

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, В.С. Захаров², М.А. Новикова³, В.П. Воронцова⁴

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (КАРЕЛИЯ): ПЕТРО-ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И СУПЕРКОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ⁵

В результате детальных петро-палеомагнитных исследований палеопротерозойских эклогитовых комплексов Беломорского подвижного пояса в районе Гридинского дайкового поля установлены два этапа перемагничивания пород. В раннепалеопротерозойских габбро-норитовых дайках выделена вторичная компонента намагниченности северо-восточного склонения и высокого положительного наклонения, образование которой связывают с посторогенным коллапсом 1,95–1,80 млрд лет назад. Второй этап перемагничивания пород оценивается возрастом 1,80–1,75 млрд лет и он связан с воздействием гидротермальных флюидов на постколлизийной стадии.

Ключевые слова: палеомагнетизм, перемагничивание, палеопротерозой, Беломорский подвижный пояс, суперкомпьютерное моделирование.

The paleomagnetic results suggest that Paleoproterozoic eclogite complexes of the Belomorian mobile belt (Gridino dyke field) at least two phase of remagnetization. Early Paleoproterozoic gabbro-norite dykes contain secondary component of NRM pointed NNW, steep down correlated with postorogenic collapse 1,95–1,88 Ga. Forming of the second alternating magnetization phase of rocks is estimated 1,80–1,75 Ga and correspond to the influence of the postorogenic hydrothermal fluids.

Key words: paleomagnetism, remagnetization, Paleoproterozoic, Belomorian Mobile Belt, super-computer modeling.

Введение. Под перемагничиванием пород традиционно подразумевается процесс, при котором их ферромагнитная фракция под воздействием внешнего магнитного поля намагничивается в направлении, соответствующем времени приложения внешнего магнитного поля. Поскольку перемагничивание пород — фактор, который при палеомагнитных исследованиях частично затушевывает, а иногда и полностью уничтожает первичную (образовавшуюся в момент формирования пород) компоненту намагниченности, предпринято множество попыток изучить как механизм перемагничивания пород, так и методику диагностирования вторичных компонент намагниченности. Основные факторы, определяющие перемагничивание, — *P–T*-режимы и наличие флюидов, что приводит либо к частичному, либо к полному распаду минерала-носителя и/или образованию новой минеральной фракции. В зависимости от их сочетания различают термовязкое и химическое перемагничивание пород (см. обзор в [Лубнина, 2009; Zwing, 2003; и др.]).

Термовязкое перемагничивание возникает при быстром остывании породы после длительного прогрева при низких значениях температуры [Нагата, 1965; Dunlop et al., 1997] и контролирующем факторе вертикальных движений (например, при быстром выводе пород на дневную поверхность). Характерный признак термовязкого перемагничивания — равномерное по толще распределение вторичной компоненты, при котором разные минералы — носители намагниченности демонстрируют одно и то же среднее направление.

Химическое перемагничивание связывают с образованием вторичных минералов — носителей намагниченности под воздействием гидротермальных флюидов, в результате которого происходит полное замещение первичного минерала — носителя намагниченности. К характерным особенностям химического типа перемагничивания относятся выборочное перемагничивание пород в пределах единого разреза с одинаковыми свойствами и неравномерность перемагничивания в пределах одной толщи. В результате

1 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* natalia.lubnina@gmail.com

2 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* vszakharov@yandex.ru

3 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; *e-mail:* mari_1989@mail.ru

4 Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* vall_nett@mail.ru

5 Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-01033 и 14-05-00731) и на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова; при моделировании использованы ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова.

химического перемагничивания образуется биполярная вторичная компонента намагниченности, четко зависящая от минерала — носителя намагниченности.

Разделение полного вектора намагниченности в метаморфических породах с помощью компонентного анализа на составляющие, или компоненты намагниченности, возникшие в различные интервалы времени, — обязательное условие современных палеомагнитных исследований. Однако часто из-за близкого спектра блокирующих температур минералов — носителей намагниченности такое разделение бывает затруднительно или вообще невозможно. Вместе с тем корректное выделение вторичных (метахронных) компонент намагниченности позволяет строить непротиворечивые реконструкции и способствует лучшему пониманию геодинамики исследуемого района в целом. Возникшая в результате метаморфизма вторичная компонента намагниченности может как полностью разрушить первичную, так и присутствовать в виде низко- и среднетемпературной компоненты намагниченности в породах. Однако время приобретения породами вторичной компоненты намагниченности традиционно оценивается по сопоставлению с полученными ранее наиболее надежными палеомагнитными полюсами. Развитие в последнее время изотопных методов, в том числе U—Pb-датирование сфена и рутила, изотопные системы которых закрываются вблизи точки Кюри основных минералов — носителей намагниченности, позволило независимыми методами датировать время приобретения породами вторичных компонент намагниченности.

Объекты исследований. Беломорский подвижный пояс сложен главным образом мезо- и неогархейскими гранитоидными комплексами, метавулканогенными и парагранитоидными комплексами. К его отличительным чертам относятся неоднократные проявления интенсивных деформаций и метаморфизма при повышенном и умеренном давлении как в неогархее, так и в палеопротерозое ([Слабунов, 2008] и ссылки в этой работе). Граница Беломорского подвижного пояса со смежными структурами окончательно сформировалась в палеопротерозое [там же].

В восточной части Беломорского подвижного пояса выделяется неогархейский эцлогитсодержащий комплекс, формирующий тектоническую пластину — Гридинскую зону, прослеживаемую примерно на 50 км при ширине 6–7 км. По текстурным особенностям этот комплекс сопоставим с микститами [Гранулитовые и эцлогитовые..., 2011]. Обломочная часть комплекса микститов представлена неравномерно распределенными в матрице многочисленными телами линзовидной, реже неправильной формы. В составе резко преобладают породы основного состава, в том числе в разной степени преобразованные эцлогиты, амфиболиты и метаморфизованные габброиды. Большое разнообразие пород в обломках,

отличающихся по составу, степени деформаций и метаморфизма, — важный аргумент в пользу того, что эцлогитсодержащий микстит является меланжем, образовавшимся в зоне субдукции [там же]. По геологическим и геохронологическим данным верхний возрастной предел формирования эцлогитсодержащего микстита определен не моложе $2701,3 \pm 8,1$ млн лет ([Володичев и др., 2009] и ссылки в этой работе).

Другой возрастной и генетический тип эцлогитов в районе с. Гридино — палеопротерозойские эцлогиты по габброидам [Моргунова, Перчук, 2011; Слабунов и др., 2011]. Известно до трех генераций даек эцлогитизированных габброидов, часто с зонами закалки, дайки занимают секущее положение относительно интенсивно преобразованного неогархейского эцлогитсодержащего комплекса, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации. Преобладающая часть этой территории и дайковая форма проявления основного магматизма при значительной плотности насыщения интрузиями позволяют рассматривать ее как Гридинское дайковое поле (рис. 1) [Степанов, Степанова, 2005].

В пределах Гридинского дайкового поля среди даек 1-й генерации по петрохимическим характеристикам выделяются габброиды высокожелезистого, толеитового и субщелочного состава. Эцлогитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эцлогитовой фации установлены пока только в толеитовых и субщелочных габброидах. Магматические минералы в дайках 1-й генерации сохранились только в одном случае — на м. Песчаный в дайке субщелочного состава.

Дайки 2-й возрастной генерации представлены широко известным в Беломорском подвижном поясе комплексом магнезиальных пород ультраосновного — основного состава или комплексом лерцолитов — габброноритов с U—Pb-возрастом 2393 млн лет [Володичев и др., 2009]. В этом районе выделяются две фазы внедрения габброноритов этого комплекса с близкими петрохимическими характеристиками. Процессы эцлогитизации в дайках 2-й генерации, как и в дайках 1-й генерации, проявлены неравномерно как по площади их распространения, так и в пределах отдельных магматических тел. Различны уровни *P—T*-условий метаморфизма. Так, на о. Эцлогитовый дайка эцлогитизированных габброноритов 2-й фазы внедрения сечет тело габброноритов 1-й фазы, степень метаморфизма которых в основном соответствует высокобарической амфиболитовой фации.

Дайки 3-й возрастной генерации, секущие дайки 2-й генерации, представлены двумя петрохимическими группами — высокожелезистыми (Fe—Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами [Степанов, Степанова, 2005]. Первые сопоставляются с коронитовыми габбро Беломорского подвижного пояса и долеритами Карельского кратона с возрастом 2,12 млрд лет [Степанова и др., 2003]. Степень их метаморфизма не превышает высокобарической амфиболитовой фации.

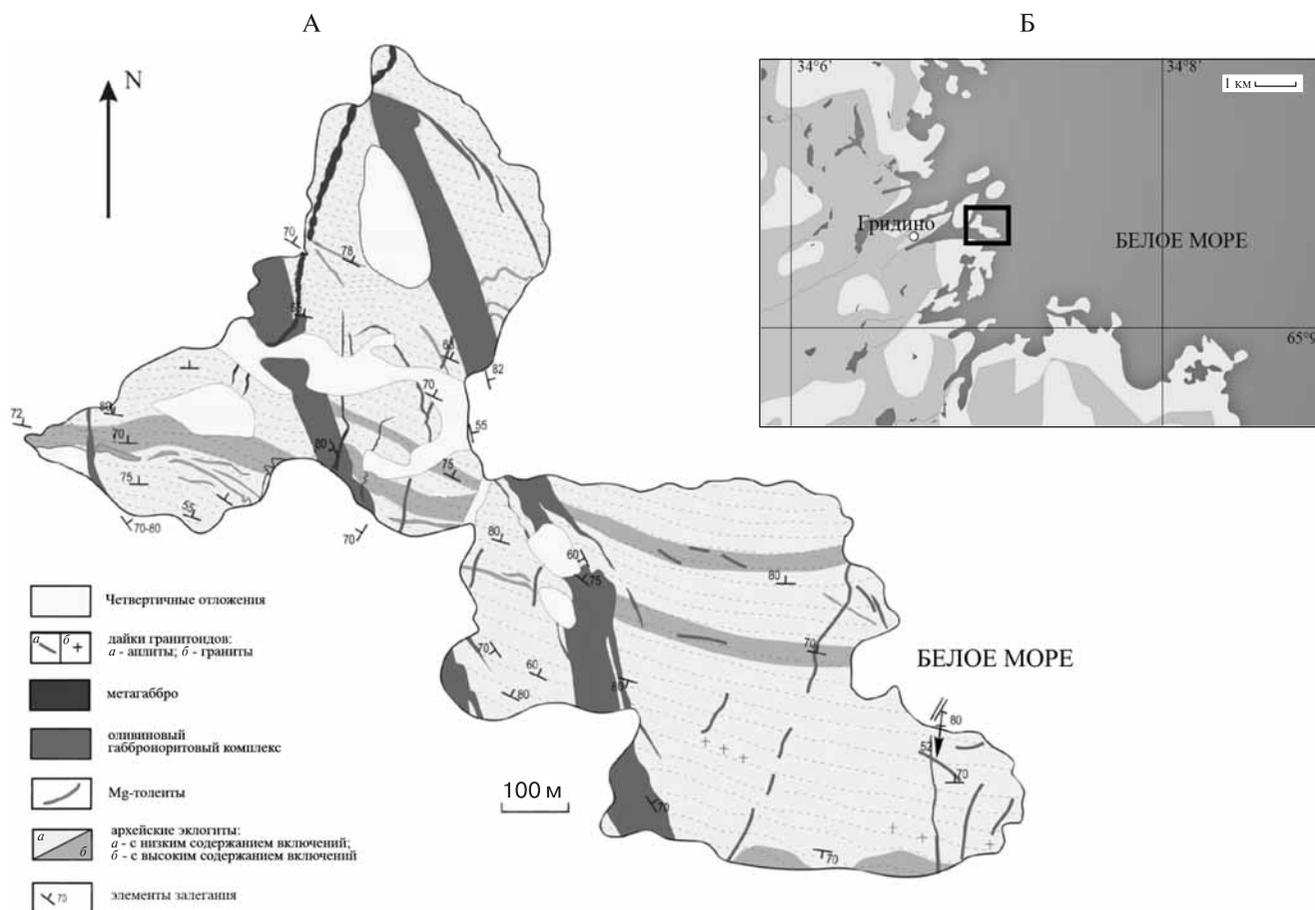


Рис. 1. Геологическая схема о. Воротная Луда (А), по [Гранулитовые и эклогитовые..., 2011], с указанием точек палеомагнитного опробования и элементов залегания. На врезке Б — положение района работ в пределах Беломорского подвижного пояса

У даек толеитового состава мощностью от 10–20 см до 4,0 м, встреченных пока только на о. Воротная Луда и м. Гридино, отмечена удивительная геохимическая особенность в распределении редкоземельных элементов — в них не обнаружены признаки коровой контаминации, т.е. они сопоставимы с базальтами [Степанов, Степанова, 2005].

Для проведения палеомагнитных исследований детально опробованы дайки 1-й и 2-й генерации, а также вмещающие эклогиты на о. Воротная Луда (рис. 1).

Методика отбора образцов и лабораторных палеомагнитных исследований. Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований осуществлялся с помощью портативного минибюра. Также отобраны ориентированные штуфы, из которых впоследствии выпиливали кубики с ребром 2 см. Для ориентировки образцов керны и штуфов в пространстве использовали магнитный и солнечный компасы.

Отбор палеомагнитных коллекций проводился по сайтовой методике. При отборе образцов предпочтение отдавалось мелкозернистым разностям из контактовых зон мафических интрузивных тел. Из маломощных даек (до 2 м) отобрано по 10–15 образцов; из даек, мощность которых превышала 3–5 м,

отобрано по 15–20 образцов вкост простирания даек. При возможности опробовались экзо- и эндо-контактные зоны. Такие объекты рассматривались как один сайт. Дайка 1-й генерации смята в складку. Для проведения теста палеомагнитной надежности были отобраны ориентированные образцы из разных крыльев складки. Для оценки возраста приобретения породами компонент намагниченности (теста контакта) отобраны образцы из вмещающих метаморфических комплексов (эклогитов) как непосредственно из зоны контакта, так и на удалении до 200 м от нее. Всего для палеомагнитных исследований отобрано 146 ориентированных образцов.

Лабораторные исследования проводили в петромагнитной лаборатории МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва) и палеомагнитной лаборатории Лундского университета (Лунд, Швеция) и включали полный цикл обработки палеомагнитных и петромагнитных исследований коллекций образцов по современной методике. Петромагнитные исследования образцов выполнены на каппа-мосте KLY-4S, оборудованном приставкой-печью CS4 (AGICO, Чехия). Все образцы подвергнуты ступенчатой температурной чистке до 590–600 °С, часть — чистке переменным магнитным полем до 100 мТл. Число шагов чистки составляло не менее 15–20. Для размагничивания образцов ис-

пользовали немагнитную печь TD-48 (ASC, США). Измерения остаточной намагниченности выполняли с помощью спин-магнитометра JR-6 (AGICO, Чехия) и SQUID-магнитометра («2G Enterprises», США). Контроль за возможными вторичными изменениями в ходе температурной чистки осуществлялся с помощью измерения магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания на каппа-мосте KLY-4S. При анализе полученных данных компоненты естественной остаточной намагниченности выделены с помощью ортогональных проекций Зийдервельда, а при вычислении направлений этих компонент использован метод наименьших квадратов. Компьютерная обработка результатов измерений выполнена с помощью специализированных программ.

При построении докембрийских реконструкций большое значение имеет изучение магнитной текстуры пород, что позволяет оценивать абсолютную пространственную ориентацию направлений деформаций и напряжений в момент формирования или вторичных изменений минералов — носителей намагниченности [Tarling, Hroudá, 1993; McElhinny, McFadden, 2000].

Нами магнитная текстура пород исследована на основании измерений начальной анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) на каппа-мосте KLY-4S с последующим вычислением полного эллипсоида магнитной восприимчивости. Направления главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости (K_1 — максимальной, K_2 — промежуточной, K_3 — минимальной) нанесли на стереограммы в проекции на нижнюю полусферу для анализа характера их распределения.

Кроме того, рассчитывали такие параметры AMS, как средняя величина магнитной восприимчивости ($K_{cp} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$); степень удлиненности L , определяемая как $L = K_1 / K_2$; степень уплощенности F — отношение величины промежуточной оси эллипсоида магнитной восприимчивости к минимальной ($F = K_2 / K_3$). Степень анизотропии оценивали с помощью параметра P — отношения максимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости к минимальной ($P = K_1 / K_3$): если $P = 1$, эллипсоид магнитной восприимчивости имеет сферическую форму, а степень анизотропии равна 0%, при $P = 1,15$ степень анизотропии составляет 15% и т.д. Форму эллипсоида магнитной восприимчивости определяли с помощью вычисления параметра T ($T = [2 \ln(K_2 / K_3) / (\ln(K_1 / K_3) - 1)]$) [Jelinek, 1981], изменяющегося от +1 (в случае плоскостной, уплощенной формы) до -1, когда эллипсоид имеет удлиненную (вытянутую) форму.

Результаты палеомагнитных исследований и их обсуждение. Анализ результатов магнитных чисток показывает, что в значительной части образцов как вмещающих эклогитов, так и даек двух генераций присутствуют три компоненты намагниченности (рис. 2). Наименее стабильная из них низкотемпературная компонента (PDF), разрушается обычно при

температуре до 250 °С. Направление этой компоненты близко направлению современного геомагнитного поля в районе работ, поэтому в дальнейшем она исключалась из анализа.

В образцах эклогитов в интервале 250–500 °С выделяется метакронная компонента северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (компонента GR1 на рис. 2, а–в). Компонента монополярна. Распределение выделенных GR1-компонент на сфере показано на рис. 3, а. Среднее палеомагнитное направление этой компоненты приведено в табл. 1. Высокотемпературная компонента (PR1) выделяется как характеристическая (наиболее стабильная, идущая в начало координат диаграмм Зийдервельда). Компонента имеет деблокирующие значения температуры 510–555 °С (рис. 2, а–в). Для большей части образцов высокотемпературная компонента имеет северо-восточное склонение и умеренное–крутое положительное наклонение (рис. 2, а–в). Распределение выделенных PR1-компонент на сфере показано на рис. 3, среднее палеомагнитное направление этой компоненты приведено в табл. 1.

Таблица 1

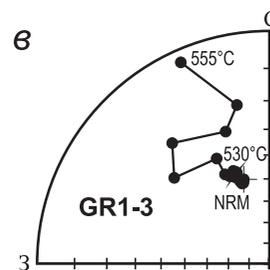
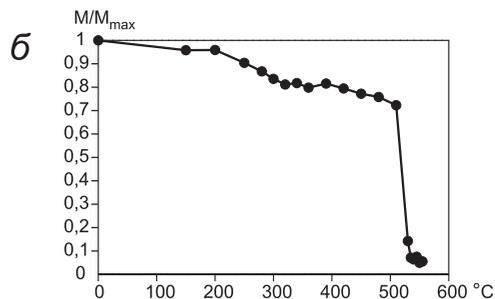
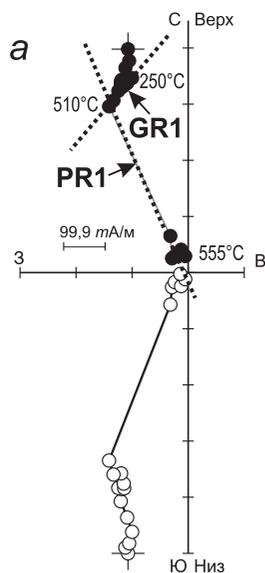
Палеомагнитные направления для палеопротерозойских комплексов Беломорского подвижного пояса (Гридинское дайковое поле)

Номер п/п	Компонента	N	Направление				Предполагаемый возраст компонент намагниченности, млн лет
			Dec°	Inc°	K	α_{95}°	
Вмещающие эклогиты							
1	GR1	14	354,5	37,6	44,3	6,3	1980
2	PR1	14	28,6	60,5	30,0	7,4	1980
Дайка 1-й генерации							
3	GR2	23	336,8	47,2	70,9	3,6	1800
4	GR2S	23	13,4	-21,8	6,1	13,4	1800
5	PR2	28	37,9	58,0	33,7	4,8	1980
6	PR2S	28	23,7	18,9	9,6	9,3	1980
Дайка 2-й генерации							
7	GR3	25	332,8	48,9	58,4	3,8	1800
8	PR3	25	40,3	57,7	42,7	4,5	1980
	Среднее направление GR-компоненты	3	334,6	47,9			1800
	Среднее направление PR-компоненты	3	28,6	58,5			1980

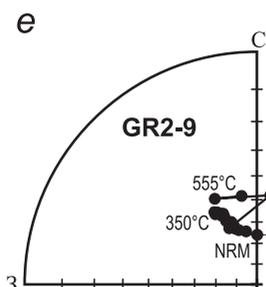
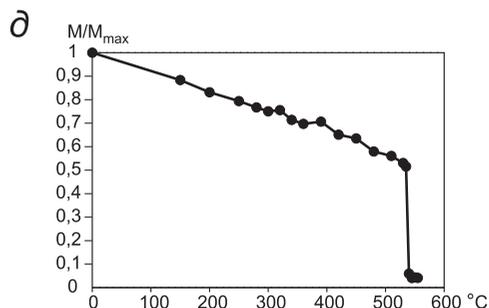
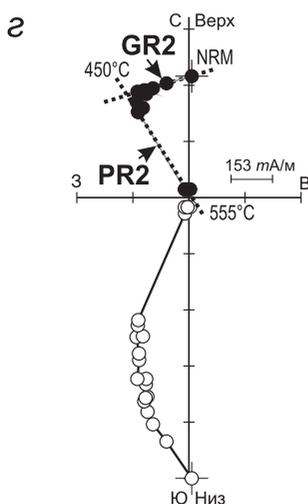
Примечания. N — число образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат соответственно; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-й вероятности для среднего направления; полужирным выделены средние палеомагнитные направления компонент GR и PR, используемые в интерпретации.

В образцах из дайки 1-й генерации в ходе ступенчатой температурной чистки выделяются две высокотемпературные компоненты естественной остаточной намагниченности. Первая компонента имеет блокирующие значения температуры до

А. Вмещающие породы (AR эклогиты)



Б. Дайки I генерации



В. Дайки II генерации

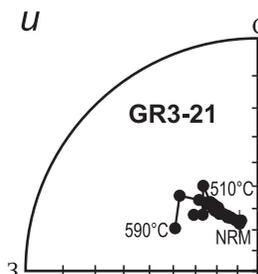
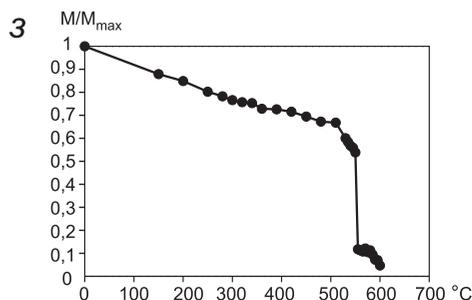
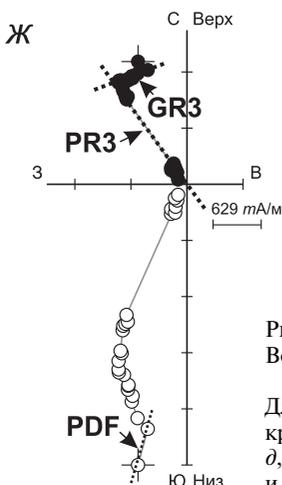


Рис. 2. Примеры ступенчатой температурной чистки даек двух генераций и вмещающих эклогитов с о. Воротная Луда (Гридинское дайковое поле): А — вмещающие архейские эклогиты (а–в); Б — дайка 1-й генерации (z–e); В — дайка 2-й генерации (оливиновые габбронориты, ж–и).

Для каждого образца слева направо: диаграмма Зийдверelda в географической системе координат (а, z, ж), кривая изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки (б, d, z) и стереопроекция направлений в географической системе координат (в, е, и) вмещающих эклогитов и даек 1-й и 2-й генерации соответственно. Белые кружки — проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдверelda проекция на вертикальную плоскость), черные кружки — проекции векторов на нижнюю полусферу (для диаграмм Зийдверelda проекция векторов на горизонтальную плоскость). Цифры у кружков указывают температуру магнитной чистки, °С. На диаграммах Зийдверelda буквы в кружках — выделенные компоненты намагниченности: PDF — современная компонента намагниченности, GR —среднетемпературная, PR — высокотемпературная (пояснения см в тексте)

450–510 °С (рис. 2, *з–е*). Среднее направление этой компоненты в современной системе координат $N=23$; $Dec=336,8^\circ$; $Inc=47,2^\circ$; $K=70,9$; $\alpha_{95}=3,6^\circ$ (рис. 3, *б*; табл. 1, 2). Поскольку дайка 1-й генерации смята в складки, то ориентированные образцы были отобраны из разных крыльев складок; для оценки времени приобретения породами этой компоненты намагниченности был применен ступенчатый тест распрямления складки. Максимальная кучность распределения единичных векторов на сфере достигалась при 0%-м распрямлении складки. Кучность GR2-компоненты в современной системе координат выше, чем в стратиграфической, — $Kg/Ks=11,7$, что свидетельствует о приобретении породами этой компоненты намагниченности после складкообразования. Для дальнейшего анализа использовалось направление GR2 в современной системе координат. Среднее направление GR2-компоненты близко среднему направлению GR1-компоненты, выделенной во вмещающих эклогитах (рис. 3). Отрицательный тест контакта свидетельствует о частичном вторичном перемагничивании пород в момент формирования среднетемпературных компонент GR1 и GR2.

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы для палеопротерозойских комплексов Беломорского подвижного комплекса, использованные в реконструкциях

Место отбора	Индекс	Φ , °N	Λ , °E	A_{95}	ϕm , °N	Возраст, млрд лет	Ссылка
Гридинское дайковое поле, о. Воротная Луда	PR	47,2	218,3	5,7	21,1	1,98	эта работа
Гридинское дайковое поле, о. Воротная Луда, перемагничивание	GR	68,2	245,6	8,4	41,9	1,98	эта работа
Центрально-Карельский террейн, перемагничивание	RC	45,2	192,4	8,0	19,8	1,80	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, перемагничивание	VD	40,8	205,4	6,3	12,4	1,80	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, Ропручейский силл	RS	34,8	209,6	13,3	6,2	1,75	[Bogdanova et al., 2013]

Примечания. Φ° , Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; A_{95} — радиус круга доверия палеомагнитного полюса в градусах; ϕm , °N — палеоширота (в градусах с.ш.).

Вторая компонента естественной остаточной намагниченности (PR2) выделяется в образцах дайки 1-й

генерации в интервале 510–580 °С (рис. 2, *д–е*). Поскольку высокотемпературная компонента полностью разрушается при температуре 560–580 °С, то основной носитель этой компоненты намагниченности, скорее всего, представлен магнетитом. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2 в современной системе координат: $N=28$; $Dec=37,9^\circ$; $Inc=58,0^\circ$; $K=33,7$; $\alpha_{95}=4,8^\circ$ (рис. 3, *д*; табл. 1). После распрямления складки среднее направление этой компоненты PR2S в стратиграфической системе координат: $N=28$; $Dec=23,7^\circ$; $Inc=18,9^\circ$; $K=9,6$; $\alpha_{95}=9,3^\circ$ (рис. 3, *д*; табл. 1). Кучность в современной системе координат значительно выше, чем в древней, — $Kg/Ks=3,5$, что свидетельствует о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2, выделяемой в дайке 1-й генерации, лежит в пределах доверительного интервала среднего направления высокотемпературной компоненты PR1, выделенной во вмещающих эклогитах (рис. 4), что свидетельствует о перемагничивании пород после внедрения дайки 1-й генерации. Отрицательные тесты складки и контакта свидетельствуют о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности.

Для даек 2-й генерации характерны два типа поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки. В первом случае выделяется только одна высокотемпературная компонента намагниченности северо-северо-восточного склонения и умеренно положительного наклона (рис. 2, *з–к*). Компонента разрушается до 555 °С. Для второго типа образцов в температурном интервале 350–520 °С на диаграммах Зийдервельда фиксируются закругленные участки, что свидетельствует о перекрытии спектров блокирующих температур двух различных минералов — носителей намагниченности и невозможности полного разделения двух высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности. Вместе с тем в двух узких диапазонах — от 250 до 350 °С и от 520 до 580 °С — выделяются компоненты намагниченности GR3 и PR3 соответственно (рис. 2). Компонента GR3 демонстрирует северо-западное склонение и умеренное положительное наклонение (рис. 3, *в*). Среднее направление этой GR3-компоненты намагниченности в современной системе координат: $N=25$; $Dec=332,8^\circ$; $Inc=48,9^\circ$; $K=58,4$; $\alpha_{95}=3,8^\circ$ (рис. 3, *в*; табл. 1). Среднее направление метахронной GR3-компоненты намагниченности, выделенной в дайке 2-й генерации, в пределах доверительных интервалов совпадает с направлениями среднетемпературных компонент намагниченности GR-1 и GR-2 для вмещающих эклогитов и дайки 1-й генерации соответственно. Отрицательный тест контакта свидетельствует в пользу вторичной природы этих компонент намагниченности. Перемагничивание пород произошло уже после

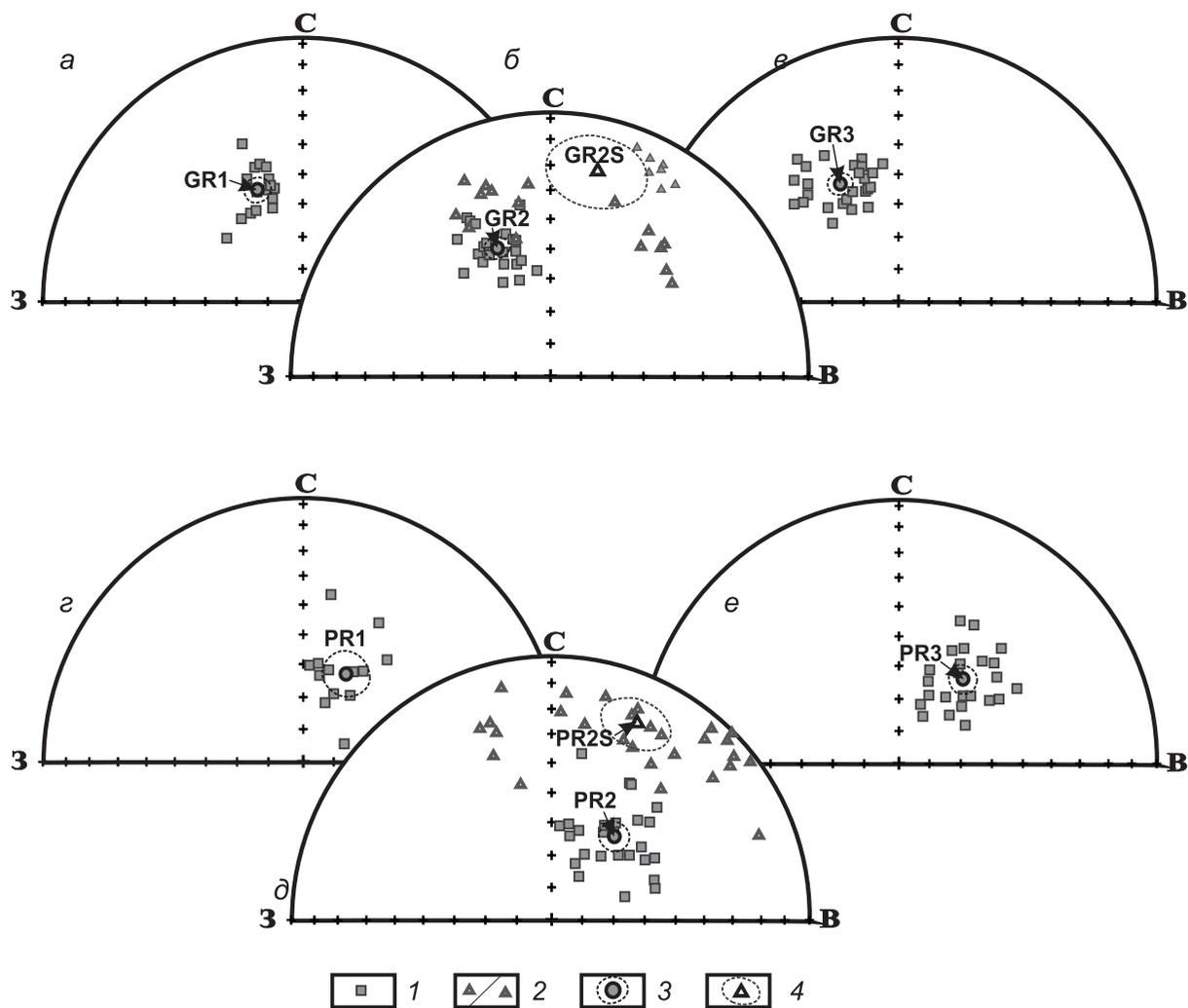


Рис. 3. Распределение на сфере направлений среднетемпературных (GR, серые кружки) и высокотемпературных (PR, серые квадратики) компонент естественной остаточной намагниченности в географической системе координат, выделенных во вмещающих архейских эклогитах и дайках двух генераций на о. Воротная Луда (Гридинское дайковое поле); белые треугольники — направления среднетемпературной (GR2S) и высокотемпературной (PR2S) компонент намагниченности, выделенной в образцах дайки 1-й генерации в стратиграфической системе координат. На стереограммах белые значки — проекции векторов на верхнюю полусферу, черные — проекции векторов на нижнюю полусферу. Буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 1

внедрения даек 2-й генерации, о чем свидетельствуют отрицательные тесты контакта и складки.

Магнитная текстура пород. Вторичную природу выделяемых компонент намагниченности подтверждают результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости (AMS). Исследование AMS образцов вмещающих эклогитов и даек двух генераций позволило определить магнитную текстуру пород — особенности и закономерности распределения магнитной фракции в исследуемых образцах (рис. 4). Во вмещающих эклогитах величина магнитной восприимчивости лежит в пределах от 80 до $234 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4, а). Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости и составом магнитной фракции (рис. 4, з) и высокая степень анизотропии, достигающая 51% (среднее значение AMS варьирует от 10 до 22%). Высокая степень анизотропии и зависимость величины магнитной восприимчивости от размера магнитной

фракции свидетельствуют об образовании вторичных минералов — носителей намагниченности. В этой группе образцов преобладает неявно выраженный плоскостной тип магнитной анизотропии (модовое значение параметра T лежит в пределах 8–15%), что свидетельствует об образовании (вторичных преобразованиях) магнитной текстуры основного объема пород вмещающих эклогитов в отсутствие стрессовых деформаций (рис. 4, ж). Среднее направление максимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости лежит в вертикальной плоскости, минимальная ось — в плоскости простираения вторичной минерализации (рис. 4, а). Образование такого типа анизотропии магнитной восприимчивости связано, скорее всего, со вторичными изменениями магнитной фракции.

Образцы из даек 1-й генерации характеризуются величиной магнитной восприимчивости от 477 до $1190 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4, д). Как и в образцах вмещающих эклогитов, отмечается отрицательная

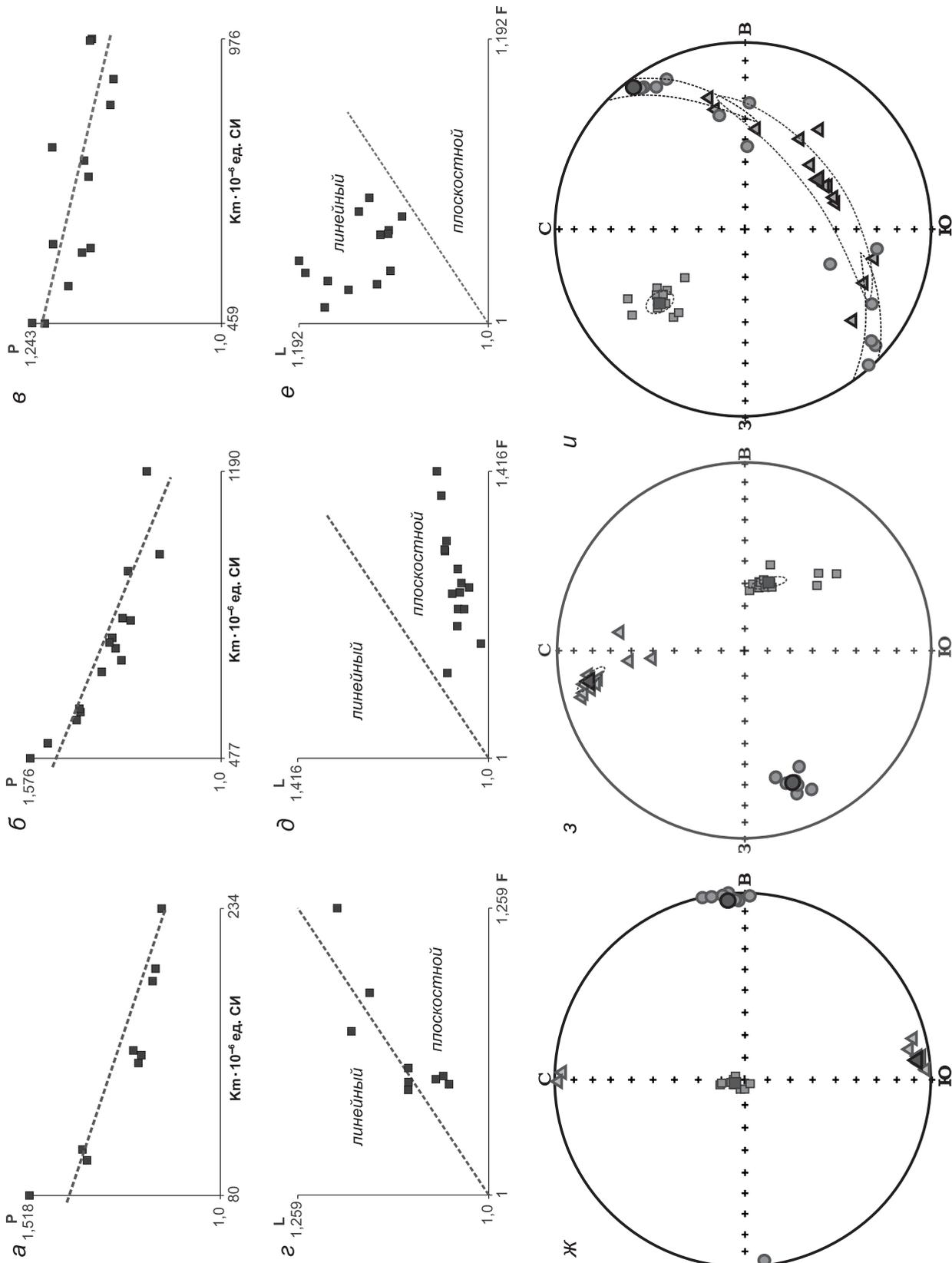


Рис. 4. Основные характеристики магнитной текстуры образцов вмещающих эклогитов и даек 1-й и 2-й генерации на о. Воротная Луда (Гридинское дайковое поле). Зависимость величины магнитной анизотропии R от начальной магнитной восприимчивости Kп1: а — образцов вмещающих эклогитов, б — образцов дайки 1-й генерации, в — образцов дайки 2-й генерации. Тип магнитной текстуры (диаграмма Флинна): г — в образцах вмещающих эклогитов, д — в образцах дайки 1-й генерации, е — в образцах дайки 2-й генерации. Стереодиаграммы распределения направлений главных осей эллипсоидов AMS в проекции на нижнюю полусферу: ж — в образцах вмещающих эклогитов, з — в образцах дайки 1-й генерации, и — в образцах дайки 2-й генерации. На стереодиаграммах проекции максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости на нижнюю полусферу — квадратики, промежуточных — треугольники, минимальных — кружки

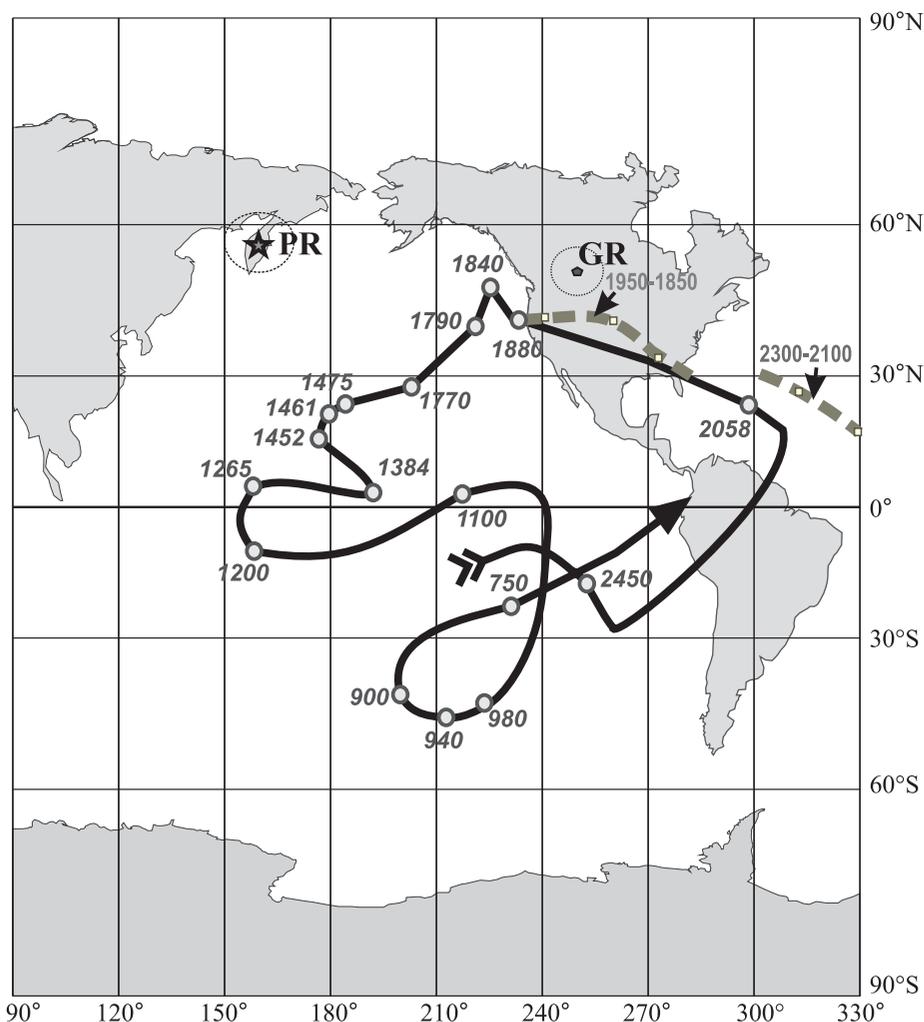


Рис. 5. Траектория кажущейся миграции Карельского (темно-серая стрелка) и Кольского (светло-серые пунктирные линии) кратонов в интервале 2,45–0,75 млрд лет, по [Лубнина, 2009]. Звездочкой показан палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной компоненты намагниченности PR на координаты точек отбора, ромбиком — положение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления среднетемпературной компоненты GR на координаты точек отбора

корреляция между величиной магнитной восприимчивости и степенью анизотропии P . В образцах из дайки 1-й генерации отмечена высокая степень анизотропии магнитной восприимчивости — от 24 до 57% (рис. 4, з). Форма магнитной анизотропии характеризуется плоскостным типом, который обусловлен одноосным сжатием, параметр T варьирует от 0,530 до 0,810 (рис. 4, з). Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает ориентировку максимальных осей большинства образцов в плоскости простираения дайкового тела 1-й генерации (рис. 4, б). Направления минимальных осей перпендикулярны к плоскости контакта дайкового тела (рис. 4, б). При одноосном сжатии значение магнитной восприимчивости уменьшается за счет возникновения в магнитных кристаллах микродефектов и смещения к ним доменных границ. При подобных напряжениях ось легкого намагничивания смещается в сторону наименьшего воздействия давления [Шолпо, 1977], в данном случае в плоскости, параллельной плоскости контакта дайки с вмещающими эклогитами.

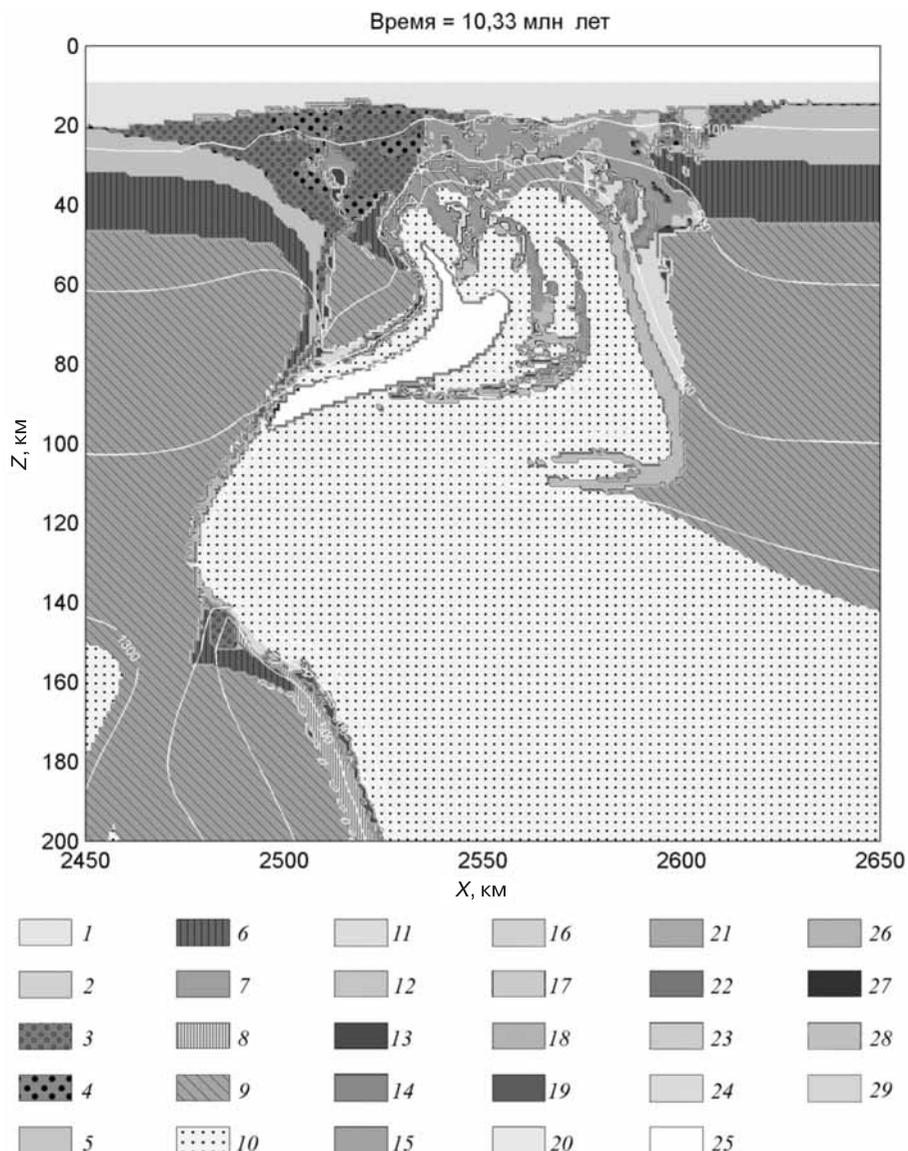
В образцах оливиновых габброноритов (дайка 2-й генерации) величина магнитной восприимчивости изменяется от 459 до $976 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ (рис. 4,

в). Изучение магнитной анизотропии показывает, что степень анизотропии лежит в пределах 13–24% (рис. 4, е). Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости со степенью анизотропии (рис. 4, в). Форма магнитной анизотропии у большей части образцов имеет линейный тип (рис. 4, е), что связано со вторичным тонким проращением магнетита. Параметр T , характеризующий форму эллипсоида AMS, варьирует от $-0,070$ до $-0,910$. Ориентировка главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости оливиновых габброноритов выдержана по всему разрезу: максимальная ось лежит практически в плоскости простираения дайки 2-й генерации, минимальная и промежуточная — в плоскости, перпендикулярной плоскости контакта дайкового тела (рис. 4, и). Образование такого типа анизотропии можно объяснить следующим механизмом. Кристаллы магнитных минералов, сформировавшихся при более высоких значениях температуры, были расположены уплощенными сторонами параллельно плоскости контакта, а удлиненными — по направлению распространения вторичных флюидов.

Палеомагнитные полюсы GR и PR пересчитаны со средних направлений высокотемпературных ком-

Рис. 6. Результаты суперкомпьютерного моделирования конвергенции плит в условиях докембрия при мощности континентальной литосферы 150 км, изотермы даны в °С:

1 — воздух; 2 — вода; 3 — осадки-1; 4 — осадки-2; 5 — верхняя континентальная кора; 6 — нижняя континентальная кора; 7 — верхняя океаническая кора (базальты); 8 — нижняя океаническая кора (габбро); 9 — дегидратированная «сухая» литосферная мантия; 10 — дегидратированная («сухая») астеносфера; 11 — гидратированная литосферная мантия; 12 — гидратированная мантия; 13 — серпентинизированная литосфера; 14 — деплетированные перидотиты; 15 — закristализованные расплавы, экстрагированные из частично расплавленных метасадочных пород; 16 — закristализованные тоналит-трондьемит-гранодиориты (ТТГ), экстрагированные из частично расплавленного базальта; 17 — закristализованные ТТГ, экстрагированные из частично расплавленного габбро; 18 — закristализованные базальты, экстрагированные из частично расплавленного перидотита; 19 — частично расплавленные осадки-1; 20 — частично расплавленные осадки-2; 21 — частично расплавленная верхняя континентальная кора; 22 — частично расплавленная нижняя континентальная кора; 23 — частично расплавленные базальты; 24 — частично расплавленные габбро; 25 — частично расплавленная литосферная мантия; 26 — частично расплавленная астеносферная мантия; 27 — расплав (базальт, габбро), выплавленный из перидотита; 28 — кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из базальта; 29 — кислые расплавы (ТТГ), выплавленные из габбро



понент намагниченности GR и PR на координаты точек отбора $\varphi=65,9^{\circ}\text{N}$, $\lambda=34,7^{\circ}\text{E}$ (табл. 2). Поскольку обе компоненты намагниченности вторичные, образовавшиеся после внедрения даек двух генераций, то время приобретения породами этих компонент намагниченности можно оценить только по косвенным признакам. В результате независимого изотопного U–Pb-датирования сфенов установлено закономерное уменьшение их абсолютного возраста в пределах Беломорского подвижного пояса от 1,92 млрд лет в северо-восточной части до 1,80 млрд лет в юго-западной части на границе с Карельским кратоном [Бибикина и др., 1999а, б]. Поскольку температура закрытия изотопной системы сфена составляет $\sim 700^{\circ}\text{C}$, то можно говорить, что все породы Беломорского подвижного пояса были перемагничены в этом временном интервале. Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности PR, лежит в палеопротерозойской части траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Карельского

кратона в интервале 1,95–1,88 млрд лет (рис. 5; табл. 2). Кроме того, полученный нами палеомагнитный полюс близок к палеомагнитному полюсу 1,98 млрд лет назад для Водлозерского террейна Карельского кратона [Пасенко, Лубнина, 2014]. Исходя из этих данных наша оценка времени образования высокотемпературной компоненты намагниченности PR — 1,95–1,88 млрд лет назад.

Образование высокотемпературной компоненты намагниченности, вероятно, связано с посторогенным коллапсом. Коллапс коллизионных систем возникает вследствие гравитационной неустойчивости аномально мощной континентальной коры, возникающей в процессе коллизии. В результате происходит коллапс в режиме растяжения при резком понижении давления и температуры в течение небольшого промежутка времени. Возникающая при таком режиме намагниченность имеет термовязкую природу (резкое снижение температуры ниже точки Кюри у минералов — носителей намагниченности за короткий интервал времени) и полностью уни-

чтожает первичную намагниченность, образованную в момент формирования пород. Новообразованная вторичная компонента монополярна и чаще всего является единственной при компонентном анализе, за исключением вязкой (современной) компоненты намагниченности.

Оценить время образования среднетемпературной метакхронной компоненты намагниченности GR несколько проблематично. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора образцов (рис. 5), отличается на 60–90° по широте от полученных ранее палеопротерозойских палеомагнитных полюсов для Карельского кратона [Fedotova et al., 1999; Bogdanova et al., 2013]. Вместе с тем выделенное в этой работе направление метакхронной компоненты намагниченности близко направлению свекофеннского перемагничивания (~1,8 млрд лет назад) для Карельского кратона. Высокие блокирующие значения температуры (до 510 °C) минералов — носителей этой компоненты намагниченности позволяют предположить ее образование под воздействием флюидов. Поскольку коллапс сопровождается выделением большого количества флюидов, воздействие которых может продолжаться в течение десятков миллионов лет после основного этапа коллизии, время образования вторичной метакхронной компоненты намагниченности может запаздывать на несколько десятков миллионов лет по сравнению с главной фазой посторогенного коллапса. Воздействие флюидов разного состава приводит к образованию новых минералов — носителей намагниченности в результате окисления первичных минералов, а также к приобретению породами вторичной (метакхронной) компоненты намагниченности. Новообразованная компонента может быть как моно-, так и биполярной. При этом направления векторов естественной остаточной намагниченности, отвечающих различным минералам-носителям, практически совпадают между собой. Вторичная компонента может образовываться до-, в процессе и после складкообразования. Следует также отметить, что U–Pb-возраст кристаллов рутила в породах Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса составляет 1760 ± 20 млн лет [Слабунов, 2008], что свидетельствует о вторичном термальном воздействии (450–500 °C) в этом временном интервале [Бибикова и др., 1999а, б]. Таким образом, образование вторичной метакхронной компоненты намагниченности можно связать с воздействием флюидов 1,8–1,75 млрд лет назад.

Результаты суперкомпьютерного моделирования.

Для воссоздания возможных условий прогресса коры до высокой температуры использованы оригинальные согласованные петролого-термомеханические двумерные модели Т.В. Гери [Gerya, Yuen, 2003; Sizova et al., 2014]. При моделировании использованы ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

Описание модели, воспроизводящей процесс конвергенции плит со скоростью 5 см/год и континентальную коллизию, а также некоторые результаты приведены в статье [Захаров и др., 2015]. Мощность континентальной литосферы составляет 150 км, задаваемая температура мантии превышала современную на 150 °C, радиогенная теплогенерация коры была выше современной в 1,5 раза. Такие параметры, по мнению некоторых авторов, например, [Abbott et al., 1994] соответствуют границе архея–палеопротерозоя.

Результаты моделирования показывают, что в процессе субдукции, которая предшествует континентальной коллизии, происходит значительная теплогенерация в области погружения океанической литосферы. Происходит быстрый (~100 тыс. лет) прогрев коры в зоне перехода океан–континент до температуры 500 °C на глубине около 5–10 км от поверхности (рис. 6). В некоторых вариантах моделей возможен повторный разогрев коры, однако эти результаты нуждаются во внимательном анализе и интерпретации.

Выводы. 1. В результате палеомагнитных исследований палеопротерозойских комплексов Гридинского дайкового поля установлено воздействие наложенного процесса, выразившегося в минеральном изменении пород изученного комплекса и их полном или частичном перемагничивании. Выделены две компоненты намагниченности, вторичная природа которых доказана на основании отрицательных тестов складки и контакта.

2. Показано, что вторичную компоненту намагниченности, выделяемую в породах Беломорского подвижного пояса, можно разделить на два кластера — 1,95–1,88 млрд лет и 1,80–1,75 млрд лет.

3. К первому кластеру относятся определения, связанные с образованием вторичной компоненты в процессе коллапса. Компонента имеет локальное распространение. При этом выделяемая характеристическая компонента намагниченности высокотемпературная.

4. Второй кластер перемагничивания образуют определения, полученные в породах, подвергшихся палеопротерозойской эндогенной активизации. Петрографические и микрозондовые исследования позволяют предположить гидротермально-метасоматическую природу вторичных изменений пород в результате их взаимодействия с гидротермальным флюидом (химическое перемагничивание). В этом случае породы полностью или частично перемагничены, а возраст приобретения породами вторичной метакхронной компоненты оценен в 1,80–1,75 млрд лет.

5. Вторичная компонента, образовавшаяся в результате действия гидротермальных флюидов в позднем палеопротерозое, имеет широкое распространение в пределах Карельского блока и Беломорского подвижного пояса Восточно-Европейского кратона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // *Геохимия*. 1999а. № 8. С. 842–857.
- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В.* и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // *Петрология*. 1999б. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И.* и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // *Открытые системы. СУБД*. 2012. № 7. С. 36–39.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В.* и др. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Лепехина Е.Н.* Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эколгитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // *Изотопные системы и время геологических процессов: Мат-лы IV Росс. конф. по изотопной геохронологии*. Т. 2. СПб., 2009. С. 110–112.
- Гранулитовые и эколгитовые комплексы в истории Земли // *Мат-лы науч. конф. и путеводитель научных экскурсий*. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. 398 с.
- Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П.* и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2015. (В печати).
- Лубнина Н.В.* Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона: тектоническое районирование и геодинамические индикаторы // *Вестн. КАРУНЦ*. 2009. № 2. С. 325–353.
- Моргунова А.А., Перчук А.Л.* Два типа эколгитов в Гридинском высокобарическом комплексе (Беломорский подвижный пояс, Карелия): петрология и геодинамическое применение // *Современное состояние наук о Земле: Междунар. конф., посвященная памяти В.Е. Хаина*. М.: МГУ, 2011. С. 1290–1292.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Пасенко А.М., Лубнина Н.В.* Карельский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные данные // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2014. № 4. С. 3–11.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. 298 с.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В.* Главные стадии формирования палеопротерозойских эколгитизированных габброноритов по результатам U–Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // *Докл. АН*. 2011. Т. 437, № 2. С. 238–242.
- Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В.* и др. Раннепротерозойский (2,1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.
- Степанов В.С., Степанова А.В.* Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // *Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения*. Петрозаводск, 2005. С. 285–288.
- Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
- Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F.* An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, B7. P. 13835–13850.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M.* et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos*. 2013. Vol. 174. P. 196–216.
- Dunlop D., Schmidt P., Ozdemir O., Clark D.* Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, B12. P. 27271–27283.
- Fedotova M.A., Khramov A.N., Pisakin B.N., Priyatkin A.A.* Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield // *Geophys. J. Int.* 1999. Vol. 137. P. 691–712.
- Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // *Phys. Earth Planet. Int.* 2003. Vol. 140. P. 295–320.
- Jelinek, V.* Characterization of the magnetic fabrics of rocks // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 79. P. 63–67.
- McElhinny M.W., McFadden P.L.* Paleomagnetism // *Continents and Oceans*. Intern. Geophys. Ser. Vol. 73. N.Y.; L.: Academic Press, 2000. 406 p.
- Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M.* Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 522–545. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011>.
- Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. L.: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
- Zwing A.* Causes and Mechanism of Remagnetisation in Paleozoic rocks — a multidisciplinary approach: PhD thesis. Munchen: Ludwig-Maximilian University, 2003. 159 p.

Поступила в редакцию
12.11.2014