

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-21-31

Посвящается Яне Вячеславовне Бычковой

ЭТАПЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ХИМИЧЕСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ КИВАККСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ В ПЕРИОД РАСПАДА ДОКЕМБРИЙСКИХ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ

Наталия Валерьевна Лубнина^{1✉}, Андрей Юрьевич Бычков²,
Николай Александрович Тарасов³, Валентин Олегович Осадчий⁴,
Елизавета Петровна Микляева⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andrewbychkov66@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2560-6423>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tarasovnik@gmail.com

⁴ Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия; valentin.osadchii@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7949-823X>

⁵ Геологический Институт РАН, Москва, Россия; yxenon@yandex.ru

Аннотация. Проведены детальные палеомагнитные исследования пород Киваккской расслоенной интрузии и долеритовых даек. Выделено четыре метакронные компоненты намагниченности. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента, выделенная в породах Киваккской расслоенной интрузии, образовалась в процессе кристаллизации массива 2,45 млрд лет назад. Три метакронные компоненты намагниченности образовались в результате воздействия гидротермальных флюидов на разных этапах эволюции Киваккского массива 2,05, 1,98 и 1,88 млрд лет назад.

Сопоставление разновозрастных вторичных компонент для Киваккского и Бураковского расслоенных интрузивов, а также палеопротерозойских мафических даек Паанаярвской структуры показало, что наклон Киваккского расслоенного массива произошел, скорее всего, в процессе формирования Лапландского-Кольского орогена между 2,05 и 1,98 млрд лет назад, а не при внедрении, как предполагалось ранее.

Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что в случае гидротермального воздействия на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+магнетит с небольшой примесью хлорита и актинолита. Установлено, что образование вторичного магнетита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия. Увеличение концентрации хлорида натрия увеличивает количество магнетита, что соответствует результатам проведенных экспериментов.

Ключевые слова: палеопротерозой, дифференцированный массив Кивакка, палеомагнетизм, химическое перемагничивание

Для цитирования: Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Осадчий В.О., Микляева Е.П. Этапы палеопротерозойского химического перемагничивания Киваккского расслоенного интрузива и его геодинамическая позиция в период распада докембрийских суперконтинентов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 21–31.

Dedicated to Yana V. Bychkova

STAGES OF PALEOPROTEROZOIC CHEMICAL REMAGNETIZATION OF THE KIVAKKA LAYERED INTRUSION AND ITS GEODYNAMIC POSITION DURING THE BREAKUP OF THE PRECAMBRIAN SUPERCONTINENTS

Natalia V. Lubnina^{1✉}, Andrey Yu. Bychkov², Nikolay A. Tarasov³,
Valentin O. Osadchii⁴, Elizaveta P. Miklyaeva⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natlubnina@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0594-672X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andrewbychkov66@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2560-6423>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tarasovnik@gmail.com

⁴ Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia; valentin.osadchii@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7949-823X>

⁵ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; yxenon@yandex.ru

Abstract. Detailed paleomagnetic studies of rocks of the Kivakka layered intrusion and dolerite dikes have been carried out. Four metachronous components of NRM have been identified. The high-temperature/high-coercivity

component isolated in the rocks of the Kivakka layered intrusion was formed during the crystallization of the massif 2.45 Ga. The three magnetization components of NRM were formed as a result of the action of hydrothermal fluids at different stages of the evolution of the Kivakka layered intrusive at ca 2.05 Ga, ca 1.98 Ga and 1.88 Ga. Comparison of these components with different ages one for the Kivakka and Burakovsky layered intrusions, as well as Paleoproterozoic mafic dykes of the Paanayar structure showed that the slope of the Kivakka layered intrusive most likely occurred during the formation of the Lapland-Kola orogen between 2.05 and 1.98 Ga, and not during the introduction, as previously assumed.

Thermodynamic modeling of the formation of hydrothermal mineral parageneses for rocks of the Kivakka layered intrusive showed that in the case of hydrothermal action on olivinite, serpentine+magnetite paragenesis occurs in all cases with a small admixture of chlorite, actinolite. It is established that the formation of secondary magnetite is a characteristic of sulfate-free sodium chloride. Increasing the concentration of sodium chloride increases the amount of magnetite, which corresponds to the results of the experiments.

Keywords: Paleoproterozoic, Kivakka layered massif, paleomagnetism, chemical remagnetization

For citation: Lubnina N.V., Bychkov A.Yu., Tarasov N.A., Osadchii V.O., Miklyaeva E.P. Stages of Paleoproterozoic chemical remagnetization of the Kivakka layered intrusion and its geodynamic position during the breakup of the Precambrian supercontinents. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 21–31. (In Russ.).

Введение. Эта работа задумывалась совместно с Яной Вячеславовной Бычковой, которая более 30 лет детально изучала строение и геохимию Киваккского расслоенного интрузива. Геологическое описание, схема геологического строения и изотопные данные взяты нами из первого варианта этой статьи с ее участием и сохранены в авторском варианте.

Киваккский раннепротерозойский расслоенный интрузив расположен на северном побережье оз. Пяозеро в Северной Карелии (рис. 1). Он является типичным представителем базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов и характеризуется наличием классической расслоенной серии и приконтактных зон. Массив сложен неизменными мафит-ультрамафитовыми породами с последовательным залеганием оливинитов, бронзититов, норитов и габбро-норитов от подошвы к кровле. Нижний (боковой) контакт массива с вмещающими гнейсами характеризуется в эндоконтактной зоне обратной последовательностью кристаллизации пород массива (от габбро-норитов к оливинитам), а в экзоконтактной зоне — участками со следами взаимодействия с гнейсами в виде смешения и гибридации гнейсов вплоть до выплавления лейкократовых кварц-полевошпатовых разностей. Верхнего контакта с ожидаемой зоной закалки не наблюдается. Северная и северо-западная часть верхней приконтактной зоны массива граничит с субщелочными диоритами и монцодиоритами, которые отделены от габбро-норитов Киваккского массива маломощной (10–15 см) тектонической зоной (рис. 1). Подробно геологическое строение и петрографические характеристики пород массива описаны в [Бычкова и др., 2019]. Необходимо отметить, что геохимические особенности распределения основных петрогенных компонентов и элементов-примесей по разрезу, а также изотопные данные [Ревяко и др., 2012] свидетельствуют об одноактном внедрении базальтовой магмы и не нарушенном внешними факторами процессе ее кристаллизации. Этот факт подтверждается в том числе результатами

математического моделирования при помощи программы КОМАГМАТ [Коптев-Дворников и др., 2001, Bychkova, et al. 2019]. Постмагматические процессы привели к образованию контракционных разломов и развитию по ним маломощных кварцевых жил со слабой гидротермальной проработкой пород массива на 0,3–0,5 м. По самому крупному из разломов впоследствии произошло отделение западного блока массива с вертикальным смещением и разворотом по часовой стрелке. В настоящее время залегание массива характеризуется наклоном оси первично конусовидной магматической камеры на северо-запад под углом 40° (врезка на рис. 1) [Коптев-Дворников и др., 2001].

Окружение массива представлено комплексом пород кислого и щелочного состава. Вмещающими породами для Киваккского интрузива являются архейские серые гнейсы с возрастом 2900 млн лет [Ревяко и др. 2012]. Они представляют собой полиминеральные, полнокристаллические неоднородные породы, сложенные кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Также присутствуют эпидот и хлорит, по плагиоклазу развивается сосюрит. Для них характерен относительно низкий радиогенный состав неодима, что свидетельствует об их мантийном происхождении [Ревяко и др. 2012].

В гнейсах наблюдается присутствие небольших массивов розовых гранитов и аплитов. Граниты зафиксированы как непосредственно у контактов интрузива, так и на значительном удалении. К сожалению, их границы и очертания установить сложно в силу плохой обнаженности. Граниты характеризуются неоднородностью химического состава и претерпели явные вторичные изменения.

В области кровли Киваккского массива присутствует довольно крупный массив щелочных пород, протягивающийся на северо-запад и имеющий с Киваккским интрузивом тектонический контакт в области верхней приконтактной зоны. Он представлен субщелочными диоритами и монцодиоритами. Диориты представлены неравномернозернистыми породами с существенными

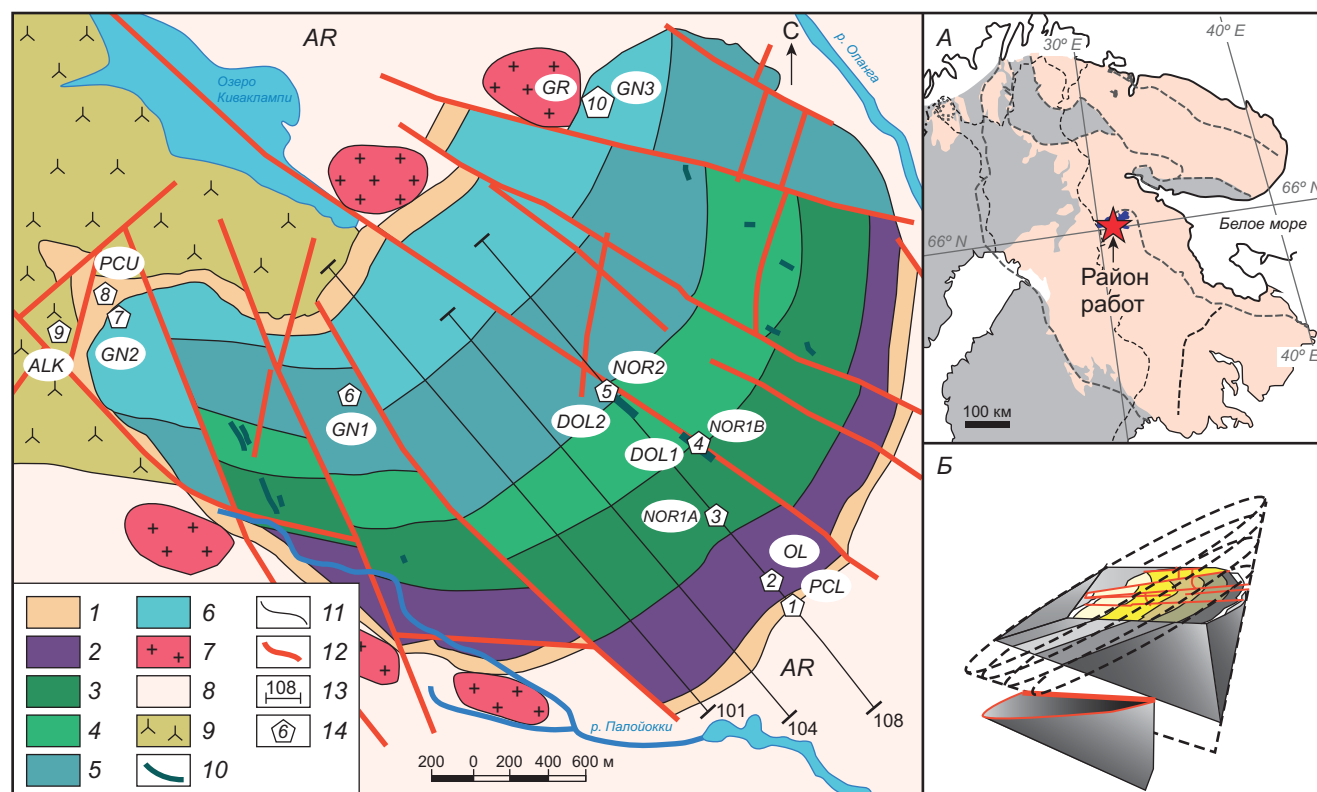


Рис. 1. Схема геологического строения Киваккского интрузива [Бычкова, Коптев-Дворников, 2004] с дополнениями. 1 — нижняя и верхняя приконтактные зоны (НПЗ и ВПЗ); 2 — оливинитовая зона (ОЗ); 3, 4 — норитовая зона (НЗ) (3 — подзона переслаивания бронзититов и норитов (ПзПБН)); 5 — габбро-норитовая зона (ГНЗ); 6 — зона габбро-норитов с пижонитом (ЗГНп); 7 — гранитные массивы; 8 — вмещающие архейские гнейсы; 9 — субщелочной массив диоритов и монцодиоритов; 10 — долеритовые дайки; 11 — геологические границы; 12 — разрывные нарушения; 13 — профили ЮКЭ ПГО Севзапгеология, цифры в овалах — номера точек отбора; 14 — точки палеомагнитного опробования. А — схематическая геологическая карта Фенноскандинавского щита из [Lubnina, et al., 2017] с упрощениями и указанием районов палеомагнитных исследований; Б — пространственная модель формы и положения Киваккского интрузива (современное залегание расслоенной серии, срез по линии 101 профиля) по [Коптев-Дворников и др., 2001]

вторичными изменениями. Породообразующими минералами являются амфибол, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Также характерны такие минералы как биотит, апатит, магнетит, клинопироксен, фельдшпатоиды; в качестве вторичных — хлорит, эпидот. К текстурным особенностям относится наличие гнейсовидности. Возраст массива оценивается по Rb–Sr системе в 1800 млн лет [Ревяко и др., 2012]. Геологическая позиция субщелочных диоритов и монцодиоритов на сегодняшний день остается не вполне определенной, поскольку непосредственные контакты и взаимоотношения этих пород с архейскими гнейсами и гранитами не установлены, а граница с Киваккским массивом является тектонической и зафиксирована лишь в одной точке наблюдений. В остальных случаях контакты, как правило, находятся в задернованных оврагах или ручьях. В геологическом описании района граниты и щелочные диориты представлены как некий нерасчлененный комплекс гранитов и сиенитов [Turchenko, et al., 1991].

Несмотря на видимую свежесть пород Киваккского расслоенного интрузива исследования различных изотопных систем показали, что их замкнутость была нарушена. По U–Pb системе в цирконах был

определен возраст массива как 2444 ± 1 млн лет [Барков и др., 1991] и 2443 ± 5 млн лет [Ревяко и др., 2012]. В свою очередь, Rb–Sr система по валовым анализам пород массива показала изохрону (рис. 2, А), соответствующую 2127 ± 248 при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70251 \pm 31$ (СКВО = 0,1). Таким образом, можно говорить о том, что произошло некоторое событие, которое произошло ≈ 2000 –2150 млн лет назад и полностью нарушило Rb–Sr систему расслоенного массива. Это событие отразилось, судя по всему, и на гранитных массивах, расположенных на удалении от Киваккского интрузива, поскольку для них была получена изохрона по валам (рис. 2, Б), которая соответствует возрасту 2094 ± 72 млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70662 \pm 513$ (СКВО = 7,3). Для гранитов, расположенных в непосредственной близости к границам с Киваккой была получена изохрона (рис. 2, В) 2347 ± 62 млн лет ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70226 \pm 77$ (СКВО = 0,8), однако на рис. 2, Г хорошо видно, что это линия смешения гранитов и архейских гнейсов, которое произошло скорее всего в результате внедрения Киваккской магмы [Бычкова, Бычков, 2019].

Проведенные ранее палеомагнитные исследования неархейских–палеопротерозойских интрузий Карельского кратона показали наличие нескольких

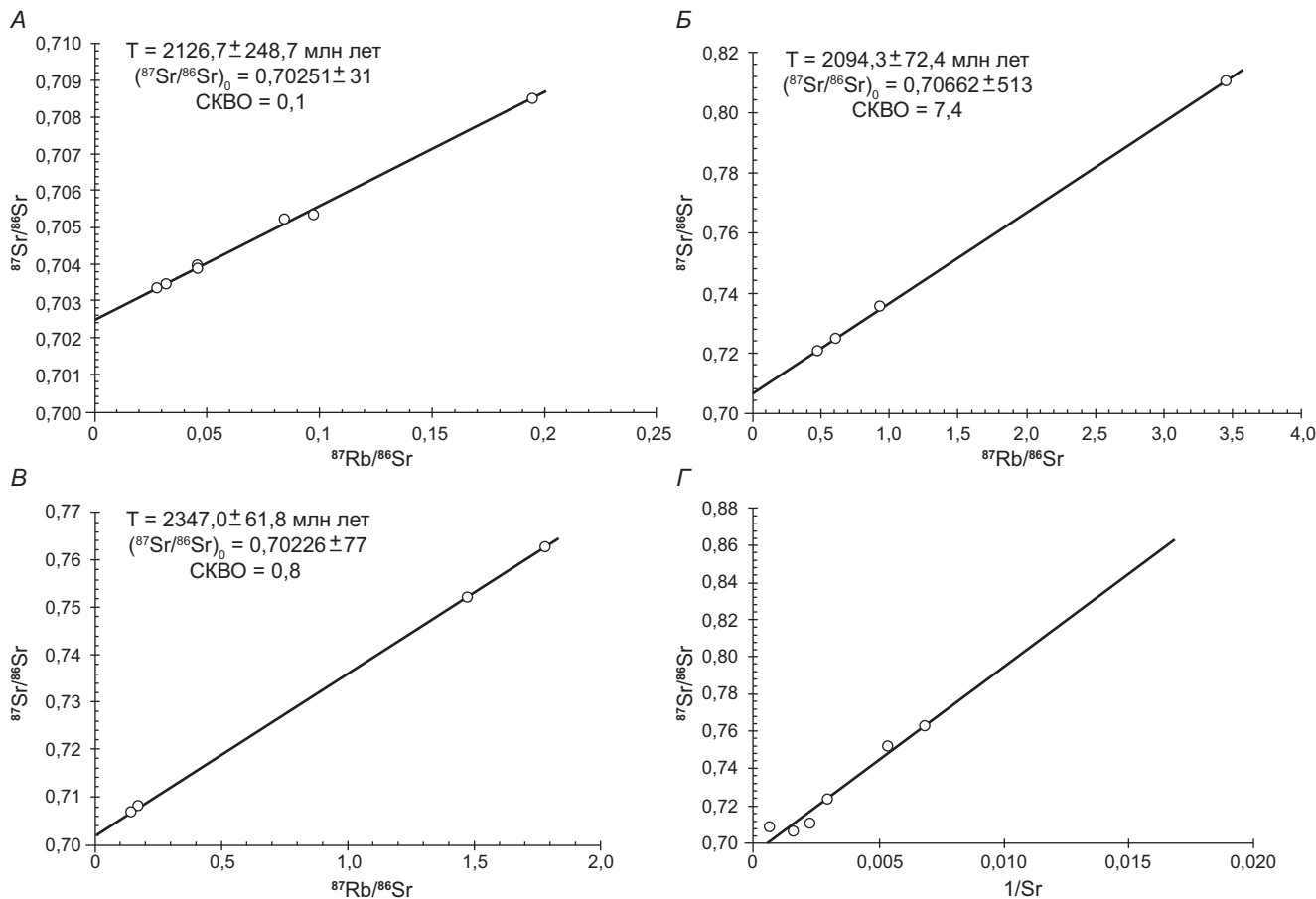


Рис. 2. Изохрона по валовым образцам пород Кивакского интрузива (А), вмещающим гранитам на удалении от массива (Б), геохрона (В) и линия смешения (Г) для образцов гранита экзоконтакта [Бычкова, Бычков, 2019]

разновозрастных компонент намагниченности [Лубнина, Слабунов, 2017; Pechersky, et al., 2004; Mertanen, et al., 1999, 2006; Zakharov, et al., 2022 и др.].

Методика исследований. Лабораторная обработка коллекций выполнена в петромагнитной лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике. Для определения минералов-носителей намагниченности в породе изучена непрерывная зависимость магнитной восприимчивости от температуры в отсутствие внешнего магнитного поля на приставке-печи CS-3 («AGICO», Чехия). Измерения проводили до температуры 700 °С в поле 300 мТл. Остаточную намагниченность в процессе температурных чисток измеряли на спин-магнитометре JR-6A («AGICO», Чехия). Для температурного размагничивания образцов использована немагнитная печь TD48 («ASC Scientific», США) с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл.

Все образцы подвергнуты детальному ступенчатому температурному размагничиванию до температур точек Кюри для минералов-носителей

намагниченности в исследуемых образцах. Число шагов температурной чистки варьировало от 10 до 20. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора ($n \cdot 10^{-5}$ А/м). Результаты ступенчатой температурной чистки образцов сопоставляли с данными магнитной чистки переменным магнитным полем контрольной группы образцов. Размагничивание проводили на приборе LDA-3A-AF («AGICO», Чехия) с диапазоном напряженности переменного поля от 1 до 100 мТл. Общее число шагов магнитной чистки до 15. Для проведения компонентного анализа [Kirschvink, 1980] использована программа Remasoft 3.0. Компонента считалась выделенной, если не менее 3 точек (шагов чистки) лежали на одной прямой на диаграмме Зийдervельда [Zijderveld, 1967].

Для каждой компоненты рассчитаны средние направления с учетом статистических параметров (кучность K и радиус доверия α_{95}). Время приоб-

Рис. 3. Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (приведены кривые первого нагрева красным цветом и охлаждения синим): А — образца из нижней приконтактной зоны (PCL); Б–Г — образцов оливинита (OL): Б — с титаномагнетитом, В — с вторичным магнетитом, Г — с вторичными магнетитом и гематитом; Д — образца норитов (NOR1); Е — образца габбро-норита с титаномагнетитом (GN1); Ж–З — образцов норитов из прослоя с сульфидами (NOR2); И–К — образцов из первой (И) и второй (К) долеритовых даек (DOL1 и DOL2 соответственно)

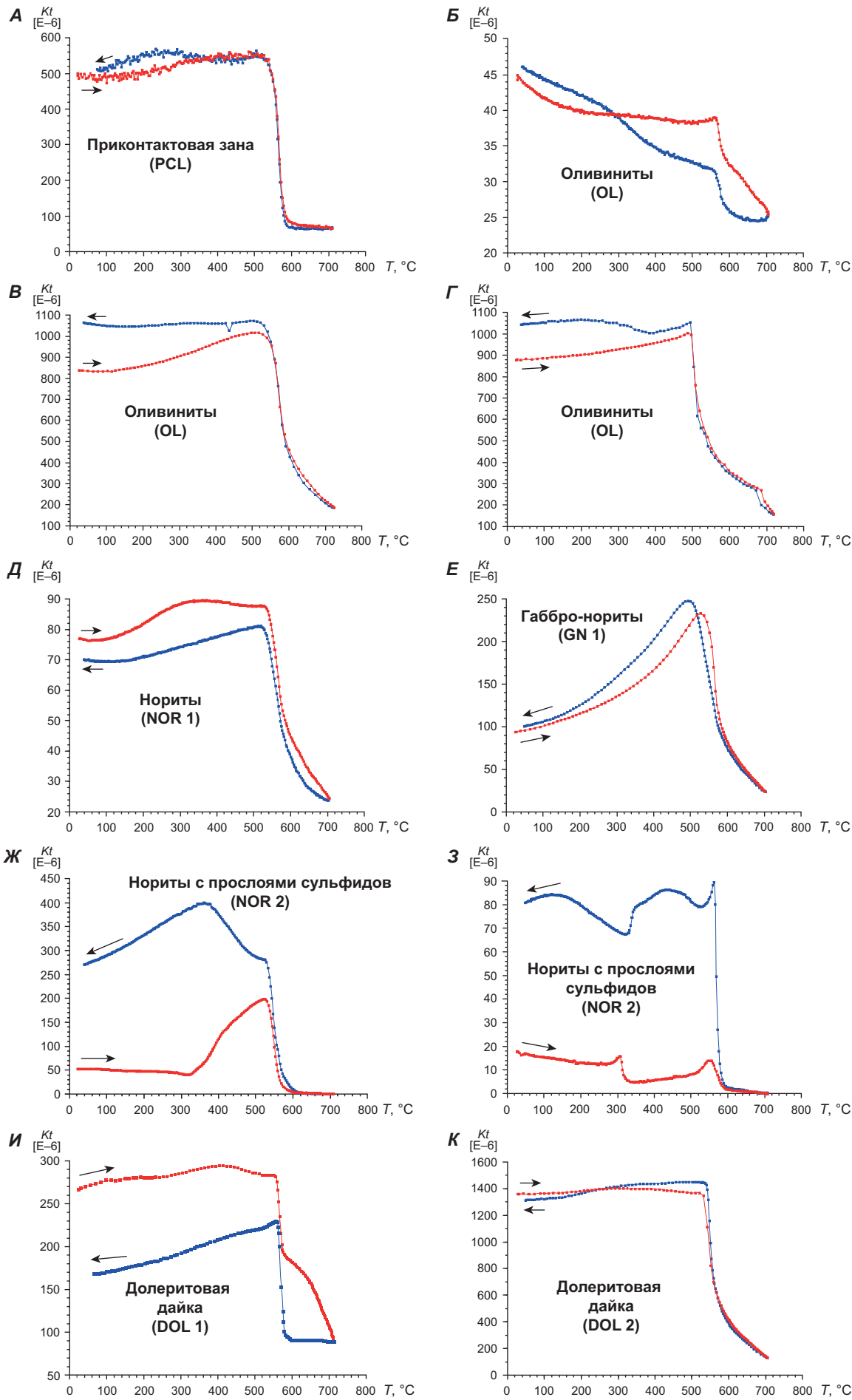


Таблица 1

Палеомагнитные направления выделенных компонент намагниченности и палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направления этих компонент на координаты отбора образцов пород Киваккского расслоенного интрузива									
Точка отбора	Тип пород/ индекс	Компо- нента	Координаты отбора		N/n	Географическая система координат			
			φ, °	λ, °		Dec, °	Inc, °	K	α ₉₅ , °
1	Нижняя приконтактовая зона (PCL)	НТ	66,194	30,564	1/10	135,0	21,8	34,1	8,4
2	Оливиниты (OL)	НТ	66,194	30,562	1/15	131,3	13,1	59,5	5,3
3	Нориты (переслаивание бронзитов и норитов) (NOR1A)	НТ	66,195	30,557	1/16	143,0	20,8	17,48	8,6
4	Нориты (NOR1B)	ЛТ	66,198	30,554	1/7	82,4	64,6	20,85	13,5
		НТ			1/18	120,0	22,8	20,31	7,9
	Долеритовая дайка (DOL1)	ЛТ			3/16	333,3	54,2	9,47	13,1
		НТ			3/20	315,0	60,0	62,47	6,6
5	Нориты (NOR2)	НТ	66,204	30,549	3/21	127,3	32,8	8,55	12,5
	Долеритовая дайка (DOL2)	ЛТ			2/9	334,4	46,2	41,65	8,1
		НТ			2/20	310,0	52,3	13,67	9,2
6	Габбро-нориты (GN1)	НТ	66,252	30,778	1/20	141,5	25,3	30,6	6,9
7	Габбро-нориты с пижонитом (GN2)	МТ	66,202	30,481	2/27	258,1	63,2	13,5	8,2
8	Верхняя приконтактовая зона (PCU)	ЛТ	66,204	30,480	2/9	349,6	43,9	33,62	9,0
		НТ			2/15	138,7	21,6	13,7	8,1
9	Щелочной интрузив (ALK)	НТ	61,205	30,479	1/10	344,6	40,5	43,6	7,4
10	Гранитоиды (GR)	НТ	66,217	30,537	1/7	344,4	39,6	35,07	10,3
	Габбро-нориты (GN3)	НТ			1/12	330,9	41,7	17,9	10,6
11	Среднее направление по габбро-норитам (НТ-компонента)			7/10/115		133,9	22,8	71,7	7,2
12	Среднее направление по вторичной ЛТ-компоненте			6/10/63		339,8	44,6	112,3	6,4
13	Среднее направление по НТ-компоненте в долеритовых дайках			3/7/67		319,7	51,7	48,8	17,8

Примечание. В — число сайтов; N — число образцов; φ, λ — широта и долгота точек отбора; Dec — склонение, Inc — наклонение; K — кучность; α₉₅ — радиус круга доверия при вероятности 95% для среднего направления; Φ°, Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; d_p, d_m — полуоси овала доверия полюса.

ретения породами компоненты намагниченности оценивали на основании тестов палеомагнитной надежности (тест контакта).

С каждого среднего направления выделенных компонент намагниченности пересчитаны положения палеополюсов на координаты точек отбора образцов.

Результаты исследований и их обсуждение. Терромагнитный анализ позволил установить широкий спектр минералов-носителей намагниченности в образцах, отобранных в разных зонах расслоенного интрузивного массива Кивакка (рис. 3). В образцах из нижней приконтактовой зоны основным минералом-носителем намагниченности является магнетит (T_c = 578 °С, рис. 3, А). Породы сильномагнитны, величина намагниченности варьирует от 9,14 до 55 × 10⁻¹ А/м, магнитной восприимчивости — от 2,21 до 8,63 × 10⁻³ ед. СИ. В образцах выделяется одна компонента юго-западного склонения и умеренного положительного наклонения (табл. 1).

В оливинитовой зоне встречаются слабомагнитные образцы, величина намагниченности в которых не превышает от 3,47 × 10⁻³ А/м, а магнитной

восприимчивости — 45 × 10⁻⁶ ед. СИ. В образцах присутствует высокотитанистый титаномagnetит, в подчиненном количестве однодоменный magnetит и возможно маггемит (рис. 3, Б). Большая часть образцов из этой зоны содержит однодоменный magnetит (рис. 3, В, Г). Такие образцы характеризуются высокими значениями намагниченности 43–110 × 10⁻¹ А/м и магнитной восприимчивости до 6,5 × 10⁻² ед. СИ. Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что при гидротермальном воздействии на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+magnetит с небольшой примесью хлорита и актинолита:

$$2(\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.25})_2\text{SiO}_4 + 7/3\text{H}_2\text{O} = \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 1/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1/3\text{H}_2.$$

Установлено, что образование вторичного magnetита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия. Присутствие сульфата

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направления этих компонент на координаты отбора образцов пород Киваккского расслоенного интрузива в географической и стратиграфической системах координат

Точка отбора	Индекс точки отбора	Компо- нента	Координаты		N/n	Поляр- ность	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
			φ, °	λ, °			F	Λ °E	dp, °	dm, °	F	Λ °E	dp, °	dm, °
1	PCL	HT	66,194	30,564	1/10	R	5,8	254,8	4,7	8,9	−14,9	250,8	7,8	11,4
2	OL	HT	66,194	30,562	1/15	R	9,1	259,7	2,8	5,4	−9,0	256,7	4,0	6,5
3	NOR1A	HT	66,195	30,557	1/16	R	8,4	247,3	4,7	9,0	−11,4	241,0	7,8	11,6
4	NOR1B	LT	66,198	30,554	1/7	N	44,4	103,6	17,4	21,7	53,6	188,3	12,1	78,1
		HT			1/18	R	−0,5	268,5	4,5	8,4	−20,5	269,6	7,1	10,6
	DOL1	LT			3/16	N	54,8	250,5	12,9	18,4	32,4	247,8	7,5	14,0
		HT			3/20	N	54,6	277,8	7,5	10,0	32,6	261,5	4,1	7,3
5	NOR2	HT	66,204	30,549	3/21	R	−2,7	259,9	8,0	14,2	−29,0	259,0	14,9	19,3
	DOL2	LT			2/9	N	48,2	245,7	6,6	10,4	28,9	244,5	4,3	8,4
	DOL2	HT			2/20	N	45,6	272,5	8,7	12,6	27,3	263,7	5,2	9,8
6	GN1	HT	66,252	30,778	1/20	R	5,6	248,1	4,0	7,4	−16,0	61,6	7,0	9,8
7	GN2	MT	66,202	30,481	2/27	N	35,8	331,6	10,2	12,9	28,3	295,1	6,1	10,0
8	PCU	LT	66,204	30,480	2/9	N	49,0	224,9	7,0	11,3	31,0	231,7	4,8	9,3
		HT			2/15	R	−6,9	251,3	4,5	8,5	−13,3	247,2	7,4	11,0
9	ALK	HT	61,205	30,479	1/10	N	45,8	231,1	5,4	8,9	28,4	234,6	3,8	7,5
10	GR	HT	66,217	30,537	1/7	N	45,1	231,2	7,4	12,9	27,9	234,4	5,3	10,5
	GN3	HT			1/12	N	44,0	248,7	7,9	13,0	26,0	246,2	5,5	10,8
11	Средний палеомагнитный полюс (HT Кивакка)		7/10/115		R		6,9	251,3	4,5	8,5	−13,3	247,2	7,1	11,0
12	Средний палеомагнитный полюс (LT-компонента)		6/10/63		N		48,1	238,2	5,1	8,1	20,3	239,9	3,4	6,6
13	Средний палеомагнитный полюс (дайки, HT-компонента)		3/7/67		N		48,5	266,2	16,5	24,3	28,7	256,8	9,9	18,8

Примечание. См. прим. к табл. 1; N и R — прямая и обратная полярность.

в растворе приводит к формированию пирита вместо магнетита.

В образцах из оливинитовой зоны выделяется компонента намагниченности юго-западного склонения и умеренно-низкого положительного наклона (табл. 2), причем чем более магнитные породы (больше однодоменного магнетита), тем наклонение ниже.

В образцах из «огненных» оливинитов красного цвета в составе магнитной фракции присутствует 10–5% гематита (рис. 3, Г). Его образование связано с современным выветриванием оливинитов. В таких образцах чаще всего выделяется одна компонента намагниченности с более крутым наклонением, чем в оливинитах только с однодоменным магнетитом. Встречаются также единичные образцы с низкотемпературной компонентой с юго-восточным-восточным склонением и крутым положительным наклонением.

В образцах *норитовой* зоны основным минералом-носителем намагниченности является низкотитанистый титаномагнетит (рис. 3, Д). Породы слабомагнитны, величина магнитной восприимчи-

вости не превышает $0,75\text{--}1,20 \times 10^{-3}$ ед. СИ. В зоне переслаивания норитов и бронзитов выделяется «сульфидный горизонт», представленный пиритом, пентландитом и халькопиритом (рис. 3, Ж–З). Все сульфиды являются синмагматическими. В образцах норитов выделяется компонента юго-восточного склонения и умеренного положительного наклона (табл. 1). Породы прорваны долеритовыми дайками (DOL 1 и DOL2 на рис. 1). На контакте норитов с дайкой в образцах норитов в низкотемпературном/низкокоэрцитивном спектре появляется еще одна компонента намагниченности северо-восточного склонения и умеренно-высокого положительного наклона (табл. 1). В образцах долеритов сайта DOL1 выделяются две компоненты намагниченности: в низкотемпературном/низкокоэрцитивном интервале до 250–300 °С и 15–20 мТл — компонента север-северо-западного склонения и умеренного положительного наклона, а в высокотемпературном/высококоэрцитивном спектре (до 580 °С и 100 мТл) — компонента северо-восточного склонения и умеренного положительного наклона (табл. 1). Причем чаще всего в образцах видны

суммы этих компонент — в ходе размагничивания отчетливо выделяются круги перемагничивания, пересекающиеся в точке $\text{Dec} = 6^\circ$ $\text{Inc} = 46,7^\circ$ $\alpha_{95} = 5,3^\circ$. Формально тест контакта положительный (т. е. породы не были перемагничены после внедрения дайки), но в образцах вмещающих норитов склонение вторичной «дайковой» компоненты на 40° больше, чем в самой дайке, что заставляет сомневаться в корректности теста контакта.

Следует отметить, что норитов и прорывающей дайки во втором сайте (NOR2 и DOL2 на рис. 1) более магнитны по сравнению с норитами и дайкой в первом сайте. Величины намагниченности варьируют в диапазоне $11\text{--}27 \times 10^{-1}$ А/м и магнитной восприимчивости — $1,47\text{--}4,52 \times 10^{-2}$ ед. СИ. В образцах норитов NOR2 и долеритовой дайки DOL2 выделяются те же компоненты, что и в образцах сайта 1, но средние направления низкотемпературных/никокоэрцитивных компонент отличаются в двух сайтах по наклонению на $25\text{--}30^\circ$, а высокотемпературные/высококоэрцитивные компоненты — по наклонению на $70\text{--}80^\circ$ (табл. 1, рис. 4). Характер магнитной записи и состав магнитной фракции сходный, но различие средних направлений выделенных компонент намагниченности свидетельствует о возможном вращении второго блока.

В образцах *габбро-норитов с пижонитом* в верхней части разреза магнитная запись крайне шумная. Вместе с тем, в части образцов удалось выделить компоненты северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (табл. 2). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты намагниченности на координаты точек отбора близок полюсу Куэтсъярви 2058 млн лет [Salminen, et al., 2014]. Возможно, в этих породах сохранилась вторичная компонента намагниченности, образовавшаяся в начале Лападско-Кольской орогении.

В образцах *габбро-норитов из верхней приконтактовой зоны (PCU), щелочном интрузиве (ALK) в западной части и гранитоидах (GR) в восточной части* района работ выделяется компонента северо-северо-западного склонения и умеренно положительного наклонения (табл. 1, рис. 4). Поскольку среднее направление этой компоненты совпадает и в породах расслоенной Киваккской интрузии, и в прорывающих ее дайках, а также в прорывающем щелочном массиве, тест контакта отрицательный и свидетельствует в пользу приобретения породами этой вторичной компоненты намагниченности после внедрения дайковых тел и щелочного интрузива. Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления вторичной компоненты намагниченности (табл. 1), близок полюсу Свекофеннского перемагничивания Карельского кратона $1,80\text{--}1,88$ млрд лет (рис. 4 и 5).

Определение времени «наклона» Киваккского расслоенного интрузива. Установлено, что Киваккский массив наклонен на северо-запад под

углом 30° [Коптев-Дворников и др., 2001], при этом предполагается, что наклон пород произошел на постмагматической стадии $\sim 2,45$ млрд лет назад.

Для всех высокотемпературных компонент намагниченности, выделенных в породах расслоенной Киваккской интрузии, рассчитано среднее направление (табл. 1). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты намагниченности, отличается от ключевого полюса $2,45$ млрд лет для Карельского кратона (табл. 2) [Scherbakova, et al., 2017]. Вместе с тем, в стратиграфической системе координат (предполагая, что расслоенность в интрузии вертикальная) палеомагнитный полюс совпадает с направлением характеристической компоненты намагниченности в Бураковской интрузии (рис. 5) [Mertanen, et al., 2006], из этого следует, что намагниченность приобретена породами до наклона Киваккской расслоенной интрузии.

Совпадение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления высокотемпературной компоненты в габбро-норитах с пижонитом в стратиграфической системе координат с полюсом $2,05$ млрд лет Карельского кратона свидетельствует об отсутствии наклона расслоенной интрузии в момент приобретения породами этой компоненты намагниченности.

Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты в дайках, лежит между полюсом Свекофеннского перемагничивания и полюсом $1,97$ млрд лет Карельского кратона [Fedotova, et al., 1999] (рис. 5). Учитывая, что компоненты в дайках лежат на дуге большого круга (что говорит о сумме двух компонент намагниченности), можно предположить, что образование НТ-компоненты происходило синхронно с наклоном Киваккской расслоенной интрузии.

Совпадение палеомагнитного полюса, пересчитанного с направления вторичной компоненты ЛТ в географической системе координат с направлением свекофеннского перемагничивания и ключевым полюсом $1,84$ млрд лет для Карельского кратона (рис. 5), свидетельствует о том, что породы приобрели эту компоненту намагниченности же после наклона Киваккского расслоенного интрузива.

Выводы. В результате детальных палеомагнитных исследований пород Киваккской расслоенной интрузии и долеритовых даек выделено четыре метакронные компоненты намагниченности.

Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента, выделенная в породах Киваккского расслоенной интрузии образовалась в процессе кристаллизации массива $2,45$ млрд лет назад.

Три метакронные компоненты намагниченности образовались в результате воздействия гидротермальных флюидов на разных этапах эволюции Киваккского массива $2,05$ млрд лет назад, $1,98$ млрд лет назад и $1,88$ млрд лет назад.

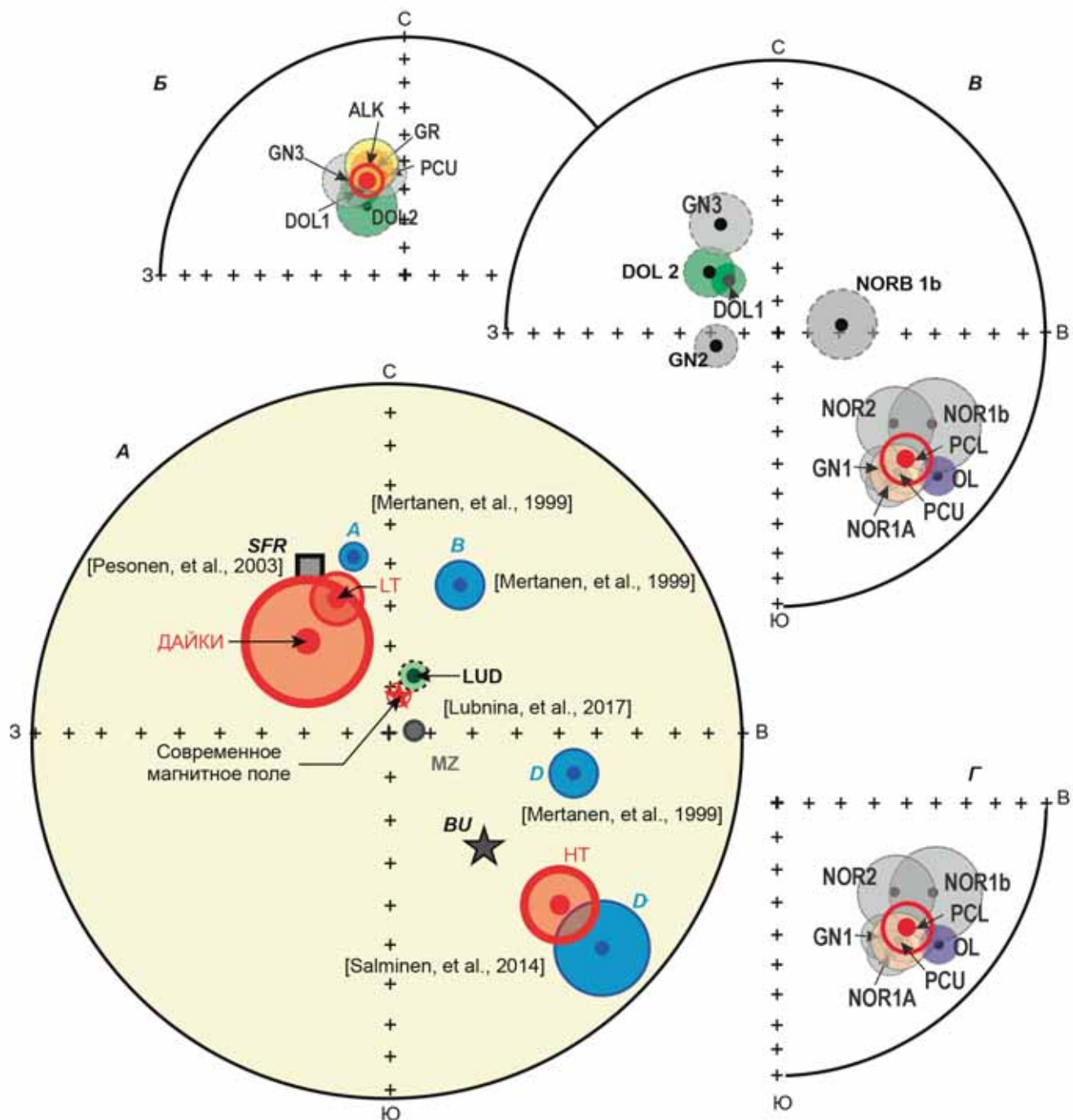


Рис. 4. Сопоставление средних направлений выделенных компонент намагниченности с полученными ранее метакронными компонентами для Карельского кратона/Фенноскандии (А) и направления выделенных метакронных компонент намагниченности на уровне образцов и их средние значения (красным цветом) с кругами 95%-го доверия в географической (современной) системе координат: В — низкотемпературной/низкокоэрцитивной компоненты LT, В — высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты HT, выделенной в породах расслоенной интрузии Кивакка и прорывающих долеритовых дайках; Г — то же для образцов из расслоенной интрузии

Сопоставление разновозрастных вторичных компонент для Киваккского и Бураковского расслоенных интрузивов, а также палеопротерозойских мафических даек Паанаярвской структуры показало, что наклон Киваккского расслоенного массива произошел, скорее всего, в процессе формирования Лапландского-Кольского орогена между 2150 и 1980 млн лет назад, а не при внедрении, как предполагалось ранее.

Термодинамическое моделирование образования гидротермальных минеральных парагенезисов для пород Киваккского расслоенного интрузива показало, что в случае гидротермального воздействия на оливинит во всех случаях возникает парагенезис серпентин+магнетит с небольшой примесью хлорита, актинолита. Установлено, что образование вторичного магнетита характерно лишь для бессульфатных растворов хлорида натрия.

петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 281–302.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. № 9(1). С. 3–27.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 3–25.

Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка (С. Карелия) // Петрология. 2012. № 20(2). С. 115–135.

Bychkova Y.V., Mikliaeva E.P., Koptev-Dvornikov E.V., et al. Proterozoic Kivakka layered mafic-ultramafic intrusion, Northern Karelia, Russia: Implications for the origin of granophyres of the Upper boundary group // Precambrian Research. 2019. Vol. 331. 105381.

Elming S.-A., Layer P., Söderlund U. Cooling history and age of magnetization of a deep intrusion: A new 1.7 Ga key pole and Svecofennian–post Svecofennian APWP for Baltica // Precamb. Res. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.05.022>.

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.

Lubnina N., Pasenko A., Novikova M., et al. The East European craton at the end of the Paleoproterozoic: A new paleomagnetic pole of 1.79–1.75 Ga // Moscow Univ. Geol. Bull. 2016. Vol. 71 (1). P. 18–27.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova A.V., et al. Fennoscandia before Nuna: paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications // Precamb. Res. 2017. Vol. 292. P. 1–12.

Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.I., et al. Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield — implications for continental reconstructions. // Precamb. Res. 1999. Vol. 98. P. 197–221.

Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., et al. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // Precamb. Res. 2006. Vol. 144. P. 239–260.

Pasenko A.M., Lubnina N.V. The Karelian Craton in the Paleoproterozoic: new paleomagnetic data // Moscow Univ. Geol. Bull. 2014. Vol. 69 (4). P. 189–197.

Pechersky D.M., Zakharov V.S., Lyubushin A.A. Continuous record of geomagnetic field variations during cooling of the Monchegorsk, Kivakka and Bushveld Early Proterozoic layered intrusions // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. Vol. 6(6). P. 391–456.

Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. Vol. 375 (1–4). P. 289–324.

Pisarevsky S.A., Bylund G. Paleomagnetism of 1780–1779 Ma mafic and composite intrusions of Smeland (Sweden): implications for the Mesoproterozoic supercontinent // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 1168–1186.

Salminen J., Halls H.C., Mertanen S., et al. Paleomagnetic and Geochronological Studies on Paleoproterozoic Diabase Dykes of Karelia, East Finland -Key for Testing the Superia Supercraton // Precambrian Research. 2014. Vol. 244. P. 87–99.

Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., et al. Paleointensity Determination on Paleoarchaeon Dikes within the Vodlozerskii Terrane of the Karelian Craton // Izvestiya — Phys. of the Solid Earth. 2017. Vol. 53 (5). P. 714–732.

Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V., et al. The Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu–Ni, PGE and Cu–Au mineralizations // Geol. Foren. Stockholm Forhund. 1991. 113. p. 70–72.

Zakharov V.S., Lubnina N.V., Stepanova A.V., Gerya T.V. Simultaneous intruding of mafic and felsic magmas into the extending continental crust caused by mantle plume underplating: 2D magmatic-thermomechanical modeling and implications for the Paleoproterozoic Karelian Craton // Tectonophysics. 2022. Vol. 822. 229173. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229173>

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

Статья поступила в редакцию 04.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025