I, K, α95 – склонение, наклонение, кучность, радиус 95 %-го овала доверия.

* Названия точек даны по ближайшим характерным географическим объектам.

** Для отбраковки направлений векторов естественной остаточной намагниченности использован угол отсечения 3σ. Все направления приведены для современной системы координат.

ся до T_2 , охлаждается до T_0 , и замеряется его намагниченность – «хвост» pTRM ($T_2, T_1; T_1 < T_2$). Согласно ТМ-критерию, pTRM ($T_2, T_1; T_1 < T_2$) при последующем нагреве до T_2 и охлаждении до комнатной температуры T_0 полностью разрушается у однодоменных (ОД) зерен (остаток при T_0 – «хвост» < 5 % от значения pTRM (T_2, T_1); у псевдооднодоменных (ПОД) зерен 5 % < «хвост» < 15 % и у многодоменных (МД) зерен «хвост» > 15 % [Shcherbakova et al., 2000].

Основным методом определения палеонапряженности была процедура Телье–Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967]. После каждого двух температур выполнялся проверочный нагрев до температуры T_{i-2} и последующее охлаждение в поле $B_{\text{лаб}}$ (далее «процедура pTRM-check») [Prévoit et al., 1985]. Парные нагревы до последовательно возрастающих температур T_i ($i = 1 - n$) выполнялись на воздухе, первый шаг (нагрев–охлаждение) – в нулевом поле, второй – в лабораторном поле $B_{\text{лаб}}$ (использовались значения от 5 до 25 мкТл). В целом каждый эксперимент Телье–Коэ включал в себя примерно 15–20 температурных шагов и 5–8 pTRM-check.

По результатам измерений процедуры Телье–Коэ строились диаграмма Араи–Нагаты [Nagata et al., 1963] и для NRM(T) – диаграмма Зийдервельда (в координатах образца) [Zijderveld, 1967]. На диаграммах Араи–Нагаты температурный (T_1, T_2) интервал, по которому оценивалась величина $B_{\text{др}}$ (далее fit-интервал), выбирался максимально близким тому интервалу, в котором была выделена характеристическая компонента ChRM при палеомагнитных исследованиях. Для увеличения статистики и надежности получаемых определений $B_{\text{др}}$ в экспериментах, как

правило, участвовали несколько кубиков-дублей из одного штуфа.

Для выполнения процедуры Телье–Коэ использовались два трехкомпонентных термомагнитометра конструкции Ю.К. Виноградова с чувствительностью $\sim (5-8) \times 10^{-2}$ А/м и маленькая печь в магнитном экране, в которой можно проводить нагревы и охлаждение без поля или в присутствии контролируемого лабораторного магнитного поля. Намагниченность образцов, гретых в печи, измерялась на ротационном магнитометре JR-6 чувствительностью 3×10^{-4} А/м (для 1 см кубиков).

В дополнение к процедуре Телье–Коэ для экспресс-оценки величины $B_{\text{др}}$ использовался метод Вилсона–Буракова [Wilson, 1961; Бураков, 1973; Muxworthy, 2010], по которому оценивается подобие двух термокривых – NRM(T) и TRM(T), получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри T_C . Чтобы легче сравнивать кривые между собой на подобие, файл значений TRM(T) умножается на подобранный коэффициент κ^* так, чтобы новая кривая TRM*(T) была максимально близка к NRM(T) (если это возможно). Сам факт подобия кривых NRM(T) и TRM*(T) служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе [Wilson, 1961; Бураков, 1973; Muxworthy, 2010]. 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.

Описанный выше комплекс экспериментальных исследований свойств пород и принципы анализа по-

лученных данных, используемые нами, направлены на получение определений $B_{др}$ удовлетворяющих современным критериям их надежности.

Критерии оценки достоверности результатов.

Как уже отмечалось во «Введении», представительный ряд достоверных определений палеонапряженности на протяженных временных интервалах может дать независимые свидетельства о фактическом времени возникновения внутреннего ядра. В этой связи в настоящее время наблюдается острый интерес к новым определениям $B_{др}$ и одновременно растут требования к их достоверности.

В палеомагнитной литературе на сегодняшний день разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки достоверности результатов определения величины палеонапряженности. Они распадаются на две группы. Одна из них относится к процессу оценки каждого отдельного определения $B_{др}$ по диаграмме Арай–Нагаты, построенной по измерениям процедуры Телье–Коэ. Вводятся следующие параметры: (T_1, T_2) ; $(T_1 < T_2)$ – температурный интервал, в котором проводилась оценка древнего поля (далее fit-интервал); N_p – число точек в этом интервале; 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 b , f , g и σ_b ($q = f \times g \times |b| / \sigma_b$) [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; b – тангенс угла наклона fit-линии; σ_b – стандартная ошибка тангенса угла наклона; $\sigma(B_{anc})$ – стандартная ошибка определения палеонапряженности; β – мера разброса точек относительно fit-линии, равна отношению $\sigma(B_{anc})$ к абсолютному значению B_{anc} ; 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]; $\delta(CK)$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек в пределах $T < T_2$ к значению TRM при пересечении fit-линии и оси абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; DRAT – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ к длине fit-линии в интервале (T_1, T_2) [Selkin, Tauxe, 2000]; CDRAT – кумулятивный показатель отклонений чек-точек $pTRM$, равен отношению абсолютного значения суммы всех отклонений с учетом знака в пределах $T < T_2$ к длине fit-линии в интервале (T_1, T_2) [Kissel, Laj, 2004]; $mDRAT$ – среднее относительное отклонение чек-точек $pTRM$, равно отношению CDRAT к числу чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ [Paterson et al., 2014].

Для оценки качества каждого отдельного определения $B_{др}$ предлагаются следующие граничные значения этих параметров [Paterson et al., 2014]: $N_p \geq 4$; $q \geq (1-5)$; $f \geq 0.35$ (35 %); $\beta \leq 0.1$ (10 %); $\delta(CK) \leq 7$ %; DRAT ≤ 10 %; CDRAT ≤ 11 %; FRAC ≥ 0.45 (45 %) [Paterson et al., 2015]; $mDRAT \leq 10$ % (категория «А») [Blanco et al., 2012].

Магнитные свойства пород и оценка доменной структуры магнитных зерен.

Коллекция образцов, использованная в описанных выше экспериментах, содержала неориентированные обрезки шtuфов, оставшиеся после палеомагнитных исследований, всего 102 образца, представляющих 13 различных сайтов. Для процедур Телье–Коэ и Вилсона–Буракова из каждого обрезка выпиливалось максимальное по возможности число кубиков с ребром 1 см, остатки пород использовались в других экспериментах. Все образцы пород прошли полный цикл экспериментов.

Общим свойством пород всех сайтов является их хорошая стабильность к нагревам. На рисунке 3 показаны температурные кривые $M_{st}(T)$ образцов трех разных сайтов, по своему виду они типичны и харак-

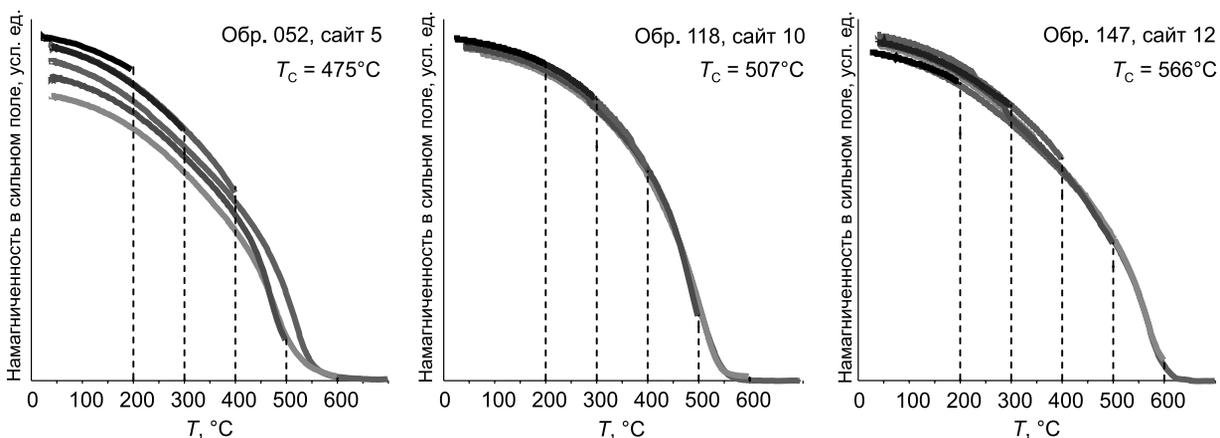


Рис. 3. Стабильность пород к нагревам: графики термоквивы $M_{st}(T)$. Температуры Кюри T_C для каждого образца определялись по экстремуму первой производной на кривой $M_s(T)$ нагрева до 600°C .

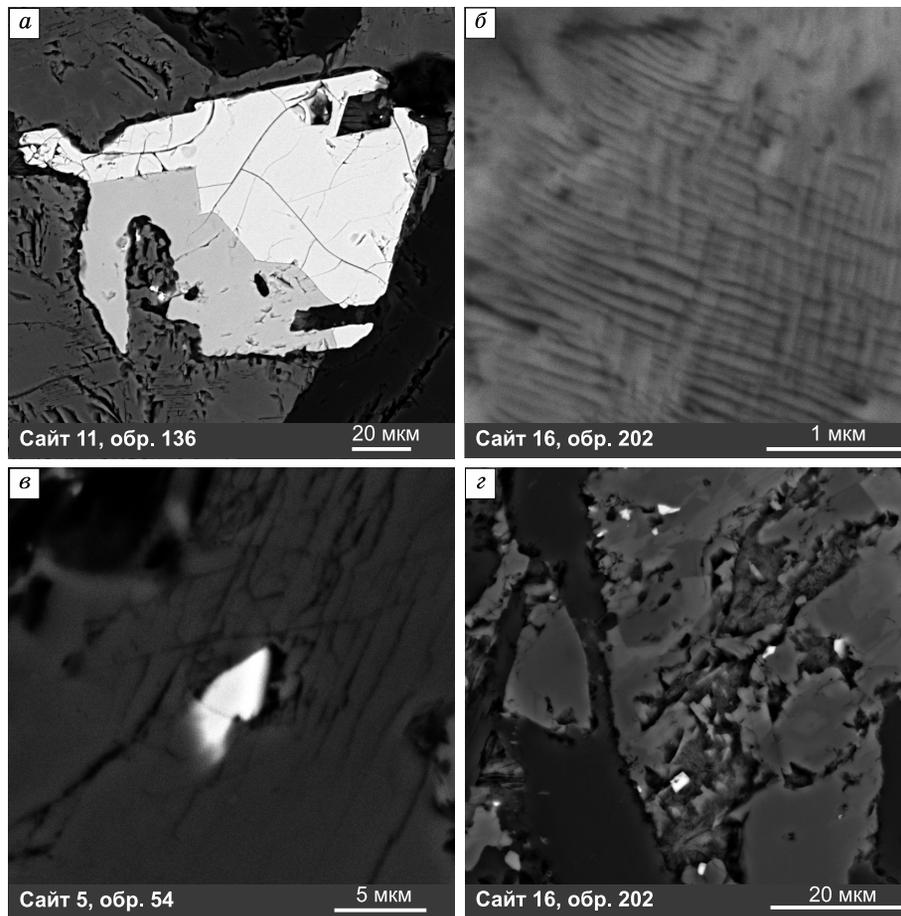


Рис. 4. Микрофотографии (в обратнорассеянных электронах) полированной поверхности аншлифа изученных образцов коллекции. *a* – крупное зерно сростков ОФ окисленного титаномагнетита ($x = 0.5$) и ильменита; *б* – структура субмикронного гетерофазного распада зерна ТМ; *в* – мелкое зерно ТМ ($x = 0.35$), распределенное в силикатной матрице; *г* – светлые мелкие фигуры размером 1–2 мкм представляют отдельные зерна титаномагнетита, распределенные в силикатной матрице ($x = 0.3$).

терны для пород остальных сайтов. Видно, что в процессе последовательных нагревов до возрастающих температур кривые $M_{si}(T)$ практически накладываются одна на другую или с минимальными смещениями. Определенные по минимуму первой производной температуры Кюри лежат в области 470–570 °С.

Такой диапазон T_C характерен для однофазно окисленного (ОФ) титаномагнетита (ТМ) $Fe_{1+x-z}^{2+}Fe_{2-2x+2z/3}^{3+}Ti_{x \square z/3}O_4$ [Dunlop, Özdemir, 1997] с содержанием ульвошпинели x ($0 \leq x \leq 1$) и параметром окисления z ($0 \leq z \leq 1$), варьирующими от $z \approx 0$, $x \approx 0.0$ до $z \approx 1$, $x \approx 0.5$ [Nishitani, Kono, 1983]. Здесь символ \square означает вакансию. Анализ полученных дифрактограмм, действительно, показал наличие в образцах шпинельных фаз с параметром элементарной ячейки a_0 , близкой к магнетитовой (0.839 нм), а также с $a_0 = 0.842$ нм. Последнее значение соответствует ОФ окисленному титаномагнетиту при величинах x и z , варьирующими от $z \approx 0$, $x \approx 0.2$ до $z \approx 1$, $x \approx 0.5$ [Nishitani, Kono, 1983]. Кроме шпинельной, во

всех образцах присутствует гексагональная фаза с параметрами ячейки, соответствующими ильмениту (не более 12 %).

В дополнение к термомагнитному и рентгеноструктурному анализам на ряде образцов были выполнены электронно-микроскопические и микрозондовые исследования. Все сайты характеризуются присутствием крупных ТМ зерен состава $Fe_{2.5}Ti_{0.5}O_4$ – $Fe_{2.7}Ti_{0.3}O_4$, с которыми иногда соседствуют сростки ильменита (рис. 4, *a*). Как правило, крупные ТМ зерна имеют ряд трещин, что свидетельствует об их ОФ окислении [Petersen, Vali, 1987; Fabian, Shcherbakov, 2020]. Сопоставление данных по составу $x = (0.3–0.5)$ с величиной $T_C \approx (500–550)$ °С говорит о высокой, $z \approx (0.5–0.9)$ степени ОФ окисления.

Параллельно с ОФ окисленными наблюдаются и гетерофазно-окисленные зерна с расходом первичного ТМ на магнетит-ильменитовую сетку с мелким ОД размером магнетитовых ячеек ≈ 100 нм (см. рис. 4, *б*). На всех изученных образцах также обнаруживается присутствие достаточно мелких ПОД час-

тиц. На рисунке 4, в приведено изображение отдельного мелкого зерна ТМ размером до 5 мкм с содержанием титана $x = 0.35$ и незначительными примесями Al, Ca и Mn (обр. 54 сайта 5), расположенного внутри силикатной матрицы. Другой подобный пример представлен на рис. 4, з, где светлые мелкие фигуры размером 1–2 мкм соответствуют отдельным зернам магнетита, вкрапленным в силикатную матрицу. Как отмечалось в работах [Tarduno et al., 2006; Щербак ова и др., 2017], такие носители NRM надежно запечатаны в матрице и тем самым защищены от химических и структурных изменений, что говорит в пользу термоостаточной природы NRM и обеспечивает хорошую сохранность палеомагнитной записи. Отметим, что данные электронно-микроскопических и микронзондовых исследований по составу как шпинельной, так и гексагональной фазы хорошо согласуются с данными рентгеноструктурного и термомагнитного анализов.

Обсудим подробно различия между сайтами и те позиции, по которым результаты для отдельных (или целых групп) образцов отсеивались и не включались в таблицу окончательных результатов.

Сайт 10: отметим хорошее подобие кривых NRM ($T, B_{др}$) и TRM($T, B_{лаб}$), снимавшихся на образцах по методу Вилсона–Буракова: рис. 5, а, з (образцы 118 и 120 соответственно), что говорит в пользу термоостаточной природы NRM. Обращает на себя внимание большая по величине намагниченность пород этого сайта: у основной части образцов природная намагниченность $NRM > 10^{-2}$ (СГСМ), тогда как у пород других сайтов $NRM \leq \sim 10^{-3}$ (СГСМ). Проанализируем диаграммы Арай–Нагаты (АН) и NRM Зийдервельда (ЗД) (в координатах образца) обр. 118. На ЗД-диаграмме (см. рис. 5, в) видна практически одна компонента на всем температурном интервале, и это совпадает с fit-интервалом характеристической компоненты ChRM, определенной при термочистке. Но АН-диаграмма (см. рис. 5, б) представляет дугу с большим наклоном при низких температурах, непонятно, в каком интервале можно по ней оценивать $B_{др}$. У большей части образцов этого сайта прослеживается та же картина: АН-диаграммы имеют вид дуги. Несколько другая ситуация у обр. 120: на ЗД-диаграмме (см. рис. 5, е) также прослеживается одна компонента от 300 °С, при этом АН-диаграмма (см. рис. 5, д) от 20 до 580 °С несколько раз меняет наклон и состоит из нескольких прямых отрезков: 20–410, 410–470, 470–530 и 530–580 °С, оценка $B_{др}$ в этих интервалах дает 36.7, 79.7, 16.1 и 2.6 мкТл соответственно. При этом характеристическая компонента имеет одно направление практически на всем температурном интервале.

Общим для обоих образцов является то, что парциальные намагниченности, созданные в разных температурных интервалах (ниже и в пределах fit-интервалов ChRM), обнаруживают большие хвосты:

40–45 % до 470 °С (см. рис. 5, ж, и) и достаточно большие 8.6–12.2 % выше 470 °С (см. рис. 5, з, к). Это означает, что у этих образцов носителями NRM на всем температурном интервале и, в частности, в пределах fit-интервалов являются многодоменные и крупные ПОД зерна. Как было показано ранее [Levi, 1977; Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], оценка поля по температурным интервалам АН-диаграммы, где обнаруживаются МД частицы, дает завышенные значения и большие ошибки. Действительно, по сайту 10 на большей части образцов, подобных 118-му и 120-му, при оценке $B_{др}$ в интервале температур до 450 °С получаем значения от 40 до 96 мкТл, в интервале 450–560 °С – 12–22 мкТл. Результаты по этому сайту отсеяны.

У достаточно большой группы образцов из разных сайтов изучаемой коллекции в экспериментах по методу Вилсона–Буракова на кривых $NRM(T, B_{др})$, или $TRM(T, B_{лаб})$, или на обеих наблюдался пик в интервале температур 450–510 °С, возможно, связанный с частичным самообращением (рис. 6, а, б). Этот пик хорошо виден также на кривых охлаждения и последующего нагрева парциальной термоостаточной намагниченности, $pTRM(550–500)$ (см. рис. 6, в, обр. 190). На АН- и ЗД-диаграммах этот пик явно не отражался, хотя, например, у обр. 187 именно в интервале 440–480 °С прослеживается поворот на АН-диаграмме (см. рис. 6, з), которого не видно на ЗД-диаграмме (см. рис. 6, д). У таких образцов характеристическая компонента часто выделялась при температурах выше 450–500 °С, т. е. fit-интервал ChRM был (450–470)–(550–570) °С. Поскольку именно в этом интервале у таких образцов происходят какие-то структурные изменения, вызывающие пик на кривых, мы посчитали ошибочным на их фоне оценивать $B_{др}$. Результаты, полученные по образцам, у которых наблюдается пик на кривых $NRM(T, B_{др})$ и $TRM(T, B_{лаб})$, были отсеяны.

Обсудим свойства образцов из шести сайтов, прошедших вышеописанную селекцию. Оценка доменной структуры магнитных частиц проводилась по диаграмме Дзя–Данлопа и ТМ-критерию.

Для ТМ-критерия величины хвостов $pTRM$ определялись на одном-трех образцах из каждого сайта. Как отмечалось выше, при палеомагнитных исследованиях характеристическая компонента выделялась на широком спектре температур 300–600 °С, у значительной части образцов – выше 450–500 °С. Результаты оценки ДС обоими способами проиллюстрированы на рис. 7.

На диаграмме Дзя–Данлопа (см. рис. 7, а) репрезентативные точки сгруппированы в основном в области ПОД размеров, и три точки (образцы сайта 11) показаны как многодоменные. По ТМ-критерию прослеживается следующая картина. Величина хвостов в низкотемпературной области (до fit-интервала) меняется от нескольких процентов (как у ОД-частиц, см. рис. 7, з, д, сайт 5) до 25–30 %, как у ПОД и МД

зерен (см. рис. 7, б, ж). Можно предположить, что носителями этих $pTRM$ являются крупные зерна ОФ окисленного ТМ (см. рис. 4). Но в высокотемпературной области (в пределах fit-интервалов) хвосты минимальные, от 0 до 3–8 %, как у ОД и малых ПОД частиц (см. рис. 7, в, д, е, з). Согласно ТМ-критерию, можно сделать вывод, что носителями характеристической компоненты намагниченности обсуждаемых образцов являются ОД и/или малые ПОД зерна магнетита или слаботитанистого титаномagnetита, ко-

торые также присутствуют в породе (см. рис. 4). Оценки доменной структуры двумя способами в основном не противоречат друг другу.

Для объяснения того, что образцы 11-го сайта на диаграмме Дзя–Данлопа попадают в МД область, следует принять во внимание следующее обстоятельство. Величину гистерезисных параметров, по которым строится диаграмма $(M_{rs}/M_s - B_{cr}/B_c)$, определяют магнитные частицы всех размеров, присутствующие в образце. По ТМ-критерию оценивается

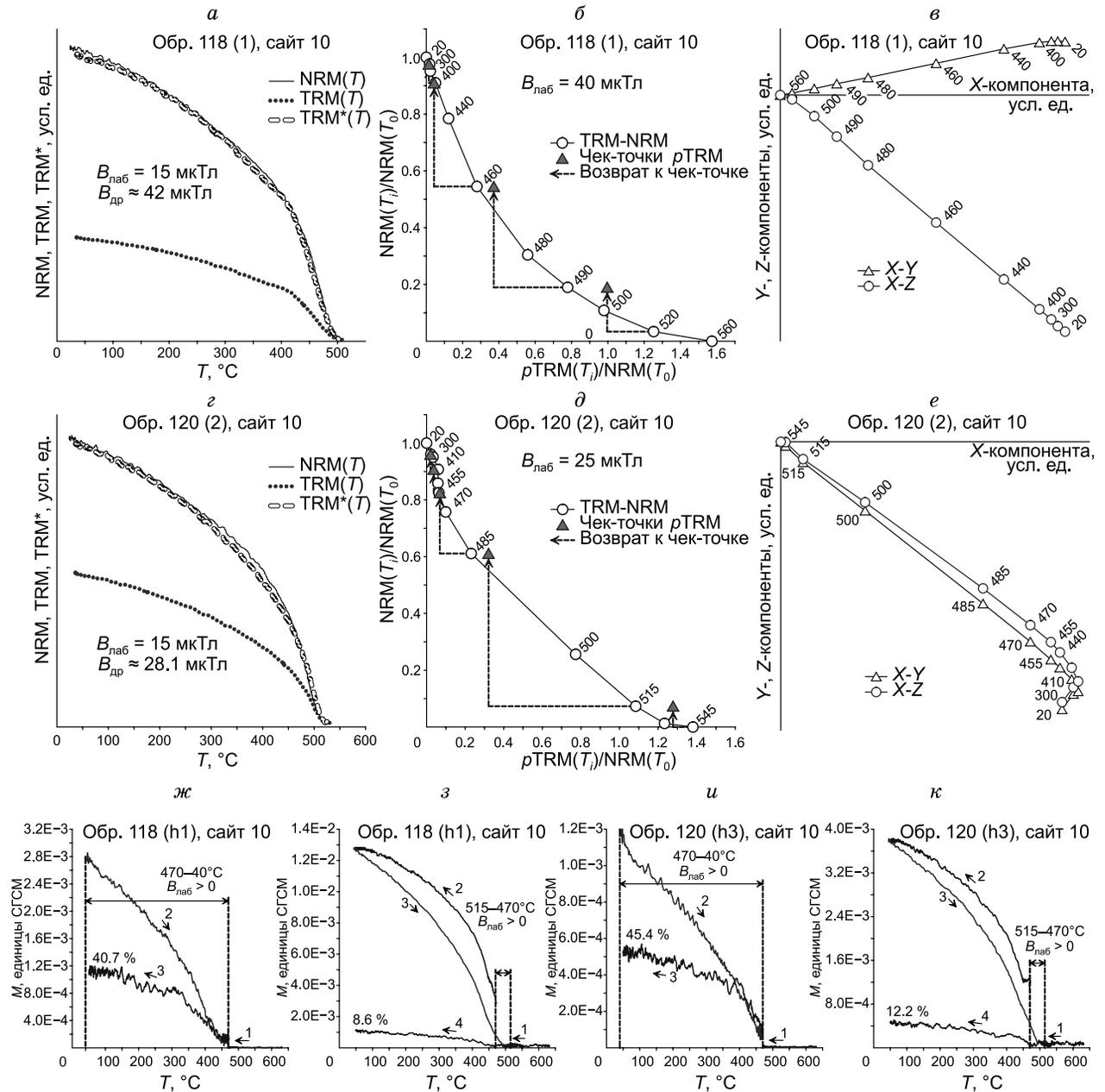


Рис. 5. Сайт 10, образцы 118 и 120: а, г – термокривые $M_s(T)$. Селекция образцов с использованием термомангнитного критерия: сопоставление диаграмм Арай–Нагаты (б, д), Зийдверельда (в, е) для $NRM(T)$ и хвостов $pTRM$, созданных в низко- (ж, и) и высоко- (з, к) температурных интервалах; ж–к – вертикальные линии и цифры над ними обозначают температурные интервалы создания $pTRM$, стрелки показывают ход изменения температуры, цифры с % у кривых – величину хвостов (%). $TRM^*(T, B_{лаб})$ – в методе Вилсона–Буракова кривая подобия лабораторной $TRM(T, B_{лаб})$, получаемая после умножения файла ее значений на коэффициент подобия κ^* .

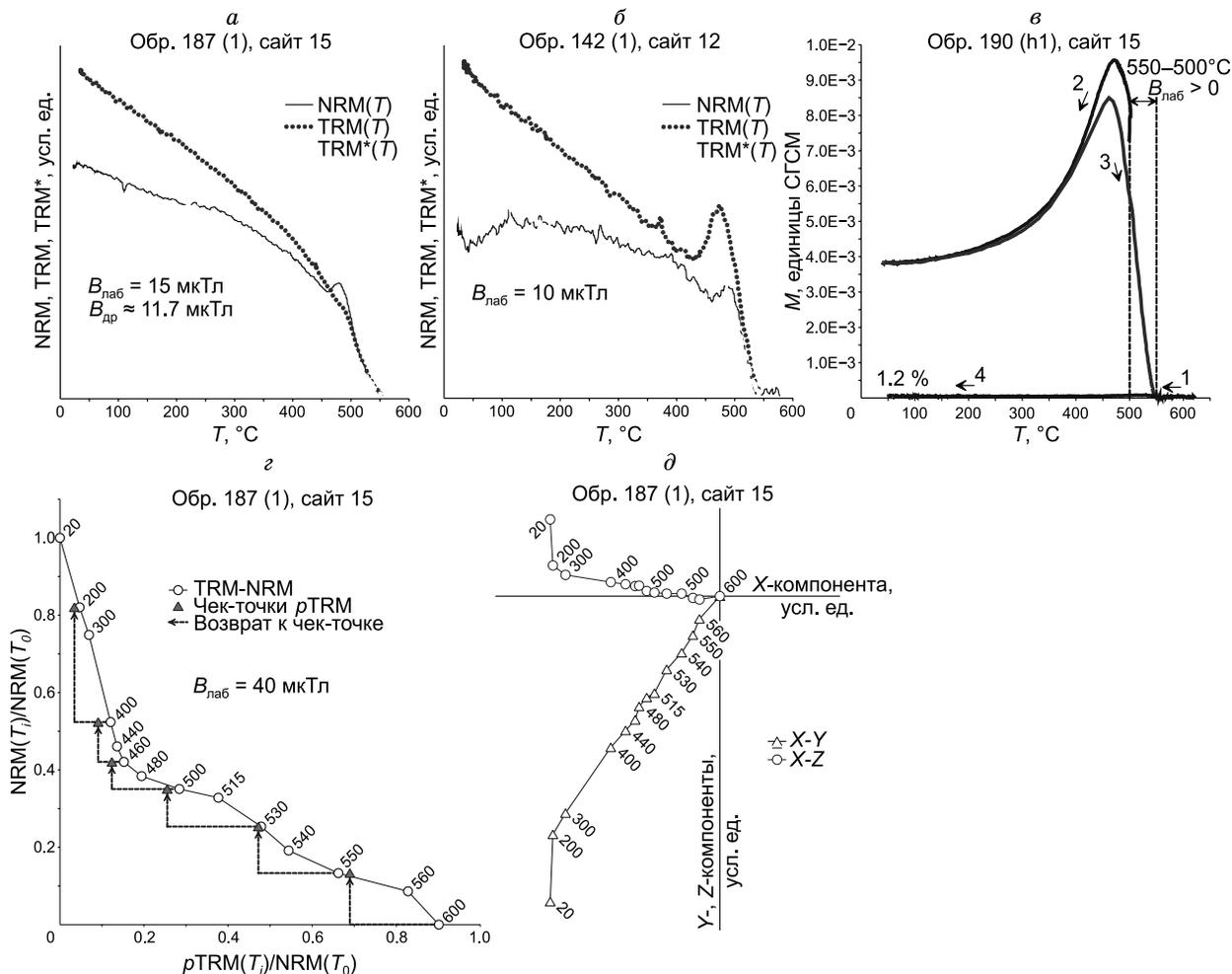


Рис. 6. Селекция образцов. *а, б* – термокривые NRM ($T, B_{\text{др}}$) и TRM ($T, B_{\text{лаб}}$), снятые по методу Вилсона–Буракова, образцы 187 и 142; *в* – кривая охлаждения и последующего нагрева ρTRM (550–500) обр. 190. Пик на кривых – частичное самообращение? (*г, д*) – диаграммы Арай–Нагаты (*г*) и Зийдервельда (*д*) обр. 187 для сравнения с (*а*).

поведение парциальных термоостаточных намагниченностей, т. е. фактически оцениваются магнитные частицы, несущие остаточную намагниченность в данном температурном интервале.

Результаты определения палеонапряженности. Достаточно надежные определения $B_{\text{др}}$ удалось получить на 28 из 102 образцов (на 44 дублях) шести сайтов. Для этих сайтов на рис. 8 для образцов одного номера из каждого сайта показаны (по горизонтали) блоки из четырех графиков, иллюстрирующие термомагнитные свойства породы, процедуры Телье–Коэ и Вилсона–Буракова. Кривые $M_s(T)$ (см. рис. 8, *а*) демонстрируют стабильность пород к нагревам. На АН- и ЗД-диаграммах (см. рис. 8, *б, в*) на температурном интервале (20, 300–450 °С) прослеживаются низкотемпературные компоненты (они обсуждаются выше в разделе «Палеомагнитные и изотопные исследования»). Пунктирной линией на этих диаграммах отмечен fit-интервал. Видно, что у разных образцов и на разных сайтах он разный. На графиках, снятых по методу Вилсона–Буракова (см. рис. 8, *г*), вертикаль-

ные линии отмечают температурный интервал, по которому оценивалась палеонапряженность $B_{\text{др}}^*$.

Сводка результатов, прошедших селекцию и удовлетворяющих численным критериям оценки каждого отдельного определения $B_{\text{др}}$ по диаграмме Арай–Нагаты (см. раздел «Критерии оценки достоверности результатов»), представлена в табл. 2.

Как видно из табл. 2, количество образцов, по которым определения $B_{\text{др}}$ проходят селекцию, на разных сайтах разное: меняется от двух (сайт 7) до семи (сайт 6), с учетом дублей – от трех до шестнадцати, внутри сайтов значения $B_{\text{др}}$ близки друг другу. Все определения указывают на низкое поле, но по величине их можно разделить на две группы. В одной (сайты 5, 6, 11, 12) значения $B_{\text{др}} \leq 10$ мкТл меняются в пределах 3.2–10 мкТл, в другой группе (сайты 7, 16) $B_{\text{др}} > 10$ мкТл меняется в пределах 11.4–17.6 мкТл. Определения $B_{\text{др}}$ двумя разными методами (Телье–Коэ и Вилсона–Буракова) не противоречат друг другу, для большинства образцов они близки между собой, хотя на отдельных образцах наблюдается различие.

Далее рассчитывалось среднее для объекта значение VDM по стандартной формуле:

$$VDM = 0.5 \times B_{др} R_E^3 \sqrt{1 + 3 \cos^2 I} \times 10^7, \quad (1)$$

где $B_{др}$ – средние по сайту значения палеонапряженности и I – палеонаклонения, определенные при палеомагнитных исследованиях; R_E – радиус Земли. Средние по сайту значения палеонаклонения, палео-

напряженностей (методы Телье–Коэ и Вилсона–Буракова) и посчитанного VDM показаны в табл. 3.

ДИСКУССИЯ

Новые определения палеонапряженности в мезопротерозое, представленные выше, получены по шести силлам, похожим по составу слагающих пород и обнаженных на западном склоне Анабарского мас-

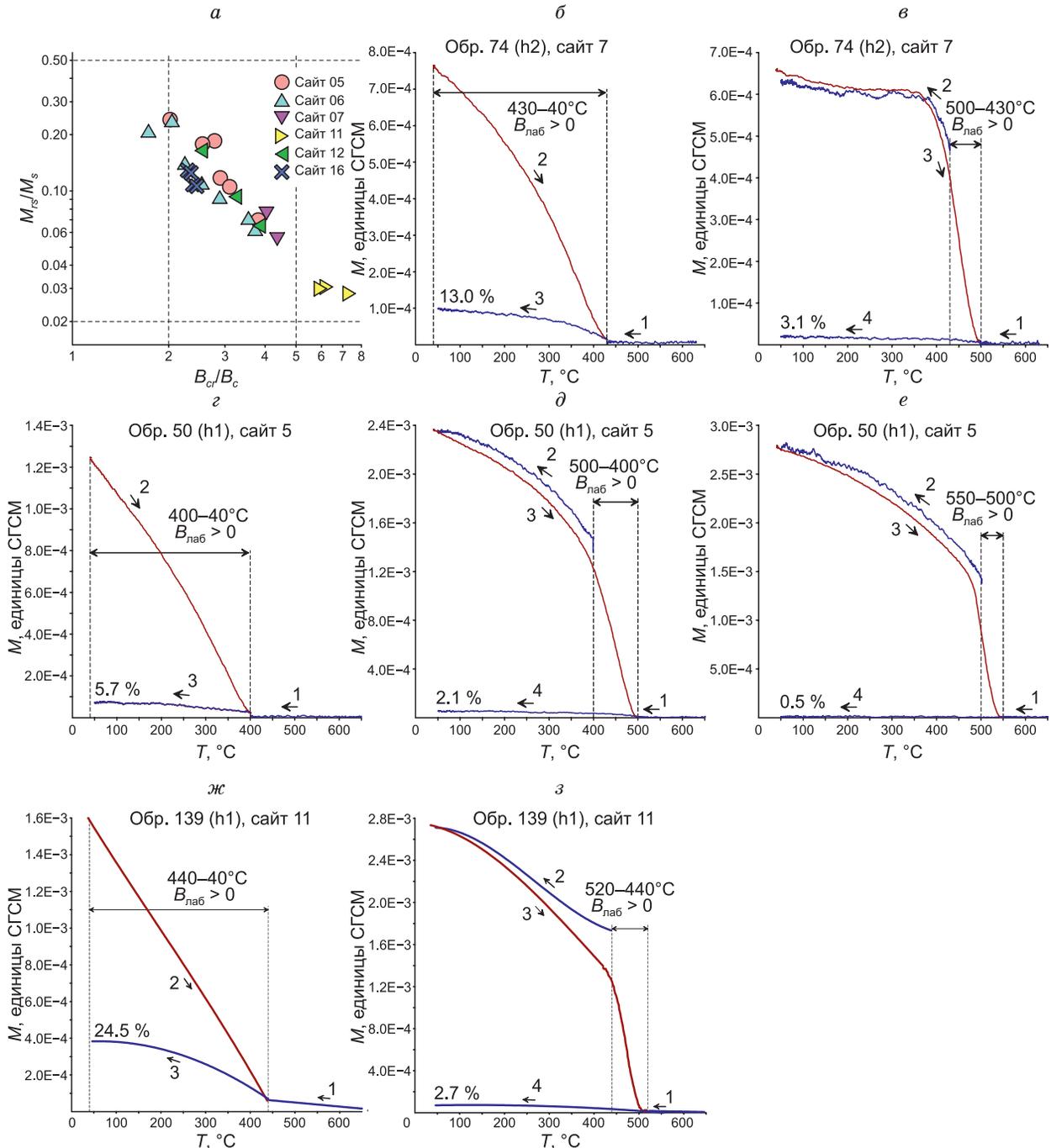


Рис. 7. Оценка ДС магнитных частиц. *a* – диаграмма Дзя–Данлопа; *б–з* – ТМ-критерий: оценка хвостов $pTRM$, созданных до fit -интервала образцов (*б, з, ж*) и в его пределах (*в, д, е, з*). Вертикальные линии и цифры над ними обозначают температурные интервалы создания $pTRM$, стрелочки показывают ход изменения температуры, цифры с % у кривых – величину хвостов (%).

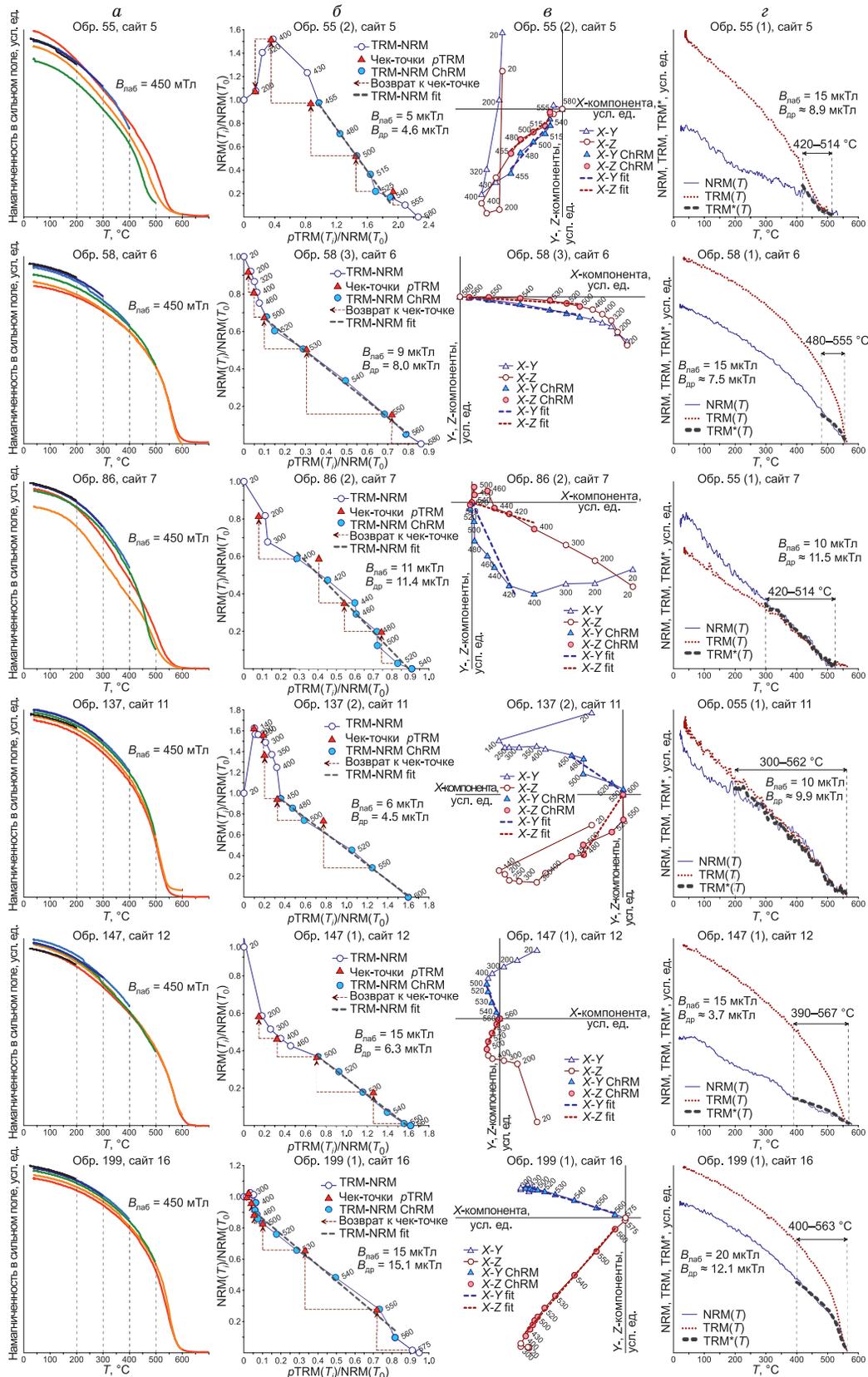


Рис. 8. Иллюстрации к терромагнитным свойствам пород, процедурам Телье–Коэ и Вилсона–Буракова. Слева направо: *a* – терромагнитные кривые $M_{si}(T)$, нормированные на $M_{si}(T_0)$; *б* – диаграммы Арай–Нагаты (штриховой линией отмечен fit-интервал, по которому оценивается $B_{др}$; залитые кружки – точки в fit-интервале T_1 – T_2 , которые используются для определения $B_{др}$; треугольники – чек-точки (check-points)); *в* – диаграммы Зийдervельда (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; *г* – диаграммы Вилсона–Буракова в представлении NRM-TRM.

сива. Расстояние между самыми дальними изученными телами составляет ≈ 110 км (см. рис. 1). По двум сайтам есть определения возраста: сайт 5 – 1486 ± 26 млн лет, сайт 16 – 1503 ± 2 млн лет (раздел «Палеомагнитные и изотопные исследования»). Таким образом, представленные здесь результаты получены для комплекса близких по возрасту тел основного состава КМП. Тела, относящиеся к этой провинции, распространены по всему северу Сибирской платформы, что вкупе с палеомагнитными направлениями, записанными в различных телах из различных регионов, указывает на ее относительно долгое формирование (не быстрее 10–100 тыс. лет, но не дольше первых миллионов лет) [Пасенко и др., 2024б]. Результаты математического моделирования [Метелкин и др., 2019] показывают, что силл мощностью около 40 м остывает за несколько десятков лет, т. е. значительно быстрее, чем это необходимо для осреднения вариаций геомагнитного поля. Это означает, что мы имеем дело с шестью точечными определениями $B_{др}$, отражающими вариации напряженности геомагнитного поля, существовавшего в момент кристаллизации изученных тел.

Полученные определения $B_{др}$ удовлетворяют численным критериям для АН-диаграмм (см. «Критерии оценки достоверности результатов»). Другая группа критериев относится к оценке значений $B_{др}$, усредненных по объекту [Perrin, Shcherbakov, 1997]. Мы здесь и далее использовали достаточно мягкие критерии селекции с тем, чтобы при анализе привлечь максимально возможное количество данных, представленных в МБД: 1) принимаются во внимание определения $B_{др}$, полученные методом Телье–Коэ с выполнением процедуры check-points; 2) для расчета среднего по объекту значения $B_{др}$ используется не меньше трех отдельных определений; 3) для этого среднего значения относительная стандартная ошибка $\leq 15\%$.

По всем сайтам получены низкие значения величины поля $B_{др}$ и VDM, которые меняются в пределах 4.7–15.6 мкТл и $(1.21\text{--}3.85) \times 10^{22}$ Ам² соответственно, что в среднем в четыре раза ниже средней величины VDM в современную эпоху ($\approx 7.8 \times 10^{22}$ Ам²). По величине новые определения $B_{др}$ согласуются с уже имеющимися в МБД несколькими определениями $B_{др}$ близкого возраста (1600–1900 млн лет) [Щербакова и др., 2004, 2006б, 2024; Donadini et al., 2011а; Shcherbakova et al., 2014; Veselovskiy et al., 2019; Miki et al., 2020] (рис. 9).

Общая картина поведения VDM в протерозое представлена на рис. 9. Для ее построения из МБД отобраны определения VDM, удовлетворяющие критериям, описанным выше. Подчеркнем, что при построении дальнейших диаграмм мы строго придерживались перечисленного формализма критериев с тем, чтобы избежать субъективности при отборе данных из МБД. Этот же блок данных использован для построения рис. 10, где видно, что данные рас-

падают на два кластера – больших и малых значений $B_{др}$. Для удобства сравнения двух графиков данные из разных кластеров на рис. 10 обозначены на рис. 9 символами красного и синего цвета для больших и малых $B_{др}$ соответственно. При этом некоторые определения на рис. 9 не отмечены цветом (черно-белые символы), поскольку для них в МБД показаны значения только VDM, и не удалось установить их принадлежность к какому-либо кластеру из-за отсутствия в МБД данных по наклонению I . Столбик низких значений внизу слева на рис. 9 – данные VDM по эдиакарию.

На рисунке 9 не прослеживается какой-либо определенной регулярной тенденции изменения поля в это время, что уже отмечалось ранее [Щербакова и др., 2023, 2024], ввиду наблюдаемой чересполосицы высоких и низких величин VDM. Наиболее вероятное объяснение такой картины – существование двухмодового режима генерации геомагнитного поля, на что указывает и двухмодовость гистограммы VDM, приведенной на врезке рис. 9, тем более, что некоторые теоретические модели демонстрируют возможность подобной смены режимов сильного и слабого полей [Driscoll, 2016]. Но при этом, естественно, возникает вопрос о геометрии поля в этих режимах геомагнетизма. Очевидно, режим сильного диполя ассоциируется с геометрией современного геомагнитного поля с доминирующим осевым центральным диполем, на который накладываются вековые вариации.

Но сохраняется ли дипольный характер поля при его слабой интенсивности? При анализе геометрии современного поля используется схема разложения его потенциала на гармоники. Этот же метод применяется и в археомагнетизме, когда на глобусе имеется достаточное количество одномоментных данных, чтобы установить хотя бы несколько первых гармоник. Однако в палеомагнетизме такой метод не работает в силу того, что мы обладаем набором лишь единичных записей поля в различные моменты времени (к тому же зачастую определенных со значительными ошибками как во времени, так и в характеристиках вектора поля).

Для преодоления этих трудностей, т. е. установления справедливости (несправедливости) гипотезы о преимущественно дипольном представлении поля, авторы [Lhuillier et al., 2023] предложили альтернативный подход, основанный на статистическом анализе эмпирических данных на геологических интервалах времени. Идея такого анализа заключается в том, что для чисто дипольного поля измеренное наклонение I непосредственно связано с напряженностью поля B соотношением

$$B = ga(I), \quad a(I) = \frac{1}{\sqrt{1+3\cos^2 I}}, \quad (2)$$

где параметр g представляет интенсивность поля на полюсах. Из уравнения (2) следует существование

Таблица 2. Результаты определений палеонапряженности методом Телье–Козэ и Вилсона–Буракова

Обра- зец	$B_{\text{лаб}}$, мкТл	T_1-T_2 , °C	N_p	GAP	Q	F	K , $\times(-1)$	$B_{\text{др}}$	σ	β	FRAC	δCK	DRAT	CDRAT	$m\text{DRAT}$	$B_{\text{др}}^*$, мкТл
								мкТл								
Сайт 5																
042 (1)	12	400–525	6	0.792	11.3	0.778	0.726	8.7	0.5	0.06	0.402	4.8	5.0	–2.8	3.2	–
045 (j1)	10	400–600	11	0.861	17.6	0.876	0.396	4.0	0.2	0.04	0.692	12.3	13.1	–5.2	4.6	8.5
050 (2)	10	400–560	10	0.832	17.7	0.865	0.477	4.8	0.2	0.04	0.543	6.0	6.3	2.2	3.0	11.5
052 (2)	5	400–580	10	0.818	12.9	0.903	0.860	4.3	0.2	0.06	0.464	1.8	1.5	–1.8	0.9	8.6
054 (1)	7	460–560	6	0.769	18.9	0.534	0.541	3.8	0.1	0.02	0.273	4.7	7.8	–14.9	4.7	6.5
055 (2)	5	455–540	6	0.776	5.3	0.442	0.920	4.6	0.3	0.07	0.196	5.2	8.6	–12.2	3.1	8.9
Сайт 6																
057 (1)	9	480–550	6	0.723	7.1	0.756	0.917	8.3	0.6	0.08	0.449	4.5	4.4	4.0	1.5	4.4
057 (2)	10	500–560	6	0.750	15.8	0.824	0.635	6.4	0.3	0.04	0.520	7.6	7.8	9.6	2.4	–
058 (1)	10	500–560	6	0.771	12.8	0.846	0.946	9.5	0.5	0.05	0.369	5.3	4.6	–10.4	2.5	–
058 (2)	9	500–560	8	0.851	20.1	0.843	0.883	8.0	0.3	0.04	0.634	9.3	8.2	14.0	2.8	7.5
058 (3)	9	500–560	6	0.773	21.1	0.806	0.886	8.0	0.2	0.03	0.589	1.9	1.8	–2.0	1.4	–
059 (1)	10	400–560	8	0.811	7.4	1.027	0.767	7.7	0.9	0.11	0.733	3.1	2.4	3.4	1.4	5.6
059 (2)	6	400–560	8	0.794	9.2	1.032	1.185	7.1	0.6	0.09	0.797	12.1	7.5	12.3	3.1	–
062 (1)	12	400–560	8	0.665	17.3	0.883	0.703	8.4	0.3	0.03	0.645	5.0	4.6	2.8	1.6	7.0
062 (2)	8	500–560	8	0.826	15.4	0.824	1.259	10.1	0.4	0.04	0.674	6.6	5.0	–9.5	1.9	–
063 (1)	8	500–560	6	0.768	12.1	0.788	0.617	4.9	0.2	0.05	0.530	5.4	5.8	8.0	2.5	–
063 (2)	10	480–550	6	0.740	6.6	0.762	0.480	4.8	0.4	0.09	0.271	3.6	4.3	–3.3	2.8	–
063 (3)	6	515–580	8	0.852	22.3	0.847	0.779	4.7	0.2	0.03	0.316	7.2	6.7	–8.2	2.8	–
067 (1)	8	460–560	7	0.710	9.8	0.839	0.815	6.5	0.4	0.06	0.717	6.2	5.8	1.4	2.1	4.2
067 (2)	6	400–560	7	0.786	14.6	0.906	0.890	5.3	0.3	0.05	0.638	10.7	8.8	9.7	3.3	–
068 (1)	7	400–560	9	0.808	10.6	0.899	0.914	6.4	0.4	0.07	0.605	6.7	5.5	7.1	2.2	2.8
068 (2)	6	400–560	12	0.888	20.9	0.938	1.085	6.5	0.3	0.04	0.696	7.7	5.5	6.7	1.8	–
Сайт 7																
074 (1)	7	420–520	6	0.781	9.0	0.542	1.724	12.1	0.6	0.05	0.370	1.9	1.7	–1.0	1.3	8.2
074 (2)	8	400–520	6	0.791	8.3	0.574	1.656	13.3	0.7	0.05	0.441	4.1	3.7	3.9	1.6	–
086 (2)	11	400–540	8	0.824	8.1	0.667	1.034	11.4	0.8	0.07	0.553	13.2	13.8	6.0	6.8	11.5
Сайт 11																
136 (1)	15	300–560	10	0.824	9.7	0.862	0.307	4.6	0.3	0.07	0.590	4.2	4.7	1.3	3.0	8.7
136 (2)	15	300–570	9	0.809	15.2	0.778	0.338	5.1	0.2	0.04	0.715	9.4	11.5	10.0	5.9	–
137 (1)	10	450–600	7	0.802	7.7	0.842	0.469	4.7	0.4	0.09	0.469	3.8	4.1	3.7	2.6	8.8
137 (2)	6	450–600	6	0.753	21.0	0.777	0.744	4.5	0.1	0.03	0.350	11.6	12.0	8.7	4.4	–
139 (1)	10	400–530	7	0.822	6.5	0.751	0.795	8.0	0.8	0.10	0.579	8.2	8.6	–0.6	4.2	9.7
139 (2)	10	450–530	5	0.727	6.8	0.715	0.662	6.6	0.5	0.08	0.339	9.6	11.2	11.8	4.5	–
Сайт 12																
140 (2)	8	460–565	7	0.762	18.0	0.777	0.470	3.8	0.1	0.03	0.296	5.6	6.5	–12.1	4.2	5.0
143 (1)	6	500–560	5	0.687	29.6	0.571	0.715	4.3	0.1	0.01	0.343	10.0	14.2	6.1	4.0	5.2
143 (2)	6	515–560	4	0.506	2.5	0.402	0.524	3.2	0.3	0.08	0.148	5.8	12.8	–13.8	6.6	–
147 (1)	15	500–560	6	0.765	16.4	0.555	0.421	6.3	0.2	0.03	0.314	6.5	10.7	2.7	4.7	3.7
147 (2)	6	520–560	5	0.712	3.6	0.502	1.005	6.0	0.6	0.10	0.269	9.3	13.1	4.4	5.4	–
Сайт 16																
197 (1)	15	500–560	6	0.772	13.3	0.813	1.171	17.6	0.8	0.05	0.650	9.7	7.8	6.0	2.7	15.4
199 (1)	15	400–560	10	0.814	15.6	0.845	1.009	15.1	0.7	0.04	0.755	4.8	4.0	0.3	1.4	12.1
202 (1)	8	520–600	6	0.773	5.1	0.783	1.743	14.0	1.6	0.12	0.784	10.1	6.4	7.7	2.1	6.8
203 (1)	17	450–560	7	0.802	9.7	0.838	0.925	15.7	1.1	0.07	0.589	8.5	7.4	8.0	2.4	15.0

Примечание. $B_{\text{лаб}}$ – лабораторное поле, использованное в процедуре Телье–Козэ; T_1-T_2 – fit-интервал, по которому оценивалась палеонапряженность $B_{\text{др}}$ по методу Телье–Козэ; N_p – число точек fit-интервала; $B_{\text{др}}^*$ – палеонапряженность, полученная методом Вилсона–Буракова; GAP, Q , F , β , FRAC, δCK , DRAT, CDRAT, $m\text{DRAT}$ – современные количественные критерии (параметры качества) оценки по диаграмме Арай–Нагаты полученных определений $B_{\text{др}}$, описание критериев и способы расчета приведены в разделе «Критерии оценки достоверности результатов».

Таблица 3. Средние значения палеонаклонения, палеонапряженностей и рассчитанных VDM (по методам Телье–Коэ и Вилсона–Буракова), полученные для силлов с возрастом ≈ 1500 млн лет

Сайт/объект	Определение палеонаправлений			Определение палеонапряженности									
	n/N	$D_{др}$	$I_{др}$	метод Телье–Коэ							метод Вилсона–Буракова		
				n/N	$B_{др}$, мкТл	SD($B_{др}$)		SE($B_{др}$)		VDM, $\times 10^{21}$ Ам ²	n/N	$B_{др}^*$, мкТл	VDM, $\times 10^{21}$ Ам ²
		град.	мкТл			%	мкТл	%					
Сайт 5, силл около о. Гудда-Ары	29/31	205.4	-12.5	6/8	5.0	1.85	37	0.75	15.0	12.8	5/8	8.8	22.3
Сайт 6, силл около о. Песчаный	13/13	208.5	-17.1	16/9	7.0	1.63	23	0.41	5.8	17.6	6/9	5.3	13.1
Сайт 7, силл около устья р. Орон-Юрах	13/15	215.1	-5.5	3/7	12.2	0.95	8	0.55	4.5	31.5	2/7	9.8	25.3
Сайт 11, силл около р. Хатыска	6/13	219.0	-5.2	6/10	5.6	1.41	25	0.58	10.3	14.4	3/10	9.1	23.4
Сайт 12, силл ниже р. Хатыска	6/12	219.3	-7.0	5/8	4.7	1.40	30	0.63	13.3	12.1	3/8	4.6	11.9
Сайт 16, силл Оревуинский	12/12	213.3	-20.3	4/9	15.6	1.5	10	0.75	4.8	38.5	4/9	12.3	30.4

Примечание. n/N – число использованных образцов (включая дубли)/всего изученных образцов; $B_{др}$ – среднее значение палеонапряженности; SD — стандартное отклонение; SE — стандартная ошибка.

линейной связи между B и $a(I)$ в случае дипольного поля. Разумеется, наличие вековых вариаций нарушает эту связь, но и в этом случае сохраняется значимая линейная корреляция между B и $a(I)$.

Рисунок 10, a демонстрирует диаграмму ($B - a(I)$) с использованием того же набора данных, по которым построен рис. 9. Существенной чертой этой диаграммы (см. рис. 10, a) является очевидная кластеризация распределения точек на них, что уже отмечалось в нашей предыдущей работе [Щербакова и др., 2024]. При этом кластер высоких значений $B_{др}$ показывает значимый коэффициент корреляции $R = 0.42$, в то время как для кластера с низкими $B_{др}$ корреляция между B и $a(I)$ отсутствует. При оценке корреляции использовались 49 и 51 (см. рис. 10, a), 49 и 39 (см. рис. 10, b) точек для кластеров с высоким и низким полем соответственно.

Однако, прежде чем делать окончательный вывод, обратим внимание на группу данных по эдиакарию с крайне низкими палеонапряженностями (см. рис. 10, a , залитые кружки) и экстремально низкими значениями VDM (см. рис. 9), полученные рядом исследователей по разным сайтам в разных локациях. Для объяснения этих результатов авторы публикаций предполагают существование особого режима генерации и состояния геомагнитного поля в это время [Bono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020; Thallner и др., 2021b, 2022; Метелкин и др., 2022; Виноградов и др., 2023]. При этом, согласно модели [Driscoll, 2016] (см. «Введение»), именно в период 1000–650 млн л. н. должно было наблюдаться слабое поле, предшествовавшее образованию твердого ядра Земли около 650 млн л. н. Его формирование маркирует полную смену режима генерации геомагнитного поля и переход к сильному диполю. Добавим к этому, что экс-

тремально слабое по величине поле, в котором эдиакарские породы приобретали свою NRM, могло приводить и к большим экспериментальным ошибкам при определении как палеонапряженности, так и палеонаправлений, что могло сказаться на точности результатов.

Тогда, если из нашего анализа ($B - a(I)$) исключить данные по эдиакарию, то ситуация существенно меняется (см. рис. 10, b): проявляется хорошая корреляция между B и $a(I)$ и для кластера с низкими $B_{др}$ тоже при коэффициенте корреляции $R = 0.5$. Как следствие, это говорит о преимущественно дипольной геометрии поля в протерозое как для кластера с низкой, так и для кластера с его высокой интенсивностью.

Результаты анализа МБД, представленные выше, заметно расходятся с моделью, предложенной в работе [Driscoll, 2016]. Согласно этой модели, вплоть до ≈ 1700 млн лет поле было мультипольным, затем режим генерации у динамо изменился – поле стало дипольным при достаточно сильной интенсивности порядка современной. Но на рубеже ≈ 1000 млн лет режим генерации динамо снова меняется, поле становится слабым и остается таковым вплоть до ≈ 650 млн лет, когда происходит образование твердого ядра. Это приводит к восстановлению режима сильного диполя, который сохраняется по сей день.

С другой стороны, из приведенного выше анализа экспериментальных данных о палеонапряженности следует, что режим поля в протерозое действительно был непостоянен и что в период около 550–600 млн лет в эдиакарии интенсивность поля на самом деле упала до экстремально низких величин. На этом сходство с моделью заканчивается. Никаких признаков мультипольного (недипольного) поведения поля на интервале времени древнее 1700 млн лет не обна-

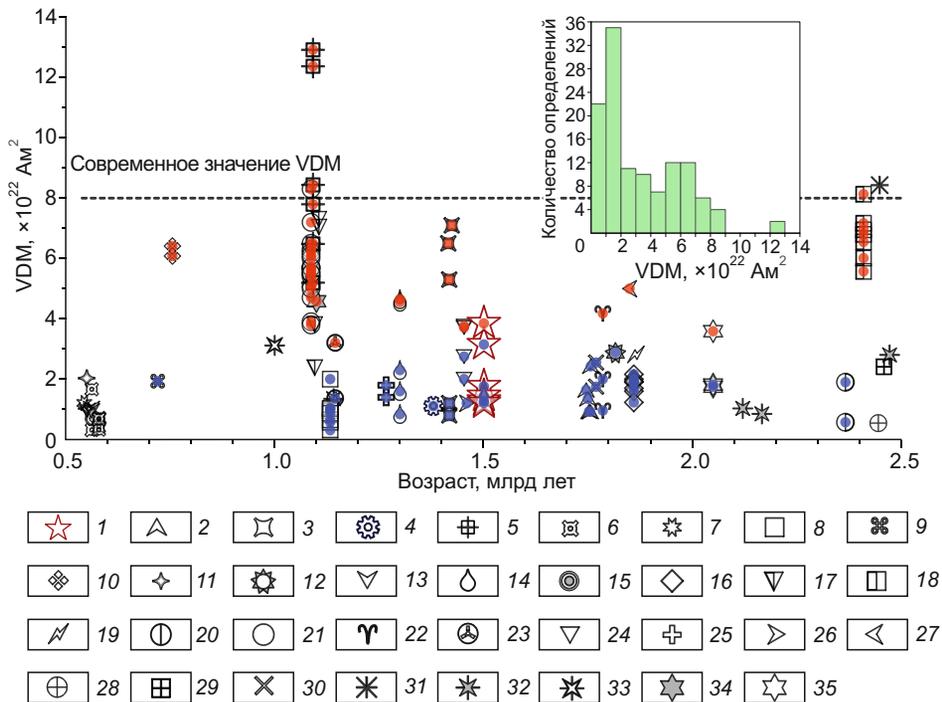


Рис. 9. Значения VDM для протерозоя (538.8–2500 млн лет), представленные в МБД и полученные в настоящей статье. Красными и синими символами отмечены данные, которые отнесены к кластеру высоких (красные) или низких (синие) значений $B_{др}$ на рис. 10. На врезке – гистограмма распределения значений VDM. 1 – настоящая работа; 2 – [Щербакова и др., 2024]; 3 – [Di Chiara et al., 2023]; 4 – [Щербакова и др., 2023]; 5 – [Zhang et al., 2022]; 6 – [Thallner et al., 2022]; 7 – [Метелкин и др., 2022]; 8 – [Щербакова и др., 2022]; 9 – [Lloyd et al., 2021a]; 10 – [Lloyd et al., 2021b]; 11 – [Thallner et al., 2021b]; 12 – [Miki et al., 2020]; 13 – [Shcherbakova et al., 2020]; 14 – [Kodama et al., 2019]; 15 – [Bono et al., 2019]; 16 – [Veselovskiy et al., 2019]; 17 – [Sprain et al., 2018]; 18 – [Smirnov, Evans, 2015]; 19 – [Shcherbakova et al., 2014]; 20 – [Valet et al., 2014]; 21 – [Kulakov et al., 2013]; 22 – [Donadini et al., 2011a]; 23 – [Donadini et al., 2011b]; 24 – [Shcherbakova et al., 2008]; 25 – [Macouin et al., 2006]; 26 – [Щербакова и др., 2006a]; 27 – [Щербакова и др., 2006b]; 28 – [Smirnov, Tarduno, 2005]; 29 – [McArdle et al., 2004]; 30 – [Щербакова и др., 2004]; 31 – [Smirnov et al., 2003]; 32 – [Macouin et al., 2003]; 33 – [Yu, Dunlop, 2002]; 34 – [Yu, Dunlop, 2001]; 35 – [Sumita et al., 2001]. Штриховая линия – современное значение VDM.

руживается, как не видно и последующей его смены на сильное дипольное поле около 1700 млн лет. Вместо этого во всем протерозое прослеживается довольно частая смена (переменяемость) режимов генерации поля – сильного или слабого по интенсивности и дипольного по геометрии вне зависимости от его интенсивности.

Тем не менее обращаем внимание, что представленные здесь выводы все же носят предварительный характер ввиду недостаточного количества данных для уверенной статистики.

ВЫВОДЫ

На коллекции пород возрастом ≈ 1500 млн лет, отобранных из долеритовых силлов раннерифейской КМП Сибирской платформы, получены новые, отвечающие современным критериям надежности, определения палеонапряженности геомагнитного поля $B_{др}$. По шести сайтам получены 22 (34 с дублями) определения, все – с низкими значениями величины поля и виртуального дипольного момента, которые меняются в пределах 4.7–17.6 мкТл и $(1.21\text{--}3.85) \times$

10^{22} Ам² соответственно, что примерно в четыре раза ниже их средних величин в современную эпоху.

Анализ данных VDM в МБД для протерозоя подтвердил гипотезу о двухмодовом режиме генерации геомагнитного поля в протерозое, по крайней мере, в период > 1000 млн лет. Более точно следует говорить о возможной переменяемости двух дипольных режимов в силу довольно частой смены высоких и низких интенсивностей VDM на временной шкале, наблюдаемой на рис. 9.

Проведен также совместный анализ определений $B_{др}$ для протерозоя, представленных МБД, и функции палеонаклонения $a(I) = 1/[1 + 3\cos^2(I)]^{1/2}$. Распределение точек на диаграмме ($B_{др}$ – $a(I)$) (см. рис. 10) распадается на кластеры высоких и низких значений $B_{др}$. Из анализа следует, что при исключении данных по эдиакарию (12 определений) в обоих кластерах значений палеонапряженности – как высоких (49 определений), так и низких (39 определений) – наблюдается достаточно высокая степень корреляции, что указывает на дипольную геометрию магнитного поля Земли в палео- и мезопротерозое независимо от его интенсивности. С другой стороны, отсутствие

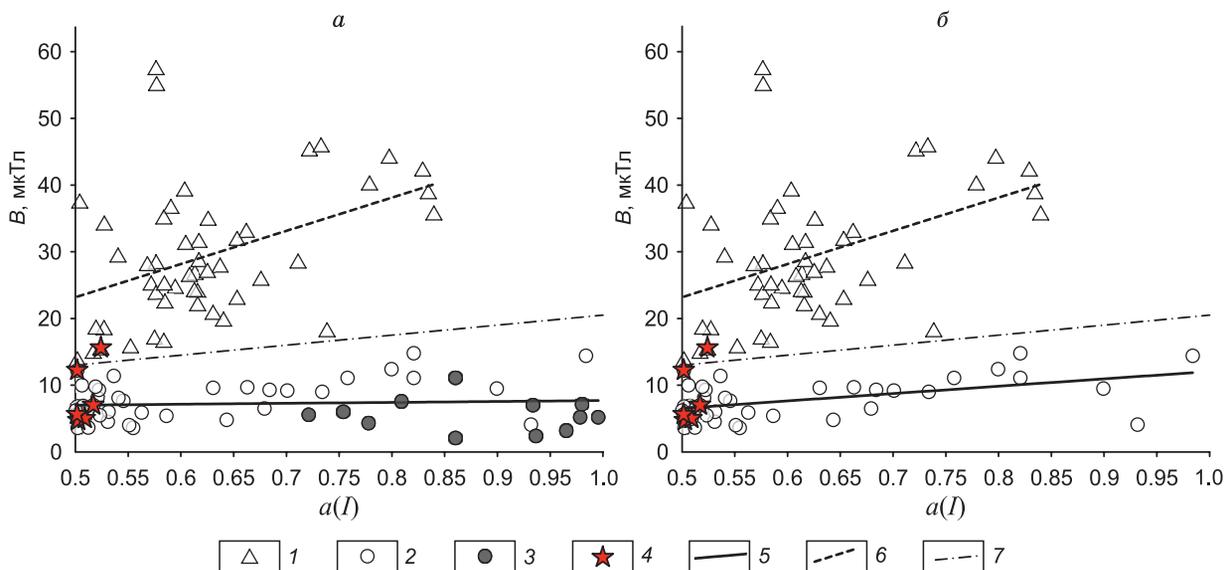


Рис. 10. Диаграммы B – $a(I)$ для протерозоя: 1 – кластер высоких значений B ; 2 – кластер низких значений B ; 3 – значения B , $a(I)$ в эдиакарии; 4 – значения B , $a(I)$, полученные в данной работе; 5 – линейная аппроксимация для кластера низких B ; 6 – линейная аппроксимация для кластера высоких B ; 7 – условная граница между двумя кластерами. Учитываются только данные, удовлетворяющие условиям $N \geq 3$, $SE \leq 15\%$. Количество использованных точек при оценке корреляции для кластеров с сильным и слабым полем соответственно: a – 49 и 51 (из них 12 в эдиакарии); b – 49 и 39.

корреляции между $B_{др}$ и палеонаклонением у данных по эдиакарию может указывать на особый режим палеополя в это время – крайне слабое по интенсивности и недипольное по геометрии.

К этому добавим, что перемежаемость режима генерации может говорить об отсутствии твердого внутреннего ядра в палео- и мезопротерозое, относя его образование к более позднему времени (эдиакарию), как это предполагалось в работах [Driscoll, 2016; Bono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020; Zhou et al., 2022].

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы выражают искреннюю благодарность редколлегии журнала «Геология и геофизика», рецензентам А.Н. Диденко и А.Ю. Казанскому за внимательное прочтение статьи и ценные замечания, позволившие более точно и полно представить материал и результаты проведенного исследования. Отдельную благодарность выражаем Т.Э. Багдасарян и В.А. Цельмовичу за активную помощь в получении качественных электронно-микроскопических фотографий и их анализ.

Лабораторная обработка коллекции и интерпретация результатов выполнялись в рамках госзадания геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН и лаборатории 105 ИФЗ РАН. Обработка материалов и подготовка публикации выполнена в рамках реализации гранта Российского научного фонда № 24-77-10026.

Дополнительные материалы: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=80446323>.

ЛИТЕРАТУРА

- Большаков А.С., Щербакова В.В. (1979). Терромагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Физика Земли, № 2, с. 38–47.
- Брагинский С.И. (1964). Магнитогидродинамика земного ядра // Геомагнетизм и аэрономия, т. 4, № 5, с. 898–916.
- Бураков К.С. (1973). 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, с. 56–57.
- Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. (2009). Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учур-Майскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции рифея Сибирской платформы // Физика Земли, № 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. (2022). Центр коллективного пользования института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // Геодинамика и тектонофизика, т. 13, № 2, 0579, DOI: [10.5800/GT-2022-13-2-0579](https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579).
- Виноградов Е.В., Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Михальцов Н.Э. (2023). Палеомагнетизм тасеевской серии (Енисейский кряж): к проблеме конфигурации геомагнитного поля на рубеже докембрия–фанерозоя // Геология и геофизика, т. 64, № 5, с. 655–673, DOI: [10.15372/GiG2022153](https://doi.org/10.15372/GiG2022153), EDN: MKAMPU.
- Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю., Богомоллов В.П., Строев Т.С., Молчанов А.В., Граханов С.А., Матюшков А.Д., Назаров Д.В., Морева Н.В., Николаева Л.С. (2016). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллойская. Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 448 с.

- Диденко А.Н. (1998). Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // *Физика Земли*, № 5, с. 3–10.
- Диденко А.Н. (1999). О временной связи процессов в ядре и литосфере // *Российский журнал наук о Земле*, т. 1, № 3, с. 187–198.
- Добрецов Н.Л. (1994). Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // *Геология и геофизика*, т. 35, № 5, с. 5–19.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н. (1993). Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // *Геология и геофизика*, т. 34, № 12, с. 5–24.
- Ефремов И.В., Веселовский Р.В. (2023). PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // *Физика Земли*, № 5, с. 150–158, DOI: [10.31857/S0002333723050022](https://doi.org/10.31857/S0002333723050022).
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. (1993). Глубинная геодинамика Земли // *Геология и геофизика*, т. 34, № 4, с. 3–12.
- Липенков Г.В., Машак М.С., Кириченко В.Т., Ларичев А.И., Назаров Д.В., Бигун И.В., Кондакова Е.А., Хабаров А.Н., Герасичева А.В., Заварзин И.В., Литвинова И.В., Сурнин А.И. (2015). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 398 с.
- Метелкин Д.В., Лавренчук А.В., Михальцов Н.Э. (2019). О возможности записи инверсии геомагнитного поля в долеритовых силлах Норильского района: результаты математического моделирования // *Физика Земли*, № 6, с. 24–33, DOI: [10.31857/S0002-33372019624-33](https://doi.org/10.31857/S0002-33372019624-33).
- Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В., Верниковский В.А., Захаров С.М., Наговицин К.Е. (2022). К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия–палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // *Докл. РАН. Науки о Земле*, т. 506, № 2, с. 135–141, DOI: [10.31857/S2686739722600990](https://doi.org/10.31857/S2686739722600990).
- Пасенко А.М., Малышев С.В., Пазухина А.А., Савельев А.Д., Липенков Г.В., Чемберлен К.Р. (2024а). Возраст, состав и палеомагнетизм долерит-габбродолеритовых интрузий западного склона Анабарского массива: к вопросу о выделении в регионе вендского этапа магматизма // *Докл. РАН. Науки о Земле*, т. 514, № 2, с. 211–218, DOI: [10.31857/S2686739724020033](https://doi.org/10.31857/S2686739724020033).
- Пасенко А.М., Федюкин И.В., Павлов В.Э. (2024б). Два пульса магматической активности при формировании раннерифейской Куонамской магматической провинции: палеомагнитное обоснование гипотезы // *Геодинамика и тектонофизика*, т. 15, № 2, DOI: [10.5800/GT-2024-15-2-0748](https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0748).
- Сычёва Н.К. (2024). Мировая база данных по палеонапряженности // Интернет-сайт геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН [Электронный ресурс]. URL: <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> (дата обращения: 28.02.2025).
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. (1982). Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 312 с.
- Щербакова В.В., Жидков Г.В., Павлов В.Э., Земцов В.А. (2004). 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 ун-та*, с. 61–66.
- Щербакова В.В., Павлов В.Э., Щербаков В.П., Неронов И., Земцов В.А. (2006а). Результаты палеомагнитных исследований и оценка палеонапряженности геомагнитного поля на границе раннего и среднего рифея на породах салминской свиты (Северное Приладожье) // *Физика Земли*, № 3, с. 57–68.
- Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К. (2006б). Определение палеонапряженности в раннем протерозое по гранитоидам шумихинского комплекса Сибирского кратона // *Физика Земли*, № 6, с. 80–89.
- Щербакова В.В., Лубнина Н.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Цельмович В.А. (2017). Определение палеонапряженности на неархейских дайках Водлозерского террейна Карельского кратона // *Физика Земли*, № 5, с. 101–120, DOI: [10.7868/S0002333717050118](https://doi.org/10.7868/S0002333717050118).
- Щербакова В.В., Водовозов В.Ю., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Сальная Н.В., Лейченко Г.Л. (2022). Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // *Физика Земли*, № 6, с. 90–112, DOI: [10.31857/S0002333722060126](https://doi.org/10.31857/S0002333722060126).
- Щербакова В.В., Пасенко А.М., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Афиногенова Н.А. (2023). Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по результатам исследования интрузивных тел Уджинского авлакогена сибирской платформы возрастом 1380 млн лет // *Физика Земли*, № 5, с. 24–46, DOI: [10.31857/S0002333723050101](https://doi.org/10.31857/S0002333723050101).
- Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Афиногенова Н.А. (2024). Низкое палеополе в протерозое: определение палеонапряженности на вулканитах Украинского щита возрастом 1.75 млрд лет // *Физика Земли*, № 4, с. 142–160, DOI: [10.31857/S0002333724040103](https://doi.org/10.31857/S0002333724040103).
- Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Седелунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. (2016). Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // *Геология и геофизика*, т. 57, № 5, с. 833–855, DOI: [10.15372/GiG20160502](https://doi.org/10.15372/GiG20160502), EDN: [VXCIRD](https://www.edn.ru/vxcird).
- Amit H., Choblet G. (2012). Mantle-driven geodynamo features – Effects of compositional and narrow D" anomalies // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 190–191, p. 34–43, DOI: [10.1016/j.pepi.2011.10.005](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.10.005).
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C. (2009). Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo // *Geophys. J. Int.*, v. 179 (3), p. 1414–1428, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x).
- Barfod G.H., Krogstad E.J., Frei R., Albarède F. (2005) Lu-Hf and Pb-Sr geochronology of apatites from Proterozoic terranes: A first look at Lu-Hf isotopic closure in metamorphic apatite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 69 (7), p. 1847–1859, DOI: [10.1016/j.gca.2004.09.014](https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.014).
- Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K. (2012). Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 204–205, p. 11–21, DOI: [10.1016/j.pepi.2012.06.005](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005).
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D. (2019). Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // *Nat. Geosci.*, v. 12 (2), p. 143–147, DOI: [10.1038/s41561-018-0288-0](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0).
- Coe R.S. (1967). 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. Geomag. Geoelec.*, v. 19 (3), p. 157–179, DOI: [10.5636/jgg.19.157](https://doi.org/10.5636/jgg.19.157).
- Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.*, v. 83 (B4), p. 1740–1756, DOI: [10.1029/jb083ib04p01740](https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01740).
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 13 (4), p. 260–267, DOI: [10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X).
- Di Chiara A., Muxworthy A.R., Trindade R.I.F., Bispo-Santos F., Baker E.B. (2023). Mesoproterozoic geomagnetic field strength from Nova Guarita mafic dykes (Amazon Craton) // *Stud. Geol.*

- phys. Geod., v. 67 (3), p. 161–182, DOI: [10.1007/s11200-022-0647-6](https://doi.org/10.1007/s11200-022-0647-6).
- Donadini F., Elming S.Å., Tauxe L., Hålenius U. (2011a).** Paleointensity determination on a 1.786 Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 309 (3–4), p. 234–248, DOI: [10.1016/j.epsl.2011.07.005](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.005).
- Donadini F., Pesonen L.J., Korhonen K., Deutsch A., Harlan S.S. (2011b).** Paleomagnetism and paleointensity of the 1.1 Ga old diabase sheets from Central Arizona // *Geophysica*, v. 47 (1–2), p. 3–30.
- Driscoll P.E. (2016).** Simulating 2 Ga of geodynamo history // *Geophys. Res. Lett.*, v. 43 (11), p. 5680–5687, DOI: [10.1002/2016GL068858](https://doi.org/10.1002/2016GL068858).
- Driscoll P., Olson P. (2011).** Superchron cycles driven by variable core heat flow // *Geophys. Res. Lett.*, v. 38 (9), L09304, DOI: [10.1029/2011GL046808](https://doi.org/10.1029/2011GL046808).
- Dunlop D.J. (2002a).** Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.*, v. 107 (B3), p. EPM 4-1-EPM 4-22, DOI: [10.1029/2001JB000486](https://doi.org/10.1029/2001JB000486).
- Dunlop D.J. (2002b).** Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *J. Geophys. Res.*, v. 107 (B3), p. EPM 5-1-EPM 5-15, DOI: [10.1029/2001JB000487](https://doi.org/10.1029/2001JB000487).
- Dunlop D.J., Özdemir Ö. (1997).** Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers. Cambridge university press, New York, 573 p., DOI: [10.1017/CBO9780511612794](https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794).
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016).** Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.*, v. 9 (6), p. 464–469, DOI: [10.1038/ngeo2700](https://doi.org/10.1038/ngeo2700).
- Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. (2016).** Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Res.*, v. 281, p. 639–655, DOI: [10.1016/j.precamres.2016.06.017](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.017).
- Fabian K., Shcherbakov V.P. (2020).** The magnetization of the ocean floor: stress and fracturing of titanomagnetite particles by low-temperature oxidation // *Geophys. J. Int.*, v. 221 (3), p. 2104–2112, DOI: [10.1093/gji/ggaa142](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa142).
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. (2013).** Measuring the Curie temperature // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 14 (4), p. 947–961, DOI: [10.1029/2012GC004440](https://doi.org/10.1029/2012GC004440).
- Gubbins D., Alfè D., Masters G., Price G.D., Gillan M. (2004).** Gross thermodynamics of two-component core convection // *Geophys. J. Int.*, v. 157 (3), p. 1407–1414, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2004.02219.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02219.x).
- Hunt G.R., van den Bremer T.S. (2011).** Classical plume theory: 1937–2010 and beyond // *IMA J. Appl. Math.*, v. 76 (3), p. 424–448, DOI: [10.1093/imamat/hxq056](https://doi.org/10.1093/imamat/hxq056).
- Jellinek A.M., Manga M. (2004).** Links between long-lived hot spots, mantle plumes, D", and plate tectonics // *Rev. Geophys.*, v. 42 (3), RG3002, DOI: [10.1029/2003RG000144](https://doi.org/10.1029/2003RG000144).
- Kissel C., Laj C. (2004).** Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: application to Hawaiian basaltic long cores // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 147 (2–3), p. 155–169, DOI: [10.1016/j.pepi.2004.06.010](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010).
- Kodama K.P., Carnes L.K., Tarduno J.A., Berti C. (2019).** Paleointensity of the 1.3 billion-year-old Gardar basalts, southern Greenland revisited: no evidence for onset of inner core growth // *Geophys. J. Int.*, v. 217 (3), p. 1974–1987, DOI: [10.1093/gji/ggz126](https://doi.org/10.1093/gji/ggz126).
- Kulakov E.V., Smirnov A.V., Diehl J.F. (2013).** Absolute geomagnetic paleointensity as recorded by ~1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan) // *Stud. Geophys. Geod.*, v. 57 (4), p. 565–584, DOI: [10.1007/s11200-013-0606-3](https://doi.org/10.1007/s11200-013-0606-3).
- Labrosse S., Macouin M. (2003).** The inner core and the geodynamo // *C.R. Geosci.*, v. 335 (1), p. 37–50, DOI: [10.1016/S1631-0713\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00013-0).
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. (2004).** Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 5 (12), Q12016, DOI: [10.1029/2004GC000807](https://doi.org/10.1029/2004GC000807).
- Levi S. (1977).** The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 13 (4), p. 245–259, DOI: [10.1016/0031-9201\(77\)90107-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90107-8).
- Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Sycheva N.K. (2023).** Detecting dipolarity of the geomagnetic field in the paleomagnetic record // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, v. 120 (25), e2220887120, DOI: [10.1073/pnas.2220887120](https://doi.org/10.1073/pnas.2220887120).
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Halls H., Hill M.J. (2021a).** First palaeointensity data from the Cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age // *Geophys. J. Int.*, v. 226 (1), p. 66–77, DOI: [10.1093/gji/ggab090](https://doi.org/10.1093/gji/ggab090).
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Li Z.-X. (2021b).** New paleointensity data suggest possible Phanerozoic-type paleomagnetic variations in the Precambrian // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 22 (10), e2021GC009990, DOI: [10.1029/2021GC009990](https://doi.org/10.1029/2021GC009990).
- Macouin M., Valet J.P., Besse J., Buchan K., Ernst R., LeGoff M., Scharer U. (2003).** Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 213 (1–2), p. 79–95, DOI: [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. (2006).** Absolute paleointensity at 1.27 Ga from the Mackenzie dyke swarm (Canada) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 7 (1), Q01H21, DOI: [10.1029/2005GC000960](https://doi.org/10.1029/2005GC000960).
- McArdle N.J., Halls H.C., Shaw J. (2004).** Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier paleointensities for Canadian Precambrian dykes // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 147 (2–3), p. 247–254, DOI: [10.1016/j.pepi.2004.03.015](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.03.015).
- Miki M., Seki H., Yamamoto Y., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Otofujii Y. (2020).** Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of a Proterozoic dolerite dyke from southern West Greenland // *J. Geodyn.*, v. 139, 101752, DOI: [10.1016/j.jog.2020.101752](https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101752).
- Muxworthy A.R. (2010).** Revisiting a domain-state independent method of palaeointensity determination // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 179 (1–2), p. 21–31, DOI: [10.1016/j.pepi.2010.01.003](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.003).
- Nagata T., Arai Y., Momose K. (1963).** Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. Geophys. Res.*, v. 68 (18), p. 5277–5281, DOI: [10.1029/j.2156-2202.1963.tb00005.x](https://doi.org/10.1029/j.2156-2202.1963.tb00005.x).
- Nishitani T., Kono M. (1983).** Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // *Geophys. J. Int.*, v. 74 (2), p. 585–600, DOI: [10.1111/j.1365-246X.1983.tb01890.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1983.tb01890.x).
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. (2014).** On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 15 (4), p. 1180–1192, DOI: [10.1002/2013GC005135](https://doi.org/10.1002/2013GC005135).
- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. (2015).** Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 245, p. 117–133, DOI: [10.1016/j.pepi.2015.06.003](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.06.003).
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. (2010).** Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 11 (3), Q0AA06, DOI: [10.1029/2009GC002618](https://doi.org/10.1029/2009GC002618).
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011).** Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.*, v. 26 (12), p. 2508–2518, DOI: [10.1039/C1JA10172B](https://doi.org/10.1039/C1JA10172B).

- Perrin M., Shcherbakov V. (1997).** Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low // *J. Geomag. Geoelec.*, v. 49 (4), p. 601–614, DOI: [10.5636/jgg.49.601](https://doi.org/10.5636/jgg.49.601).
- Petersen N., Vali H. (1987).** Observation of shrinkage cracks in ocean floor titanomagnetites // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 46 (1–3), p. 197–205, DOI: [10.1016/0031-9201\(87\)90182-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90182-8).
- Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé C.S. (1985).** The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *J. Geophys. Res.*, v. 90 (B12), p. 10417–10448, DOI: [10.1029/jb090i12p10417](https://doi.org/10.1029/jb090i12p10417).
- Schoene B., Bowring S.A. (2006).** U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard MMhb // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 151 (5), p. 615–630, DOI: [10.1007/s00410-006-0077-4](https://doi.org/10.1007/s00410-006-0077-4).
- Selkin P.A., Tauxe L. (2000).** Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.*, v. 358 (1768), p. 1065–1088, DOI: [10.1098/rsta.2000.0574](https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574).
- Shaar R., Tauxe L. (2013).** Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 14 (3), p. 677–692, DOI: [10.1002/ggge.20062](https://doi.org/10.1002/ggge.20062).
- Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V. (2001).** On the suitability of the Thellier method of palaeointensity determinations on pseudo-single-domain and multidomain grains // *Geophys. J. Int.*, v. 146 (1), p. 20–30, DOI: [10.1046/j.0956-540x.2001.01421.x](https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01421.x).
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. (2000).** Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res.*, v. 105 (B1), p. 767–781, DOI: [10.1029/1999JB900235](https://doi.org/10.1029/1999JB900235).
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Mertenan S., Zhidkov G.V., Vasilieva T.I., Tsel'movich V.A. (2008).** Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Riphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // *Geophys. J. Int.*, v. 175 (2), p. 433–448, DOI: [10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x).
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Lubnina N.V. (2014).** Palaeointensity determinations on rocks from Palaeoproterozoic dykes from the Kaapvaal Craton (South Africa) // *Geophys. J. Int.*, v. 197 (3), p. 1371–1381, DOI: [10.1093/gji/ggu098](https://doi.org/10.1093/gji/ggu098).
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J. (2020).** Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophys. J. Int.*, v. 220 (3), p. 1928–1946, DOI: [10.1093/gji/ggz566](https://doi.org/10.1093/gji/ggz566).
- Smirnov A.V., Evans D.A.D. (2015).** Geomagnetic paleointensity at ~ 2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 416, p. 35–45, DOI: [10.1016/j.epsl.2015.02.012](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.012).
- Smirnov A.V., Tarduno J.A. (2005).** Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // *J. Geophys. Res.*, v. 110 (B6), B06103, DOI: [10.1029/2004JB003445](https://doi.org/10.1029/2004JB003445).
- Smirnov A.V., Tarduno J.A., Pisakin B.N. (2003).** Paleointensity of the early geodynamo (2.45 Ga) as recorded in Karelia: A single-crystal approach // *Geology*, v. 31 (5), p. 415–418, DOI: [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).
- Sprain C.J., Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Gastra K. (2018).** A field like today's? The strength of the geomagnetic field 1.1 billion years ago // *Geophys. J. Int.*, v. 213 (3), p. 1969–1983, DOI: [10.1093/gji/ggy074](https://doi.org/10.1093/gji/ggy074).
- Stern R.A., Amelin Y. (2003).** Assessment of errors in SIMS zircon U–Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass // *Chem. Geol.*, v. 197 (1–4), p. 111–142, DOI: [10.1016/S0009-2541\(02\)00320-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00320-0).
- Stevenson D.J., Spohn T., Schubert G. (1983).** Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // *Icarus*, v. 54 (3), p. 466–489, DOI: [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. (2001).** Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 128 (1–4), p. 223–241, DOI: [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. (2006).** The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // *Rev. Geophys.*, v. 44 (1), RG1002, DOI: [10.1029/2005RG000189](https://doi.org/10.1029/2005RG000189).
- Tera F., Wasserburg G. (1972).** U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 14 (3), p. 281–304, DOI: [10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8).
- Thallner D., Biggin A.J., Halls H.C. (2021a).** An extended period of extremely weak geomagnetic field suggested by palaeointensities from the Ediacaran Grenville dykes (SE Canada) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 568, 117025, DOI: [10.1016/j.epsl.2021.117025](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117025).
- Thallner D., Biggin A.J., McCausland P.J.A., Fu R.R. (2021b).** New palaeointensities from the Skinner Cove Formation, Newfoundland, suggest a changing state of the geomagnetic field at the Ediacaran–Cambrian transition // *J. Geophys. Res.*, v. 126 (9), e2021JB022292, DOI: [10.1029/2021JB022292](https://doi.org/10.1029/2021JB022292).
- Thallner D., Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Poliachenko I.B., Biggin A.J. (2022).** New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW Ukraine) // *Geophys. J. Int.*, v. 231 (1), p. 474–492, DOI: [10.1093/gji/ggac186](https://doi.org/10.1093/gji/ggac186).
- Thellier E., Thellier O. (1959).** Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.*, v. 15, p. 285–376.
- Thompson J., Meffre S., Maas R., Kamenetsky V., Kamenetsky M., Goemann K., Ehrig K., Danyushevsky L. (2016).** Matrix effects in Pb/U measurements during LA-ICP-MS analysis of the mineral apatite // *J. Anal. At. Spectrom.*, v. 31 (6), p. 1206–1215, DOI: [10.1039/C6JA00048G](https://doi.org/10.1039/C6JA00048G).
- Valet J.-P., Besse J., Kumar A., Vadakke-Chanat S., Philippe E. (2014).** The intensity of the geomagnetic field from 2.4 Ga old Indian dykes // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 15 (6), p. 2426–2437, DOI: [10.1002/2014gc005296](https://doi.org/10.1002/2014gc005296).
- Verhoogen J. (1961).** Heat balance of the Earth's core // *Geophys. J. Int.*, v. 4 (Supplement_1), p. 276–281, DOI: [10.1111/j.1365-246X.1961.tb06819.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb06819.x).
- 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. (2019).** 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // *Precambrian Res.*, v. 324, p. 126–145, DOI: [10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017](https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017).
- Wicht J., Sanchez S. (2019).** Advances in geodynamo modelling // *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, v. 113 (1–2), p. 2–50, DOI: [10.1080/03091929.2019.1597074](https://doi.org/10.1080/03091929.2019.1597074).
- Wilson R.L. (1961).** The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophys. J. Int.*, v. 5 (1), p. 45–58, DOI: [10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x).
- Yu Y., Dunlop D.J. (2001).** Paleointensity determination on the Late Precambrian Tudor Gabbro, Ontario // *J. Geophys. Res.*, v. 106 (B11), p. 26331–26343, DOI: [10.1029/2001jb000213](https://doi.org/10.1029/2001jb000213).
- Yu Y., Dunlop D.J. (2002).** Multivectorial paleointensity determination from the Cordova Gabbro, southern Ontario // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 203 (3–4), p. 983–998, DOI: [10.1016/S0012-821X\(02\)00900-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00900-7).

- Zhang Y., Swanson-Hysell N.L., Avery M.S., Fu R.R. (2022).** High geomagnetic field intensity recorded by anorthosite xenoliths requires a strongly powered late Mesoproterozoic geodynamo // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, v. 119 (29), e2202875119, DOI: [10.1073/pnas.2202875119](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. (2022).** Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure // *Nat. Commun.*, v. 13, 4161, DOI: [10.1038/s41467-022-31677-7](https://doi.org/10.1038/s41467-022-31677-7).
- Zijderveld J.D.A. (1967).** A.C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results, in: Collinson D.W., Creer K.M., Runcorn S.K. (Eds.). *Developments in Solid Earth Geophysics. Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, v. 3, p. 254–286, DOI: [10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5](https://doi.org/10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5).