

УДК 550.38435:551.71

Н.В. Лубнина¹, А.М. Пасенко², М.А. Новикова³, А.Ю. Бубнов⁴**ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН В КОНЦЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ:
НОВЫЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС 1,79–1,75 МЛРД ЛЕТ НАЗАД⁵**

В результате детальных палеомагнитных исследований позднепалеопротерозойских магматических комплексов Северного Приладожья и Онежской структуры Восточно-Европейского кратона получены надежные палеомагнитные полюсы для двух временных интервалов 1,80–1,78 и 1,76–1,75 млрд лет назад (л.н.). Согласно новым палеомагнитным данным финальная амальгамация кратонов Сьюпириор и Фенноскандия в составе палеопротерозойского суперконтинента Нуна/Колумбия началась 1,80–1,78 млрд л.н. и привела к образованию мегаконтинента Гудзонленд. Сопоставление одновозрастных полюсов 1,76–1,75 млрд л.н. для Фенноскандии и Волго-Сарматии позволяют реконструировать косую коллизию между этими сегментами Восточно-Европейского кратона и обосновать финальную амальгамацию около 1,70 млрд л.н.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Восточно-Европейский кратон, Фенноскандия, палеопротерозой, палеомагнитный полюс, суперконтинент Нуна/Колумбия.

Particular paleomagnetic studies of the Late Paleoproterozoic magmatic complexes of the Ladoga Lake region and Onega structure of the East European craton obtained reliable paleomagnetic poles for two time intervals of 1,80–1,78 Ga and 1,76–1,75 Ga. According to new paleomagnetic data, the final amalgamation of the Superior and Fennoscandia inside of the Paleoproterozoic supercontinent Nuna/Columbia starts at 1,80–1,78 Ga ago and reduced to the formation of megacontinent Gutsonland. Comparison of coeval poles of 1,76–1,75 Ga for Fennoscandia and Volgo-Sarmatia allow to reconstruct the oblique collision between these segments of the East European craton and justify the final amalgamation of about 1,70 Ga ago.

Keywords: paleomagnetism, the East European craton, Fennoscandia, paleomagnetic pole, Paleoproterozoic, supercontinent Nuna/Columbia.

Введение. Согласно современным представлениям коллизия сегментов Восточно-Европейского кратона Фенноскандии и Волго-Сарматии произошла в интервале 1,80–1,75 млрд лет назад (л.н.) в результате финальной амальгамации суперконтинента Нуна/Колумбия [Bogdanova et al., 2013; Pisarevsky et al., 2014]. Независимые тектонофизические и палеомагнитные данные свидетельствуют о дифференцированном вращении Волго-Сарматии на 46° против часовой стрелки относительно Фенноскандии в период 1,80–1,75 млрд л.н. [Elming et al., 2010; Bogdanova et al., 2013]. Детальные изотопные исследования палеопротерозойских дайковых роев Украинского щита позволили разделить два крупных магматических события — 1,80–1,78 и 1,76–1,75 млрд л.н. для Волго-Сарматии [Bogdanova et al., 2013]. Однако в пределах Фенноскандии эти два события никак не разделялись.

Вместе с тем выполненные трансбалтийские корреляции свидетельствуют о разделении центральных и южных районов палеопротерозойского орогена Балтийского/Фенноскандинавского щита и платформенных областей на несколько тектонических мегадоменов, отделенных друг от друга и осложненных зонами преимущественно правого сдвига [Bogdanova et al., 2015]. Формирование этих зон происходило последовательно между 1,86 и 1,75 млрд л.н. одновременно с продолжающейся аккрецией коры в сторону юго-запада. Это свидетельствует об одновременном существовании и повторяющихся эпизодических событиях, при этом зоны субдукции ступенчато падают в обратном направлении (на юг-юго-запад в современных координатах). Первое косое столкновение протоконтинентов Волго-Сарматия и Фенноскандия в интервале 1,82–1,80 млрд л.н. мешало аккреционному росту коры в Свеккофенском орогене.

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, магистрант; *e-mail:* Paskoal@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, науч. с.; *e-mail:* bubnover@gmail.com

⁵ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00731) и на оборудовании, приобретенном по Программе развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

На западе система Свекофенских тектонических доменов и сдвиговых зон, разделенных 1,70–1,55 млрд л.н. орогенными поясами, маркируют границу Лаврентии–Гренландии–Балтии в составе суперконтинента Нуна/Колумбия [Bogdanova et al., 2015]. Вместе с тем корректно разделить два магматических события 1,80–1,78 и 1,76–1,75 млрд л.н. для Фенноскандии, получить для каждого из них надежные палеомагнитные полюсы и в дальнейшем использовать их для корреляции событий с Волго-Сарматией, не представлялось возможным. Полученные изотопные датировки по лампрофирам Северного Приладожья [Woodard et al., 2014] и Ропручейского силла Онежской структуры [Lubnina et al., 2012] позволяют восполнить этот пробел.

Объекты исследований. Для палеомагнитных исследований выбраны три района исследований в Южной Карелии — Северное Приладожье (между п. Мейери и п. Ланденпохья), юго-западная часть Онежской структуры (Ропручейский силл) и восточная часть Онежской структуры (о-ва Горелый и Деда).

Северное Приладожье. Район работ находится вблизи сочленения палеопротерозойского Свекофенского орогена и архейского Кольско-Карельского кратона (рис. 1). Они разделены сложнопостроенной зоной тектонического разрыва — Раахе-Ладожской зоной, по которой комплексы Свекофенского орогена структурно надвинуты на архейское Карельское основание (2,0–1,7 млрд л.н.). Формирование Раахе-Ладожской зоны включает несколько стадий трансенсии и транспрессии, которые были маркированы периодом реактивации (1,80–1,75 млрд л.н.), что совпадает с финальной стадией амальгамации Восточно-Европейского кратона, коллизии Фенноскандинавского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона [Bogdanova et al., 2013].

Раахе-Ладожская зона в южной части представлена Пашско-Ладожским грабеном. Согласно данным сейсморазведки Пашско-Ладожский бассейн представляет собой выходящий на дневную поверхность фрагмент системы рифтогенных прогибов, широко развитых под платформенным чехлом Восточно-Европейской платформы, а также в западной части Фенноскандинавского щита [Светов, 1976].

Кристаллический фундамент в Северном Приладожье сложен мигматизированными гнейсами (1,92–1,90 млрд лет) и пироксен-гранатовыми тоналитами (1,88–1,86 млрд лет) относящимися к Свекофенскому домену Фенноскандии [Koistinen, Saltykova, 1999; Koistinen et al., 2001]. Граница архейского домена сечется северо-восточной разломной зоной Мейери, традиционно выделяемой в качестве границы между архейским и палеопротерозойским кратонами (рис. 1, Б) [Балтыбаев и др., 1996].

Палеопротерозойские дайки лампрофиров субширотного простирания изучены в районе п. Мейери, п. Ланденпохья и на близлежащих островах (рис. 1, А). Никаких признаков деформаций и метаморфизма в лампрофировых дайках не установлено [Eklund, Shebaniov, 2005; Mertanen et al., 2006; Woodard et al., 2014]. Возраст пород согласно результатам U–Pb-датирования по цирконам составляет 1781 ± 20 млн лет [Woodard et al., 2014].

Юго-западная часть Онежской структуры (Ропручейский силл) (рис. 1, Б). Позднепалеопротерозойские вепские породы в пределах Фенноскандии распространены неравномерно. В стратотипическом районе Западного Прионежья разрез вепсия (1,85–1,65 млрд лет) сложен преимущественно терригенными породами и представлен двумя свитами — нижней петрозаводской (мощность до 300 м) и верхней шокшинской (мощность до 700 м). Нижняя базальная подсвита петрозаводской свиты сложена главным образом кварц-полевошпатовыми песчаниками, песчано-гравелитовыми породами и полимиктовыми базальными конгломератами общей мощностью до 200 м. Верхняя подсвита состоит преимущественно из крупнозернистых косослоистых кварцевых песчаников с линзами внутриформационных конгломератов общей мощностью до 100 м. Завершается разрез верхней подсвиты пакетом из двух лавовых потоков окисленных краснокаменных толеитовых базальтов общей мощностью 33 м [Светов, 1979, 2005].

Шокшинская свита сложена терригенными породами, красноцветными в нижней части и постепенно сменяющимися к верхней части разреза сероцветными. В строении свиты выделяются три подсвиты. Основание нижней подсвиты состоит из олигомиктовых кварцевых конгломератов, кварцито-песчаников с тонкими прослоями алевролитов, а также малиновых и красновато-бурых кварцито-песчаников с обилием косослоистых текстур, общая мощность 150–170 м. Средняя подсвита более однородная по составу, представлена главным образом розовыми средне-крупнозернистыми песчаниками и кварцито-песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и седиментогенных брекчий общей мощностью 200–250 м. Завершают разрез свиты полевошпатовые песчаники, алевролиты и кварцито-песчаники, содержащие тонкие прослои филлитовидных темноокрашенных алевролитов общей мощностью до 350 м.

Изверженные породы Западного Прионежья представлены образованиями вепского вулканоплутонического комплекса, в состав которого входят лавовые потоки Кайлахтинской вулканической зоны, Ропручейский силл габбро-долеритов и дайки габбро-долеритов, вскрытых бурением [Светов, 1979; Светов, Свириденко, 2005]. Возраст пород согласно данным U–Pb-датирования по

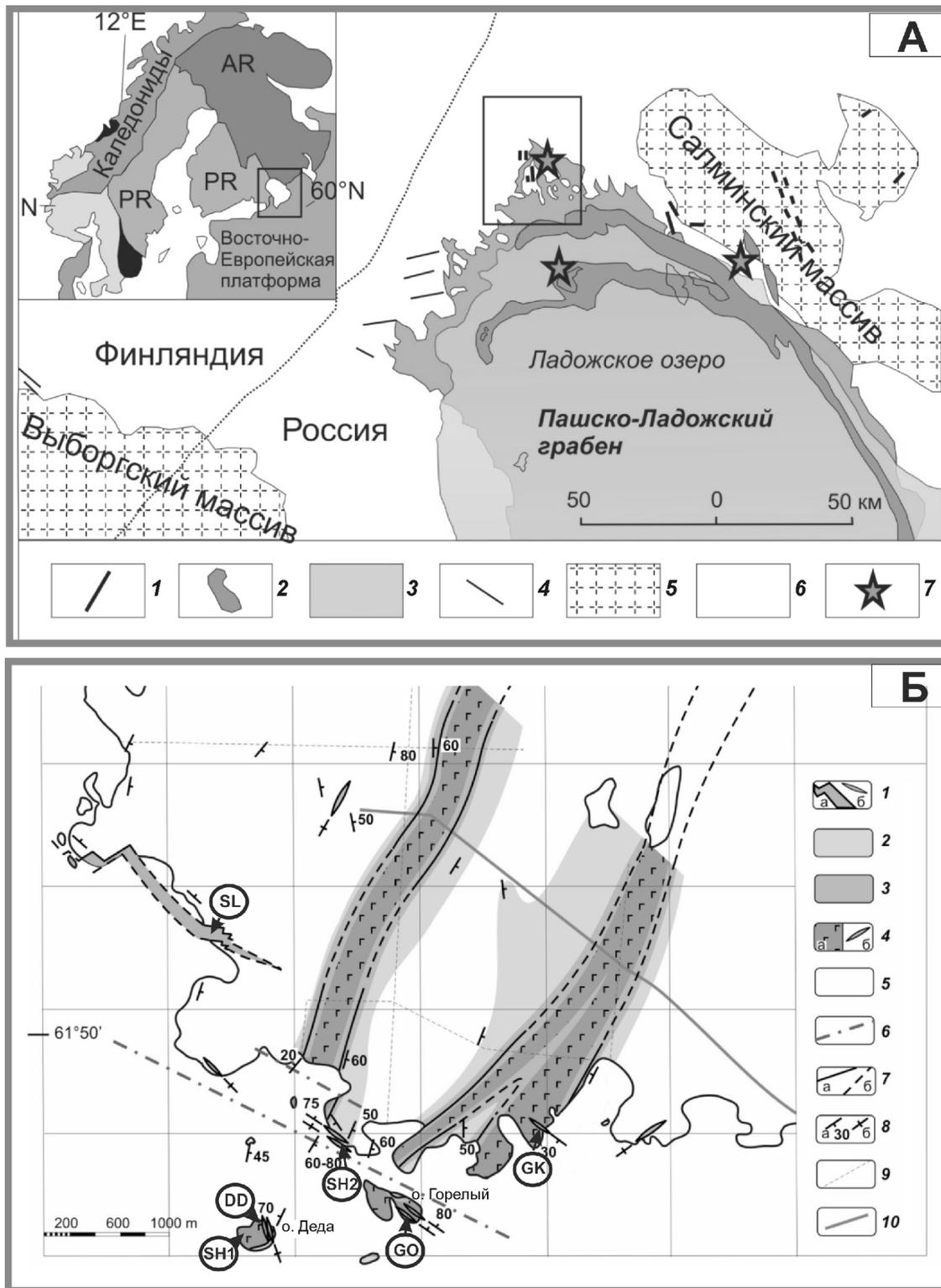


Рис. 1. Геологическая схема района работ (А) с указанием точек палеомагнитного опробования. На врезке (Б) положение района работ в пределах Онежской структуры: на А: 1 — мезопротерозойские дайки; 2 — мезопротерозойский Валаамский силл; 3 — вулканогенно-осадочные породы салминской свиты; 4 — долеритовые дайки, прорывающие массивы гранитов рапакиви; 5 — граниты рапакиви (1,62–1,54 млрд лет); 6 — архейский и палеопротерозойский фундамент; 7 — точки опробования; на Б: 1 — долеритовые дайки обнаженные (а) и предполагаемые (б); 2 — гранитоиды; 3 — гибридные породы; 4 — габбро-нориты обнаженные (а) и предполагаемые выходы (б); 5 — микроклин-плаггиоклазовые, плаггиомикроклиновые и пегматоидные граниты с реликтами тоналитов и ксенолитами апобазальтовых пород; 6 — предполагаемые разломы; 7 — установленные (а) и предполагаемые (б) геологические границы; 8 — расслоенность, гнейсовидность и контакты геологических тел: наклонные (а) и вертикальные (б); 9 — профили аэромагнитной съемки; 10 — дорога на карьер

бадделеиту составляет 1752 ± 12 млн лет [Lubnina et al., 2012].

Восточная часть Онежской структуры (о-ва Горелый и Деда). Две долеритовые высокожелезистые дайки север–северо-западного простирания, прорывающие неоархейские гранитогнейсы (2,68–2,72 млрд лет) и сумийскую габброидную дайку (2,505 млрд лет), опробованы в восточной части Онежского озера на о-вах Деда и Горелый (рис. 1, Б). Мощность долеритовых даек 1–1,5 м. Для палеомагнитных исследований отобрано 46 образцов из высокожелезистых маломощных даек, а также 10 образцов гранитогнейсов как в экзоконтактной зоне, так и на удалении до 50 м от зоны контакта.

Всего для проведения палеомагнитных исследований отобрано 154 ориентированных образца.

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

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, — 15–20 образцов вкрест простирания даек. Для оценки возраста приобретения породами компонент намагниченности (для проведения теста контакта) отобраны образцы из вмещающих пород как непосредственно из зоны контакта, так и на удалении до 100 м от нее.

Лабораторные исследования проводили в петромагнитной лаборатории МГУ имени М.В. Ломоносова и в палеомагнитной лаборатории Лундского Университета (Лунд, Швеция), они 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 использована немагнитная печь TD-48 («ASC», США), для измерения остаточной намагниченности — спин-магнитометр JR-6 («AGICO», Чехия) и SQUID-магнитометр («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 («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. Результаты лабораторной обработки пилотной коллекции образцов из лампрофировых даек Северного Приладожья в палеомагнитной лаборатории Университета Хельсинки (Финляндия), отобранных в ходе экспедиционных работ 2013 г., позволили получить новый палеомагнитный полюс 1,79 млрд л.н. для Фенноскандии. Согласно полученным данным Фенноскандинавский сегмент Восточно-Европейского кратона в интервале 1,79–1,75 млрд л.н. переместился из тропических в приэкваториальные широты Северного полушария с одновременным разворотом против часовой стрелки.

Анализ результатов магнитной чистки показывает, что в значительной части образцов как вмещающих эколгитов, так и даек двух генераций присутствуют три компонента намагниченности (рис. 2). Наименее стабильная из них, иногда очень слабая низкотемпературная компонента (PDF) разрушается обычно до 250 °С. Направление этой компоненты близко направлению современного геомагнитного поля в районе работ, в дальнейшем ее исключали из анализа.

В образцах эколгитов в интервале 250–500 °С выделяется метахронная компонента северо-западного склонения и умеренного положительного наклона (компонента GR1 на рис. 2, а–в). Компонента монополярна. Распределение выделенных GR1-компонент на сфере показано на рис. 3, среднее палеомагнитное направление этой компоненты приведено в табл. 1. Высокотемпературная компонента (PR1) выделяется как характеристическая (наиболее стабильная, идущая в начало координат диаграмм Зийдверельда). 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.

В образцах из дайки I генерации в ходе ступенчатой температурной чистки выделяются две высокотемпературные компоненты естественной остаточной намагниченности. Первая компонента имеет значения блокирующей температуры до 450–510 °С (рис. 2, з–е). Среднее направление этой компоненты в современной системе координат

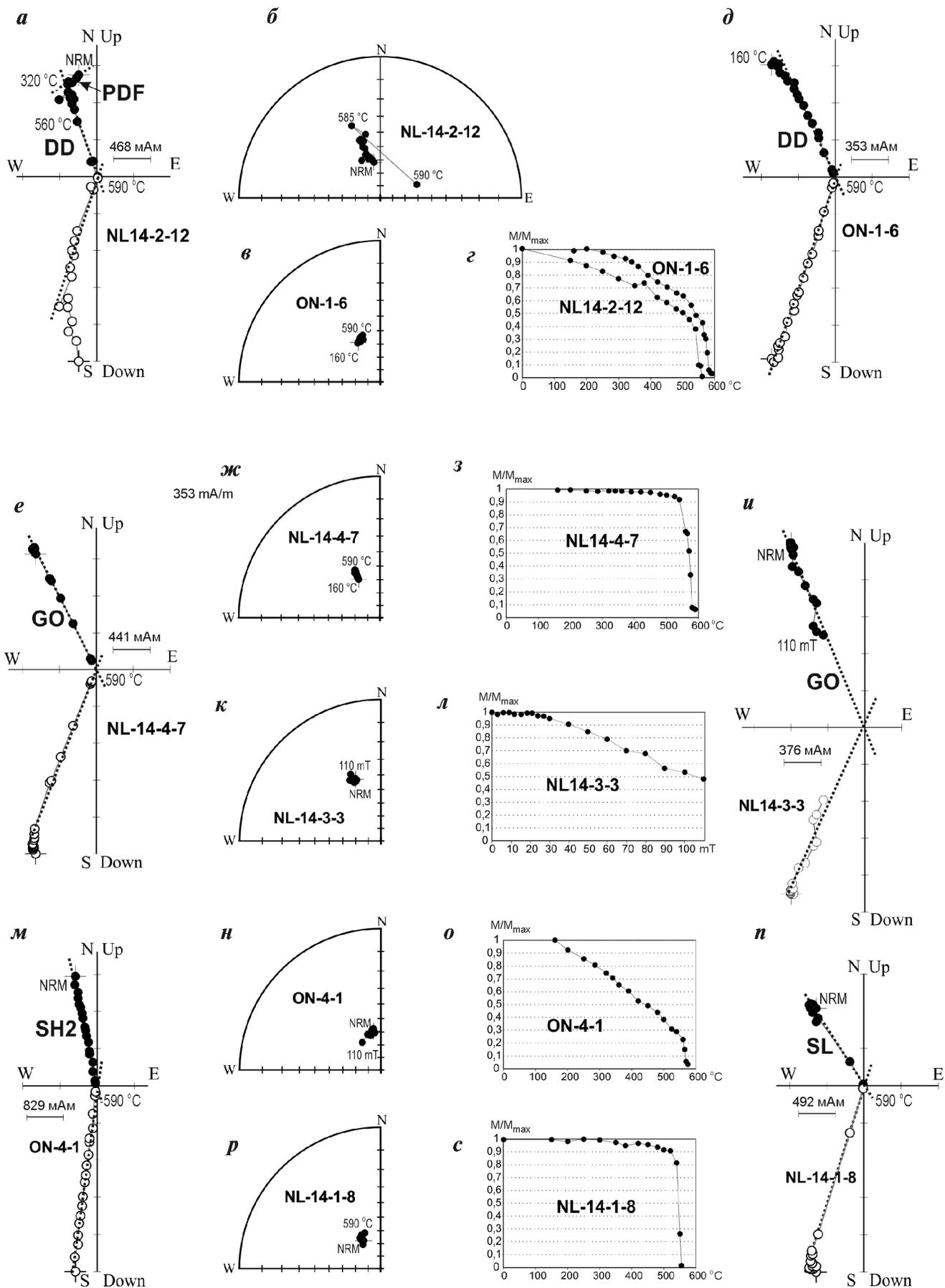


Рис. 2. Примеры ступенчатой температурной чистки: А — образцов лампрофировых даек, отобранных около п. Мейри (а, б, в) и оз. Поляково (в-д); Б — образцов габбро-долеритов Ропручейского силла (е-з) и вмещающих вепсийских кварцито-песчаников шокшинской свиты (и-л); В — образцов долеритовых даек восточной части Онежской структуры (ж-и): людиковийской долеритовой дайки са 1,75 млрд лет (м-о) и сумийской дайки са 2,505 млрд лет (п-с). Для каждого образца слева направо: диаграмма Зийдерверльда в географической системе координат (а, д, е, и, м, п), кривая изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки (в, з, л, о, с) и стереопроекция направлений в географической системе координат (б, в, ж, к, н, р) лампрофировых даек Северного Приладожья, габбро-долеритов Ропручейского силла и долеритовых даек восточной части Онежской структуры соответственно. Полые кружки — проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдерверльда проекция векторов на вертикальную плоскость), заливные кружки — проекции векторов на нижнюю полусферу (для диаграмм Зийдерверльда проекция векторов на горизонтальную плоскость). Цифры у кружков указывают температуру магнитной чистки в °С. На диаграммах Зийдерверльда буквы — выделенные компоненты. Буквенные обозначения см. табл. 1 и пояснения в тексте

Таблица 1

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

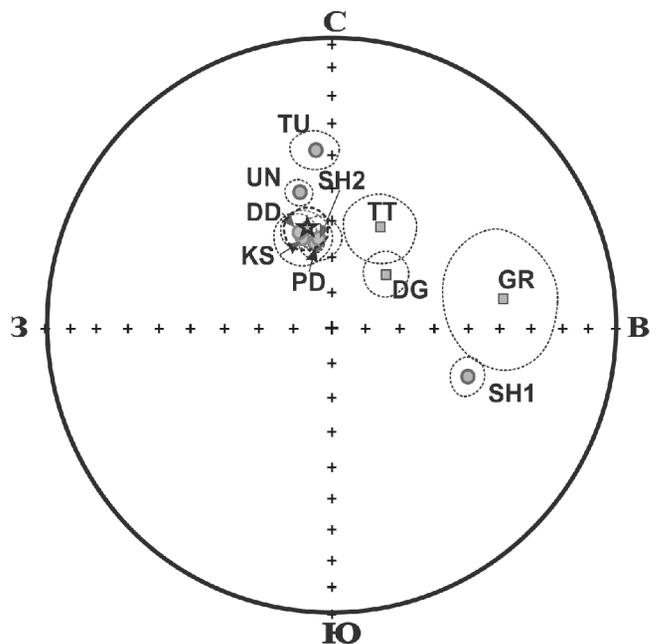
Номер п/п	Компонента	N	Направление				Возраст, млн лет
			Dec°	Inc°	K	α_{95}°	
Вмещающие эклогиты							
1	GR1	14	354,5	37,6	44,3	6,3	1980(?)
2	KA	14	28,6	60,5	30,0	7,4	1980(?)
Дайка I генерации							
3	GR2	23	336,8	47,2	70,9	3,6	1880
4	GR2S	23	13,4	-21,8	6,1	13,4	1880 (?)
5	PR2	28	37,9	58,0	33,7	4,8	1980
6	PR2S	28	23,7	18,9	9,6	9,3	1980
Дайка II генерации							
7	GR3	25	332,8	48,9	58,4	3,8	1880
8	PR3	25	40,3	57,7	42,7	4,5	1980
Среднее направление GR-компоненты		3	334,6	47,9			1880
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; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; полужирным шрифтом выделены средние палеомагнитные направления компонент GR и PR, используемых в интерпретации.

нат N=23; Dec=336,8°; Inc=47,2°; K=70,9; $\alpha_{95}=3,6^\circ$ (рис. 3; табл. 1, 2) Поскольку дайка I генерации смята в складки и ориентированные образцы были отобраны из разных крыльев складок, для оценки времени приобретения породами этой компоненты намагниченности применен ступенчатый тест распрямления складки. Максимальная кучность распределения единичных векторов на сфере достигалась при нулевом распрямлении складки. Кучность GR2-компоненты в современной системе координат выше, чем в стратиграфической — $K_g/K_s=11,7$, 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 средне-температурных компонент GR1 и GR2.

Рис. 3. Распределение на сфере направлений выделенных компонент намагниченности в географической системе координат. На стереограмме полые знаки — проекции векторов на верхнюю полусферу, заливные знаки — проекции векторов на нижнюю полусферу. Звездочкой обозначено среднее направление, выделенное в габбро-долеритах Ропручейского силла (1,75 млрд лет), квадратами — среднее направление, выделенное в лампрофировых дайках Северного Приладожья и долеритовых дайках восточной части Онежской структуры (1,79 млрд лет). Пунктиром показаны круги доверия при 95% вероятности для средних направлений выделенных компонент намагниченности. Некоторые буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 1



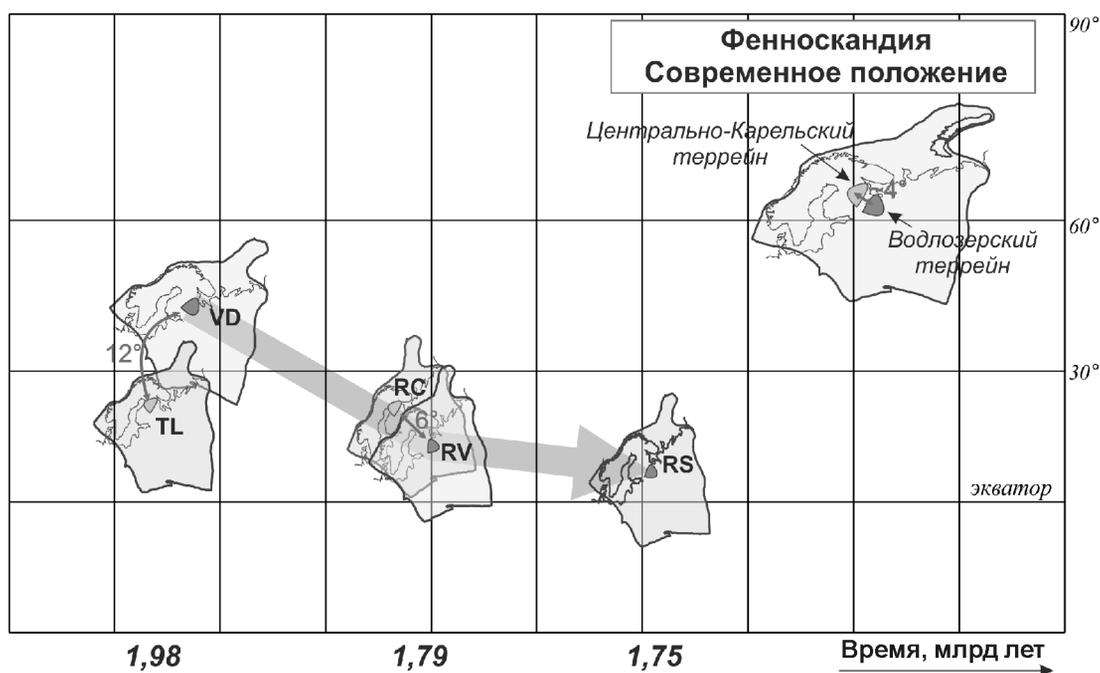


Рис. 4. Тренд перемещения Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейского кратона в интервале 1,98–1,75 млрд л.н.

Вторая компонента естественной остаточной намагниченности (PR2) выделяется в образцах дайки I генерации в интервале температуры 510–580 °С (рис. 2, *д–е*). Поскольку высокотемпературная компонента полностью разрушается при 560–580 °С, то основным носителем этой компоненты намагниченности, скорее всего, является магнетит. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2 в современной системе координат составляет $N=28$; $Dec=37,9^\circ$; $Inc=58,0^\circ$; $K=33,7$; $\alpha_{95}=4,9^\circ$ (рис. 3; 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; табл. 1). Кучность в современной системе координат значительно выше, чем

в древней, — $K_g/K_s=3,5$, что свидетельствует о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности. Среднее направление высокотемпературной компоненты PR2, выделяемой в дайке I 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 I генерации. Отрицательные тесты складки и контакта свидетельствуют о вторичной природе выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности.

Для даек II генерации характерны два типа поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе температурной чистки.

Таблица 2

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

Место отбора	Индекс	Φ , °N	Λ , °E	A_{95} , град.	ϕ_m , °N	Возраст, млрд лет	Ссылка
Гридинское дайковое поле, о. Воротная Луда	PR	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	1,88	[Лубнина, 2009]
Водлозерский террейн, перемагничивание	GR	40,8	205,4	6,3	12,4	1,88	[там же]
Водлозерский террейн, Ропучейский 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; ϕ_m , °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 л.н., RC — для 1,79 млрд л.н.; Водлозерского: VD — для 1,98 млрд л.н., RV — для 1,79 млрд л.н., RS — для 1,75 млрд л.н.

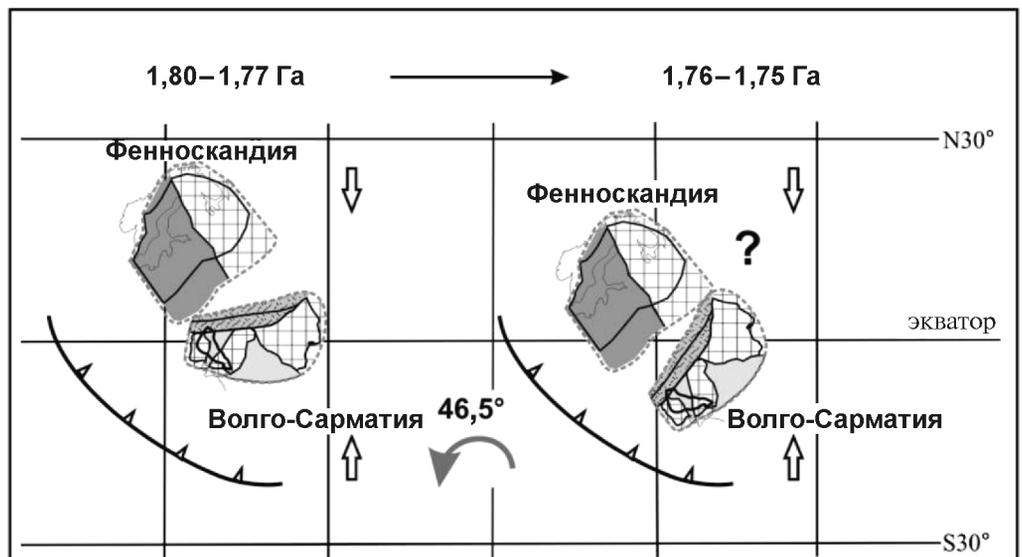
В первом случае выделяется только одна высокотемпературная компонента намагниченности северо-северо-восточного склонения и умеренно положительного наклонения (рис. 2, з-к). Компонента разрушается до 555 °С. Для второго типа образцов в температурном интервале 350–520 °С на диаграммах Зийдервельда фиксируются закругленные участки, что свидетельствует о перекрытии спектров значений блокирующей температуры двух различных минералов-носителей намагниченности и невозможности полного разделения двух высокотемпературных компонент ЕОН. 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). Среднее направление этой GR3-компоненты намагниченности в современной системе координат составляет $N=25$; $Dec=332,8$; $Inc=48,9$; $K=58,4$; $\alpha_{95}=3,8$ (рис. 3; табл. 1). Тест контакта отрицательный — среднее направление среднетемпературной GR3-компоненты намагниченности, выделенной в дайке II генерации, лежит в пределах доверительных интервалов для средних направлений среднетемпературных компонент намагниченности GR1 и GR2, выделенных во вмещающих эклогитах и дайке I генерации, что свидетельствует об их вторичной природе. Перемагничивание пород произошло уже после внедрения даек II генерации, о чем свидетельствуют отрицательные тесты контакта и складки.

Палеомагнитные полюсы GR и PR пересчитаны со средних направлений высокотемпературных компонент намагниченности GR и PR на координаты точек отбора $\varphi=65,9^{\circ}N$; $\lambda=34,7^{\circ}E$ (табл. 2). Поскольку обе компоненты намагниченности вторичные, образовавшиеся после внедрения даек двух генераций, то время приобретения породами этих компонент намагниченности может

быть оценено 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 его северо-восточной части до 1,80 млрд лет в юго-западной части на границе с Карельским кратоном [Бибикова и др., 1999]. Поскольку температура закрытия изотопной системы сфена ~ 700 °С, 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 1,98–1,88 млрд лет (рис. 5, табл. 2). Кроме того, полученный в работе палеомагнитный полюс близок палеомагнитному полюсу 1,98 млрд лет для Водлозерского террейна Карельского кратона [Pasenko, Lubnina, 2014]. Исходя из этих данных мы оцениваем время образования высокотемпературной компоненты намагниченности PR в 1,79–1,78 млрд л.н.

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 минералов-носителей намагниченности за короткий интервал времени) и полностью уничтожает первичную намагниченность, образованную в момент формирования пород. Новообразованная вторичная компонента моно-

Рис. 5. Реконструкция взаимного положения Фенноскандинавского и Волго-Сарматского сегментов Восточно-Европейского кратона в интервале 1,80–1,77 млрд л.н. (А) и 1,76–1,75 млрд л.н. (Б)



полярна и чаще всего является единственной при компонентном анализе, за исключением вязкой (современной) компоненты намагниченности.

Оценить время образования среднетемпературной метакронной компоненты намагниченности GR несколько проблематично. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора образцов (рис. 5), значительно отличается (на 60–90°) по широте от палеопротерозойских палеомагнитных полюсов для Карельского кратона, полученных ранее [Fedotova et al., 1999; Bogdanova et al., 2013]. Вместе с тем полученное нами направление метакронной компоненты намагниченности близко направлению свекофенского перемагничивания (~1,8 млрд лет) для Карельского кратона. Высокие значения блокирующей температуры (до 510 °С) минералов-носителей этой компоненты намагниченности позволяют предположить ее образование под воздействием флюидов.

Поскольку коллапс сопровождается большим количеством флюидов, воздействие которых может продолжаться в течение десятков миллионов лет после основного этапа коллизии, время образования вторичной метакронной 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 и приобретению породами вторичной (метакронной) компоненты намагниченности. Новообразованная компонента может быть как моно-, так и биполярна. При этом направления векторов естественной остаточной намагниченности, отвечающих различным минералам-носителям намагниченности, практически совпадают между собой. вторичная компонента может образовываться до-, в процессе и после складчатости. Следует также отметить, что U–Pb-возраст рутилов в породах Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса составляет 1760 ± 20 млн лет [Слабунов, 2008], что свидетельствует о вторичном термальном воздействии (~450–500 °С) в этом временном интервале [Бибикова и др., 1999].

Положения этих террейнов 1,78–1,75 млрд л.н. определялось на основании палеомагнитных данных исследования палеопротерозойских комплексов Онежской структуры Карельского кратона и Свекофеннской зоны [Bogdanova et al., 2013] и новых кондиционных палеомагнитных определений (табл. 2).

Совпадение угловых расстояний между парами разновозрастных «ключевых» полюсов Фенноскандии и Сьюпириор в интервале 1,79–1,75 млрд л.н. свидетельствует об их перемещении в пределах единой литосферной плиты. Именно для этого периода выявлено резкое увеличение скорости пе-

ремещения Фенноскандии. Подобное увеличение скорости перемещения коррелирует со временем окончательной амальгамации суперконтинента Нуна/Колумбия и образованием мегаконтинента Гудзонленд.

Новые палеомагнитные данные для Амазонии (палеомагнитные полюсы 1,79 и 1,75 млрд л.н. [Bispo-Santos et al., 2014]) скоррелированы с палеомагнитными данными, полученными ранее для Волго-Сарматии [Lubnina et al., 2012; Bogdanova et al., 2013]. Совпадение угловых расстояний между парами разновозрастных полюсов этих кратонов свидетельствует об их совместном перемещении в пределах единой литосферной плиты в конце палеопротерозоя, причем кратон Амазония оказался развернутым на 150° против часовой стрелки относительно его современного положения. В пользу такой конфигурации этих кратонов свидетельствует и возраст омоложения коллизионных процессов в Свекофенском домене Фенноскандии и Амазонии.

Выводы. 1. В результате палеомагнитных исследований палеопротерозойских комплексов Северного Приладожья, юго-западной и восточной частей Онежской структуры выделены высокотемпературные характеристические компоненты намагниченности, первичная природа которых доказана на основании положительных тестов контакта.

2. Впервые в восточной части Онежской структуры выделена первичная высокотемпературная компонента намагниченности, близкая по направлению таковой в палеопротерозойских комплексах 1,78–1,75 млрд л.н. Первичность компоненты и отсутствие более позднего перемагничивания пород доказаны на основании положительного теста контакта.

3. Выделенные первичные высокотемпературные компоненты намагниченности можно разделить на два кластера: 1,80–1,79 и 1,76–1,75 млрд л.н. Новые палеомагнитные и изотопные данные, полученные нами, позволили разделить два импульса — 1,79–1,78 и 1,76–1,75 млрд л.н. магматической активности в Фенноскандии. Полученные надежные палеомагнитные полюсы для Фенноскандии позволили уточнить тренд ее перемещения в интервале 1,79–1,75 млрд л.н. и построить реконструкцию образования мегаконтинента Лаврентия–Фенноскандия на период амальгамации суперконтинента Нуна/Колумбия, а также впервые на количественном уровне реконструировать процесс финальной амальгамации двух сегментов Восточно-Европейского кратона — Фенноскандии и Волго-Сарматии в позднем палеопротерозое.

4. Согласно новым палеомагнитным данным первый (1,79–1,78 млрд л.н.) кластер связан с началом финальной амальгамации кратонов Сьюпириор и Фенноскандии в составе палеопротерозойского

суперконтинента Нуна/Колумбия, приведшей к образованию мегаконтинента Гудзонленд.

5. Второй импульс коррелирует с началом косоугольной коллизии между Фенноскандией и Волго-Сарматией, приведшей к образованию единого Восточно-Европейского кратона около 1,70 млрд л.н. [Bogdanova et al., 2013].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейери разлом: главный элемент структурной границы между Карельским кратоном и Свеккофенским поясом в Ладожской зоне Балтийского щита // Докл. РАН. 1996. Т. 348. С. 581–584.

Лубнина Н.В. Перемагничивание пород Восточно-Европейского кратона: тектоническое районирование и геодинамические индикаторы // Вестн. КРАУНЦ. 2009. № 2. С. 325–353.

Светов А.П. Платформенный базальтовый магматизм в карелидах Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулканоплутонический пояс Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 211 с.

Bigso-Santosh M. Amazonian craton // Precamb. Res. 2014. Vol. 248.

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.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Skridlaite G. et al. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precamb. Res. 2015. Vol. 259. P. 5–33.

Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. Vol. 319, N 3. P. 167–198.

Eklund O., Shebanov A. Prolonged postcollisional shoshonitic magmatism in the southern Svecofennian Domain — a case study of the Åva granite–lamprophyre ring complex // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 229–247.

Elming S.-Å., Shumlyansky L.V., Kravchenko S. et al. Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield: A palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study — The accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia // Precamb. Res. 2010. Vol. 178. P. 119–135.

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.

Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. Vol. 64. P. 3–21.

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.

Koistinen T., Saltykova T. Structure-lithology, metamorphism and metallogeny of the Raahe–Ladoga Zone, Map 1: Structure-lithology 1:1 000 000 // Geol. Surv. Finland. Finland, Espoo, 1999.

Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V. et al. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000 // Geol. Surv. Finland. Norway and Sweden and the North-west Department of Natural Resources of Russia, 2001.

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. 2010. Vol. 183(3). P. 442–462.

Mertanen S., Eklund O., Shebanov A. et al. Palaeo- and Mesoproterozoic dyke swarms in the Lake Ladoga area, NW Russia — palaeomagnetic studies // Dyke Swarms — Time markers of crustal evolution. L.: Taylor & Francis Group, 2006. P. 63–74.

Pasenko A.M., Lubnina N.V. The Karelian Craton in the Paleoproterozoic: New paleomagnetic data // Moscow University Geology Bulletin. Ser. 4. Geol. 2014. Vol. 69, N 4. P. 189–197.

Pisarevsky S.A., Bylund J. Paleomagnetism of 1780–1770 Ma mafic and composite intrusions of Smaland (Sweden): implications for the Mesoproterozoic supercontinent // American J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 1168–1186.

Pisarevsky S.A., Elming S.-Å., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // Precamb. Res. 2014. Vol. 244. P. 207–225.

Woodard J., Kietäväinen R., Eklund O. Svecofennian post-collisional shoshonitic lamprophyres at the margin of the Karelia Craton: Implications for mantle metasomatism // Lithos. 2014. Vol. 205. P. 379–393.

Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, 1967. P. 254–286.