

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

А.М. Пасенко¹, Н.В. Лубнина²**КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ:
НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ³**

Получены новые данные палеомагнитных исследований палеопротерозойских комплексов Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона. Рассчитан новый ключевой палеомагнитный полюс 1,98 млрд лет для пород Водлозерского террейна. Реконструировано положение Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов 1,98 млрд лет назад в субтропических и умеренных широтах Северного полушария соответственно. Широтная разница между положениями Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов на 1,98 млрд лет свидетельствует в пользу существования океанических бассейнов между отдельными террейнами Карельского кратона.

Ключевые слова: палеомагнетизм, палеопротерозой, Карельский кратон, ключевой полюс, суперконтинент Нуна (Колумбия).

The new paleomagnetic data for Paleoproterozoic rocks of Central Karelian and Vodlozero terrains of the Karelian Craton have been obtained. The new key pole 1,98 Ga have been calculated for the Vodlozero terrain. The Central Karelian terrain was located at subtropical latitude of North hemisphere at 1,98 Ga. The Vodlozero terrain located at tropical latitudes of Northern hemisphere at 1,98 Ga. The width difference between position of the Central Karelian and the Vodlozero terrains at 1,98 Ga testifies the hypothesis of oceanic basins between separated terrains of the Karelian craton.

Key words: paleomagnetism, Paleoproterozoic, Karelian craton, key pole, supercontinent Nuna (Columbia).

Введение. Период ~1,98–1,80 млрд лет назад в истории Земли ключевой. С одной стороны, в это время завершился распад неоархейского суперконтинента Кенорленд, начавшийся 2,50–2,45 млрд лет назад, с другой — в конце этого периода произошло образование нового, палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Нуна). Этот этап связывают с принципиальной перестройкой всех оболочек Земли и мантийной конвекции [Reddy, Evans, 2009 и ссылки в этой работе].

Карельский кратон как часть Фенноскандии занимает одно из центральных положений в реконструкциях докембрийских суперконтинентов. В этих моделях он реконструируется как единый «жесткий» блок, в котором отсутствовали какие-либо вращения и деформации [Lubnina et al., 2010a и ссылки в этой работе].

Существует несколько геодинамических моделей эволюции Карельско-Кольского протократона в палеопротерозое, основанных на геологических и изотопно-геохимических данных. Согласно первой модели, в конце неоархей — начале палеопротерозоя (2,5–2,0 млрд лет назад) произошел раскол Карельско-Кольского архейского протократона с формированием крупных океанических бассейнов, в которых

в последующем проявились полные циклы Вилсона [Lahtinen et al., 2010; Reading the archive..., 2013]. Закрывание этих океанов в конце палеопротерозоя привело к формированию коллизионных поясов [Ранний докембрий..., 2005]. В предыдущих моделях предполагается, что в начале палеопротерозоя произошел распад Карельско-Кольского протократона на ряд мелких континентальных блоков, сопровождавшийся раскрытием небольших океанических бассейнов, особенно вдоль границы между Карельским кратоном, Беломорским поясом и Кольской провинцией. Однако существует и третья точка зрения, согласно которой деструкция континентальной коры в пределах Карельско-Кольского протократона не достигла океанической стадии, особенно в Карельском кратоне. В этих геодинамических реконструкциях основными являются процессы рассеянного континентального рифтогенеза в надплюмовой области [Колодяжный, 2006; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011].

Вместе с тем предложенные модели базируются только на геологических и изотопно-геохимических данных. Их тестирование на основе количественной оценки перемещения отдельных блоков и абсолютно-пространственного положения в палеопротерозое

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, магистр; *e-mail:* pasenkoAl@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* natalia.lubnina@gmail.com

³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00731) и на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

было невозможно до последнего времени. Подобный пробел возник из-за отсутствия надежных палеомагнитных полюсов для этого периода. В частности, до настоящего времени остается проблематичным вопрос о времени амальгамации Карельского кратона из слагающих его террейнов. По одной из моделей окончательная сборка Карельского кратона произошла ~1,75 млрд лет назад [Vogdanova et al., 2013]. Для проверки этой гипотезы палеомагнитным методом необходимо получить статистически значимое число палеомагнитных определений для разновозрастных (палеопротерозойских) образований разных террейнов, слагающих Карельский кратон.

Карельский кратон слагают 4 террейна, выделяемые по геофизическим и геологическим данным (рис. 1), — Центрально-Карельский, Водлозерский, Внеки и террейн Кианта (он же Западно-Карельский) [Слабунов и др., 2006]. В настоящее время из-за недостаточности геологических данных очертить точную границу Центрально-Карельского террейна не представляется возможным. В пределах террейна на территории Карелии выделяются три блока — Тулосский на юге, Костомукшинский в центре, Вокнаволоцкий на севере. Водлозерский террейн отличается четкими границами и наиболее древними породами, слагающими его фундамент.

Объекты палеомагнитных исследований. *Центрально-Карельский террейн, Тулосский блок.* На Тулосском блоке Центрально-Карельского террейна работы проводились на южном берегу оз. Коропи (рис. 1). Долеритовая дайка мощностью 2–2,5 м, прорывающая вмещающие неоархейские гранулиты и эндербиты, опробована в 100 м от южного берега озера. Для палеомагнитных исследований отобрано 32 ориентированных образца из дайки и 8 образцов эндербитов из экзоконтактной зоны, а также 34 образца эндербитов и гранулитов на удалении до 150–200 м от дайкового тела. Возраст дайки оценивается в 1,98 млрд лет (А.В. Степанова, устное сообщение), возраст вмещающих эндербитов и гранулитов — 2,7–2,8 млрд лет [Ранний докембрий..., 2005].

Водлозерский террейн. Онежская структура. В пределах Карельского кратона, в частности в Онежской структуре, среди образований верхнего ятулия (возраст 2,20–2,10 млрд лет) описаны толеиты, обогащенные Fe и Ti [Малашин и др., 2003]. Изотопное U–Pb-датирование цирконов из этих пород показало, что по крайней мере часть из них имеет людикийский возраст (~1,98 млрд лет) [Филиппов и др., 2007]. Нами опробован Пудожгорский габбро-долеритовый комплекс (Пудожгорская интрузия и Койкарско-Святнаволоцкий интрузив), характеризующийся повышенной железистостью, титанистостью и щелочностью [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Пудожгорская интрузия представляет собой вытянутое в северо-западном направлении пластовое тело, полого падающее на запад. В ее строении выделяются две зоны — нижняя габбровая и верхняя долеритовая

[там же]. Южный фланг Пудожгорской интрузии сечет Бураковский расслоенный массив. Койкарско-Святнаволоцкий интрузив представлен двумя силами субмеридионального простирания в вулканогенно-осадочной толще ятулия [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Оба силла мощностью 120–150 м имеют пологое (10–30°) близповерхностное залегание. Койкарско-Святнаволоцкий интрузив характеризуется сходным с Пудожгорской интрузией минеральным и химическим составом, в нем также выделяются габбровая и долеритовая зоны. Всего для проведения палеомагнитных исследований отобран 61 образец габброидов и габбро-долеритов в трех карьерах в разных частях Пудожгорского интрузива. Образцы для палеомагнитных исследований Койкарско-Святнаволоцкого интрузива (14 ориентированных образцов керн) отобраны в районе оз. Пальеозеро (рис. 1). Возраст Койкарско-Святнаволоцкого интрузива определяется в 1983,5±6,5 млн лет [Филиппов и др., 2007].

Кроме того, в восточной части Онежской структуры опробованы маломощные высокожелезистые долеритовые дайки и силл преимущественно северо-северо-западного простирания, прорывающие гранито-гнейсы и гранулиты докембрийского фундамента. Образцы отобраны на восточном берегу Онежского озера севернее пос. Шальский, на о. Деда, а также на о. Мудр Унойского архипелага (рис. 1).

Онежская структура, Унойский архипелаг, о. Мудр. Протяженная пластовая интрузия габбро-долеритового состава — Унойский силл — была изучена на о. Мудр в северо-восточной части Онежской структуры [Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Вмещающие породы представлены мигматит-гранитами, олигоклазовыми гранитами и гранито-гнейсами докембрийского фундамента. В контактовых зонах габбро-долеритов камерно-инъекционных тел нередко наблюдаются переплавленные вмещающие гибридные породы. Мощность таких зон достигает 50 см, а гранитный расплав проникает как во вмещающие породы, так и в интрузии. Согласно данным U–Pb-датирования по бадделеиту, возраст Унойского силла определяется в 1968±2 млн лет [Lubnina et al., 2010b]. Всего для палеомагнитных исследований отобрано 20 образцов из силла и 10 образцов из вмещающих пород.

Восточная часть Онежской структуры, пос. Шальский. Долеритовая дайка северо-северо-западного простирания мощностью 1–1,5 м, прорывающая неоархейские гранулиты, опробована на восточном берегу Онежского озера, на 3 км севернее пос. Шальский. Для палеомагнитных исследований отобрано 22 образца из дайки, а также 11 образцов гранулитов на удалении до 50 м от контактовой зоны.

Остров Деда, восточная часть Онежской структуры. Две долеритовые дайки, прорывающие неоархейские гранито-гнейсы, опробованы в восточной части Онежского озера на о. Деда. Первая дайка имеет вос-

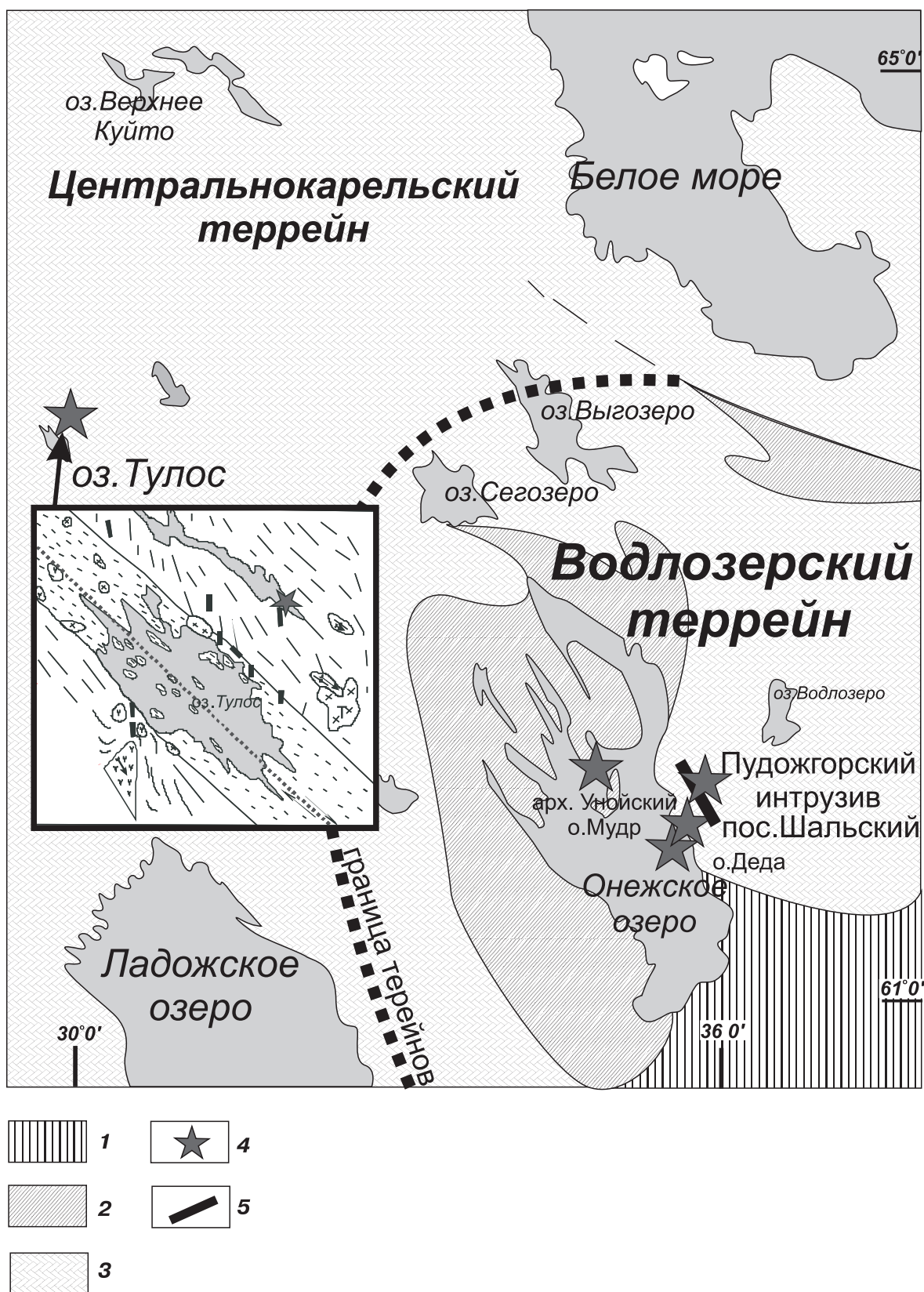


Рис. 1. Схематическое расположение объектов палеомагнитных исследований: 1 — фанерозойские отложения, 2 — нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 3 — нерасчлененные архейские и архейско-протерозойские образования, 4 — точки отбора образцов, 5 — интрузивные образования

токо-северо-восточное простираие, мощность до 15 м. Исходя из геохимических данных и материалов аэромагнитной съемки она представляет собой продолжение Шальской дайки, возраст которой определен в 2504 ± 12 млн лет [Bleeker et al., 2008; Онежская палеопротерозойская структура..., 2011]. Вторая высокожелезистая долеритовая дайка северо-северо-западного простираия сечет и неоархейские гранитогнейсы, и габброиды Шальской дайки. Мощность долеритовой дайки 1–1,5 м. На контакте дайки с вмещающими гранитами наблюдается эффект Седерхольма. Для палеомагнитных исследований отобрано 20 образцов из высокожелезистой маломощной дайки, 25 образцов из Шальской дайки, а также 10 образцов гранитогнейсов как в экзоконтактовой зоне, так и на удалении до 50 м от зоны контакта.

Методика отбора образцов и лабораторных палеомагнитных исследований. Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований осуществлялся с помощью портативного минибура; кроме того, отобраны ориентированные штуфы, из которых впоследствии выпилены кубики с ребром 2 см. Для ориентировки образцов керна и штуфов в пространстве использовали магнитный и солнечный компасы.

Ориентированные образцы отобраны преимущественно 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 15–20 образцов вкрест простираия даек. Для оценки возраста приобретения породами компонента намагниченности (проведения теста контакта) отобраны образцы из вмещающих метаморфических комплексов как непосредственно из зоны контакта, так и на удалении до 100 м от нее.

Всего для палеомагнитных исследований отобрано в 12 сайтах 194 ориентированных образца интрузивных пород и 73 образца вмещающих их пород Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов.

Лабораторные исследования проводили в петромагнитной лаборатории МГУ имени М.В. Ломоносова и палеомагнитной лаборатории Лундского университета (Лунд, Швеция) и включали полный цикл обработки палеомагнитных и петромагнитных исследований коллекций образцов по современной методике [Палеомагнитология, 1982]. 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 использовалась немагнитная печь TD-48 (ASC, США). Для измерения остаточной намагниченности использованы спин-магнитометр JR-5a («AGICO», Чехия) и SQUID-магнитометр («2G-Enterprises», США). Контроль за возможными вторичными изменениями в ходе температурной чистки осуществлялся с помощью измерения магнитной воспри-

имчивости после каждого шага размагничивания на каппа-мосте KLY-4S («AGICO», Чехия). При анализе полученных данных компоненты J_n выделены с помощью ортогональных проекций [Zijderveld, 1967], а при вычислении направлений этих компонент использован метод наименьших квадратов [Kirschvink, 1980]. Компьютерная обработка результатов измерений выполнена с помощью компьютерных программ [Enkin, 1994].

Результаты палеомагнитных исследований и их обсуждение. В большинстве образцов из палеопротерозойских дайковых комплексов и вмещающих пород в интервале до 200 °С выделяется низкотемпературная (низкокоэрцитивная) компонента намагниченности, среднее направление которой близко к направлению современного геомагнитного поля в районе исследований. Эта компонента исключена из дальнейшего анализа.

Центрально-Карельский террейн, Тулосский блок. В образцах из долеритовой дайки выделена одна стабильная высокотемпературная (высококоэрцитивная) компонента намагниченности (ТУ), разрушающаяся в интервале 350–600 °С (рис. 2, а). Направление этой компоненты характеризуется северо-северо-западным склонением и умеренным положительным наклоном (рис. 2, а). Среднее значение направления этой компоненты приведено в табл. 1 и на рис. 3.

В образцах вмещающих архейских эндербитов и гранулитов выделена также одна высокотемпературная компонента намагниченности (ТТ) в интервале 250–560 °С и полях 10–60 мТл (рис. 2, в). Компонента имеет северо-северо-восточное склонение и положительное наклонение. Среднее направление компоненты ТТ, выделенной в образцах гранулитов, отобранных на значительном расстоянии от контакта, значительно отличается от среднего направления высокотемпературной компоненты ТУ в дайке (рис. 3; табл. 1). Вместе с тем в образцах гранулитов, отобранных в непосредственной близости от дайкового тела, выделяются две компоненты намагниченности (рис. 2, б). В среднемтемпературном интервале (160–420 °С) компонента имеет северо-восточное склонение и умеренное положительное наклонение и близка по направлению компоненте ТТ, выделяемой во вмещающих гранулитах. В интервале 450–580 °С высокотемпературная компонента намагниченности ТУ демонстрирует северо-северо-западное склонение и умеренное положительное наклонение (рис. 2, б). Это свидетельствует о том, что после внедрения дайкового тела регионального перемагничивания не было (положительный тест контакта). Согласно полученным результатам, намагниченность в дайке образовалась в момент ее внедрения, т.е. 1,98 млрд лет назад.

Водлозерский террейн, Онежская структура, Пудождгорская интрузия. В составе естественной остаточной намагниченности габброидов Пудождгорской интрузии, помимо низкотемпературной компоненты, выделяется высокотемпературная компонента намаг-

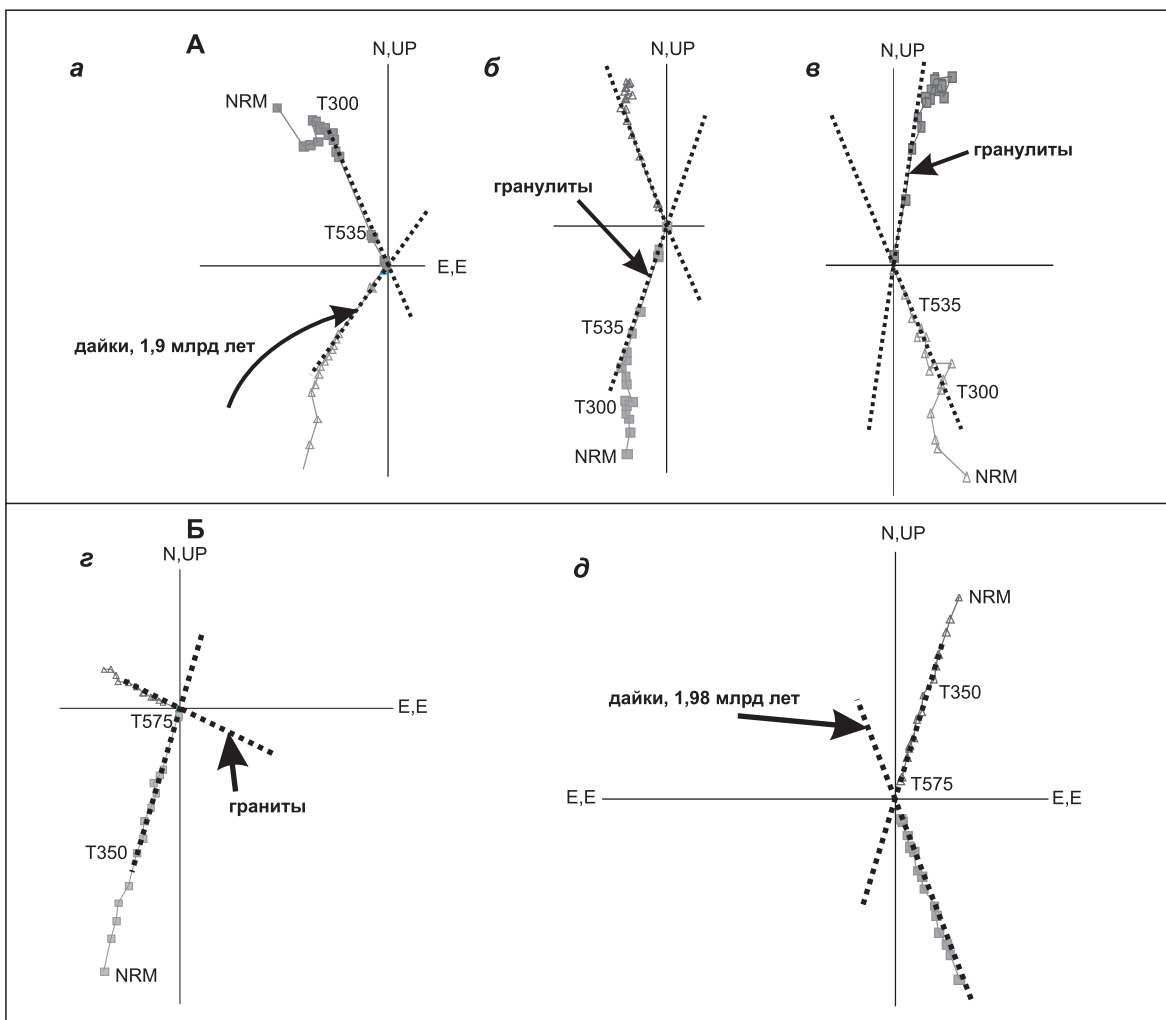


Рис. 2. Характерные диаграммы Зийдвервельда для пород: А — Центрально-Карельский террейн: а — палеопротерозойская долеритовая дайка, Тулосский блок; б — архейские гранулиты и эндербиты из контактовой зоны, Тулосский блок; в — архейские гранулиты и эндербиты, отобранные на расстоянии ~100 м от контактовой зоны, Тулосский блок; Б — Водлозерский террейн: г — Пудожгорская палеопротерозойская габбро-долеритовая интрузия; д — палеопротерозойский Койкарско-Святнаволоцкий силл. Стрелкой показаны выделенные в образцах высокотемпературные компоненты намагниченности. Буквенные обозначения выделенных высокотемпературных компонент намагниченности см. в табл. 1

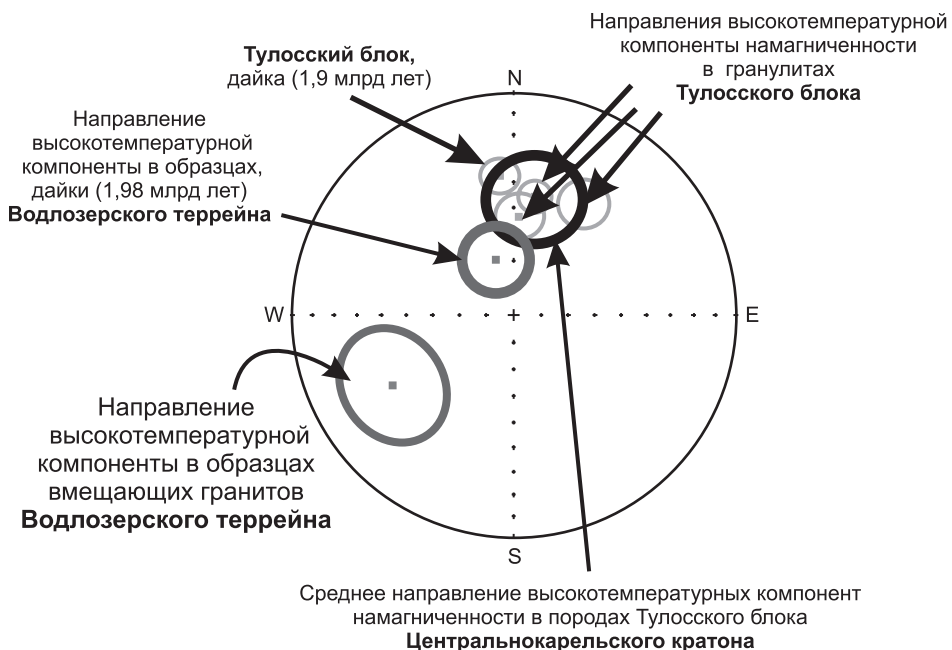


Рис. 3. Распределение на сфере направлений высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности Водлозерского террейна и Тулосского блока Центрально-Карельского террейна. Буквенные обозначения см. в табл. 1

Таблица 1

Палеомагнитные направления для палеопротерозойских комплексов Карельского кратона

№ п/п	Объект	N/p	Направление				КО	Возраст, млн лет
			Dec°	Inc°	K	α_{95}°		
Центрально-Карельский террейн, Тулосский блок (63,61N 30,69E)								
1	Долеритовая дайка	2/19	354,5	37,6	44,3	6,3	TU	1980 (?)
2	Вмещающие гранулиты и эндербиты	3/23	26,1	58,2	5,8	10,6	TT	2680
Среднее направление для Центрально-Карельского террейна 1,98 млрд лет			354,5	37,6	44,3	6,3	TU	1980 (?)
Водлозерский террейн								
Пудожгорская интрузия, Онежская структура (62,30N 35,90E)								
3	Габбро-долеритовая интрузия	3/61	348,3	65,4	56,3	2,4	PD	1980
Койкарско-Святнаволоцкая интрузия (62,30N 35,90E)								
4	Габбро-долеритовая интрузия	1/14	342,4	63,2	24,3	8,2	KS	1983,5±6,5
Онежская структура, Унойский силл, о. Мудр (61,85N 35,89E)								
5	Долеритовый силл	1/14	346,0	50,2	52,1	3,8	UN	1968±2
Пос. Шальский, Онежская структура (61,81N 36,00E)								
6	Долеритовая дайка	3/25	351,8	64,3	20,8	6,5	SH2	1980
7	Вмещающие гранитогнейсы	1/6	80,8	39,3	14,7	18,1	GR	2742±18
О. Деда, Онежская структура (61,79N 35,93E)								
8	Долеритовая дайка II генерации	1/11	340,7	60,9	72,8	5,1	DD	1980?
9	Долеритовая дайка I генерации	2/18	109,7	48,3	45,7	5,2	SH1	2504±12
10	Вмещающие гранитогнейсы	2/15	45,3	68,4	35,1	6,5	DG	2742±18
Среднее направление для Водлозерского террейна 1,98 млрд лет			345,7	60,9	154,8	6,3	VD	1980

Примечания. N/p — число сайтов/образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в стратиграфической системе координат; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-й вероятности для среднего направления; КО — выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности: TU — в палеопротерозойских долеритовых дайках Тулосского блока Центрально-Карельского террейна, TT — в архейских гранулитах и эндербитах Тулосского блока Центрально-Карельского террейна, PD — в палеопротерозойской Пудожгорской габбро-долеритовой интрузии Онежской структуры, KS — в палеопротерозойском Койкарско-Святнаволоцком силле, UN — в палеопротерозойском Унойском силле Онежской структуры, DD — в палеопротерозойской дайке II генерации на о. Деда Онежской структуры, SH1 — в неоархейской дайке I генерации на о. Деда Онежской структуры, DG — в архейских гранитогнейсах на о. Деда Онежской структуры, SH2 — в палеопротерозойской Шальской дайке Онежской структуры, GR — во вмещающих гранитогнейсах Онежской структуры, пос. Шальский.

Полужирным выделены средние палеомагнитные направления 1,98 млрд лет назад, используемые в интерпретации: TU — для Тулосского блока Центрально-Карельского террейна, VD — для Водлозерского террейна.

ниченности (PD) в интервале блокирующих значений температуры 320–560 °C (рис. 2, з). Эта же компонента присутствует в образцах габбро-долеритов из верхней части интрузии. Компонента характеризуется крутым положительным наклонением (55–60°) и северо-северо-западным склонением. Среднее направление этой компоненты намагниченности приведено в табл. 1 и на рис. 3.

Водлозерский террейн, Койкарско-Святнаволоцкий интрузив. В образцах габбро-долеритов выделена одна стабильная высокотемпературная компонента намагниченности (KS) с северо-западным склонением и

умеренным положительным наклонением (рис. 2, д). Среднее направление этой компоненты близко таковой, выделяемой в образцах габбро-долеритов Пудожгорской интрузии (табл. 1; рис. 3).

Онежская структура, Унойский архипелаг, о. Мудр. В образцах габбро-долеритов из Унойского силла выделена одна высокотемпературная компонента намагниченности (UN) северо-северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 2, е). Среднее направление этой компоненты намагниченности приведено в табл. 1 и на рис. 3. Судить о времени приобретения породами этой компоненты намагни-

ченности не представляется возможным, поскольку прямых контактов Унойского силла с вмещающими породами обнаружить не удалось.

Водлозерский террейн, Шальская дайка. В образцах долеритовой дайки выделяется одна стабильная высокотемпературная (высококоэрцитивная) компонента намагниченности (SH2), разрушающаяся в интервале 150–590 °С (рис. 2, ж). Направление этой компоненты характеризуется северным склонением и крутым положительным наклоном (рис. 2, ж), ее среднее направление приведено в табл. 1 и на рис. 3. Во вмещающих архейских гранитогнейсах выделена одна высокотемпературная компонента намагниченности (GR) с восточным склонением и умеренным положительным наклоном (табл. 1; рис. 3). Значимое различие средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности SH2 и GR свидетельствует об отсутствии более позднего регионального перемагничивания пород и образовании намагниченности в момент внедрения дайкового тела (тест контакта положителен).

Остров Деда, восточная часть Онежской структуры. В образцах из долеритовой дайки II генерации, возраст которой условно принимается в 1,98 млрд лет, выделена высокотемпературная компонента намагниченности (DD) северо-северо-западного склонения и умеренного положительного наклона (рис. 2, з). Среднее направление этой компоненты приведено в табл. 1. В дайках I генерации выделяется высокотемпературная компонента (SH1) юго-восточного склонения и умеренного положительного направления (табл. 1; рис. 3). В то же время в образцах гранитогнейсов, отобранных на контакте с дайкой I генерации, выделены две компоненты намагниченности (рис. 2, и). В среднетемпературном интервале (160–420 °С) выделена компонента намагниченности юго-юго-восточного склонения и умеренно положительного наклона. Среднее направление этой компоненты

намагниченности близко таковому, выделяемому в образцах дайки I генерации (компонента SH1 на рис. 2, и). В высокотемпературном интервале (450–580 °С) выделена высокотемпературная компонента намагниченности (DG) северо-северо-восточного склонения и крутого положительного наклона (рис. 2, и). Среднее направление компонент намагниченности SH1 и DG приведено в табл. 1 и на рис. 3. В образцах из вмещающих гранитогнейсов установлена высокотемпературная компонента намагниченности, имеющая крутое положительное склонение и северо-северо-восточное склонение (табл. 1). Положительный тест контакта свидетельствует об отсутствии перемагничивания пород после внедрения дайки II генерации.

Таким образом, для пяти объектов Водлозерского террейна Карельского кратона палеопротерозойского возраста (~1,98 млрд лет) были рассчитаны средние палеомагнитные направления как по всем образцам, так и по сайтам (табл. 1). Полученные средние направления лежат в пределах доверительных интервалов, что свидетельствует о надежности выделенных компонент намагниченности, отсутствии неполного разделения этих компонент в каком-то из сайтов и частичного перемагничивания пород изученных палеопротерозойских комплексов. Со среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности для Водлозерского террейна (VD, табл. 1) был пересчитан палеомагнитный полюс на координаты точек отбора (табл. 2).

Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления высокотемпературной компоненты VD, значительно отличается от таковых, пересчитанных со вторичных компонент намагниченности палеопротерозойских комплексов Водлозерского террейна [Fedotova et al., 1999].

Полученный палеомагнитный полюс для Водлозерского террейна можно считать ключевым полюсом 1,98 млрд лет назад, поскольку удовлетворяет основ-

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы для палеопротерозойских комплексов Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона, использованные в реконструкциях

Место отбора	Индекс	Ф, °N	Λ, °E	A ₉₅ , град.	φт, °N	Возраст, млрд лет	Ссылка
Центрально-Карельский террейн, о. Тулос	TL	47,2	218,3	5,7	21,1	1,98	эта работа
Водлозерский террейн	VD	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	1,79	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, перемагничивание	RV	40,8	205,4	6,3	12,4	1,79	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, Ропручейский силл	RS	34,8	209,6	13,3	6,2	1,75	[Bogdanova et al., 2013]

Примечания. Ф°, Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; A₉₅ — радиус круга доверия палеомагнитного полюса, град.; φт, °N — палеоширота (в градусах северной широты). Буквами обозначены палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений выделенных компонент намагниченности для террейнов Карельского кратона: Центрально-Карельского: TL — для 1,98 млрд лет, RC — для 1,79 млрд лет назад; Водлозерского: VD — для 1,98 млрд лет, RV — для 1,79 млрд лет, RS — для 1,75 млрд лет назад.

ным критериям, предъявляемым к таковым [Buchan et al., 2000]: 1) для палеомагнитных исследований опробованы разновозрастные объекты разного генезиса; 2) число независимых объектов исследований >5; 3) возраст пород определен на основе U–Pb-датирования комплексов по бадделейту; 4) первичность выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности доказана на основании теста палеомагнитной надежности — положительного теста контакта.

Для Центрально-Карельского террейна Карельского кратона рассчитан только виртуальный геомагнитный полюс VGP на 1,98 млрд лет назад (полюс TL, табл. 2).

Новые палеомагнитные полюсы для двух разных террейнов Карельского кратона — Центрально-Карельского и Водлозерского — значительно отличаются (координаты полюсов лежат вне доверительных интервалов). Новые палеомагнитные полюсы для двух террейнов Карельского кратона — Центрально-Карельского и Водлозерского — тоже значительно отличаются (координаты полюсов лежат вне доверительных интервалов). Полученные данные свидетельствуют о положении Центрально-Карельского террейна на $21,1 \pm 5,7^\circ$ с.ш. 1,98 млрд лет назад, в то время как Водлозерский террейн находился на $41,9 \pm 8,4^\circ$ с.ш. в то же время (рис. 4). Широтная разница между положениями Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов 1,98 млрд лет назад составляла не менее 12° , что зна-

чительно отличается от современного взаимного расположения этих террейнов (рис. 4). Новые данные свидетельствуют в пользу моделей, предполагающих существование океанических бассейнов между отдельными террейнами Карельского кратона в палеопротерозое.

Положение этих террейнов 1,78–1,75 млрд лет назад определялось на основании палеомагнитных данных исследования палеопротерозойских комплексов Онежской структуры Карельского кратона и Свекофеннской зоны [Bogdanova et al., 2013]. Согласно этим данным, Центрально-Карельский и Водлозерский террейны находились в низких широтах Северного полушария (рис. 4). Широтная разница между положениями этих кратонов 1,79 млрд лет назад лежит в пределах доверительных интервалов (табл. 2). В интервале 1,79–1,75 млрд лет назад Водлозерский террейн переместился в приэкваториальные широты (рис. 4).

Выводы. 1. В результате палеомагнитных исследований палеопротерозойских комплексов Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов выделены высокотемпературные характеристические компоненты намагниченности, первичная природа которых доказана на основании теста контакта.

2. Центрально-Карельский террейн 1,98 млрд лет назад находился в субтропических широтах Северного полушария, в то время как Водлозерский террейн Ка-

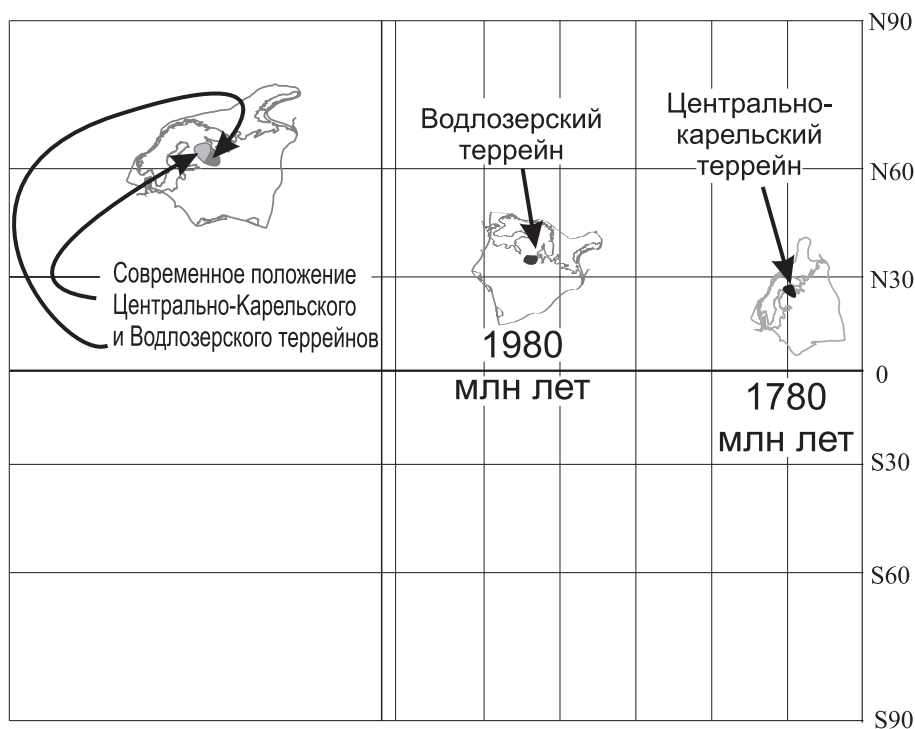


Рис. 4. Реконструкции положения Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов 1,98, 1,77 и 1,75 млрд лет назад, основанные на палеомагнитных определениях.

Для Центрально-Карельского террейна: TL — 1,98 млрд лет (эта работа); RC — 1,79 млрд лет, по [Лубнина, 2009]; для Водлозерского террейна: VD — 1,98 млрд лет (эта работа), RV — 1,79 млрд лет, по [Лубнина, 2009], RS — 1,75 млрд лет, по [Bogdanova et al., 2013]. Возможный дрейф Водлозерского террейна в интервале 1,98–1,75 млрд лет назад показан серой сплошной линией. Угловые расстояния между центральными точками Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов показаны серыми стрелками

рельского кратона был расположен в умеренных широтах Северного полушария.

3. Широтная разница между положениями Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов

1,98 млрд лет назад составляла не менее 12°, что свидетельствует в пользу моделей, предполагающих существование океанических бассейнов между отдельными террейнами Карельского кратона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
- Лубнина Н.В.* Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона: тектоническое районирование и геодинимические индикаторы // Вестн. КРАУНЦ. 2009. № 2. С. 325–353.
- Малашин М.В., Голубев А.И., Иванников В.В.* и др. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. 1. Ятулийский трапповый комплекс // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2003. Вып. 1, № 7. С. 3–32.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В.* и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинимические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
- Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.
- Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S.* The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // 33-nd IGC. Oslo, 2008.
- 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.
- Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G.* et al. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. Vol. 319, N 3. P. 167–198.
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geosc. Centre. Geol. Surv. Canada. Sidney, 1994. 16 p.
- 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 // Geop. J. Int. 1999. Vol. 137. P. 691–712.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
- Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A.* et al. New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province Original Research Article // Precamb. Res. 2010. Vol. 176 (1–4). P. 77–93.
- Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U.* et al. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // Precamb. Res. 2010a. Vol. 183, N 3. P. 442–462.
- Lubnina N., Nilsson M., Soderlund U., Ernst R.* Unexpected ca. 1970 Ma age for a dyke swarm in the Lake Onega region: links with the regional Pechenga-Onega event // Reconstruction of Supercontinents Back to 2.7 Ga Using the Large Igneous Province (LIP) Record: with implications for mineral deposit targeting, hydrocarbon resource exploration, and Earth System Evolution // Geol. Surv. of Canada. Ottawa, Canada, 2010b. Report A7. P. 1–6.
- Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 1: The Paleoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. 490 p.
- Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2009. Vol. 323. P. 1–26. doi:10.1144/SP323.1
- Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, 1967. P. 254–286.

Поступила в редакцию
12.03.2014