

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 · 2018 · НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Кривицкий В.А., Старостин В.И. Концепция кластерной эволюции минерализации в истории Земли	3
Лубнина Н.В., Тарасов Н.А. Палеомагнитные исследования сариолийских конгломератов Онежской структуры Карельского протократона: о глобальном палеопротерозойском перемагничивании	18
Хлебникова О.А., Иванова А.А., Никишин А.М., Росляков А.Г., Старовойтов А.В. Анализ гравитационных отложений материкового склона и его подножия в северо-восточной части Черного моря	29
Игнатов П.А., Новиков К.В., Зарипов Н.Р., Ходня М.С., Бурмистров А.А., Лисковая Л.В., Килижеков О.К. Эруптивные флюидоразрывные образования Накынского алмазоносного поля в Якутии	37
Бровченко В.Д., Попов Д.В., Некрылов Н.А., Шкурский Б.Б., Плечов П.Ю. Природа протолита кварц-карбонат-дикитовых метасоматитов на водоразделе рек Бодрак и Альма и в окрестностях с. Трудолюбовка (Юго-Западный Крым)	45
Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И., Соколова А.Ю. Условия седиментации конкских отложений Таманского полуострова	51
Завьялова А.П., Чупахина В.В., Ступакова А.В., Гатовский Ю.А., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Сулова А.А., Большакова М.А., Санникова И.А., Калмыков А.Г. Сравнение разрезов доманиковых отложений Волго-Уральского и Тимано-Печорского бассейнов в местах их естественного выхода на дневную поверхность	57
Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Ханин Д.А., Некрасов А.Н., Сеткова Т.В. Особенности внутреннего строения синтетического аналога малахита	74
Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геодинамические и физико-химические условия формирования степнинского монцогаббро-граносиенит-гранитного комплекса (Южный Урал)	82
Казаков А.А., Шелепов В.В., Рамазанов Р.Г. Особенности оценки эффективности потокоотклоняющих технологий	93
Лу Яньцзюнь, Хань Цзиньсюань, Шелепов В.В., Макарова Е.Ю., Ли Кай, Чу Цзюнь Методы добычи метана из угольных пластов бассейна Циньшуй (КНР)	102
Киреева Т.А., Салихов Ф.С., Бычков А.Ю., Харитоновна Н.А., Ромашкина А.В. Новые данные о микроэлементном и изотопном составе термальных источников Таджикистана	109

Краткие сообщения

Е Юаньцю. Фациальные особенности позднечетвертичного осадконакопления на Дунайском и Сочинском полигонах Черного моря	117
Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2018 г.	121

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, Н.А. Тарасов²

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ САРИОЛИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАРЕЛЬСКОГО ПРОТОКРАТОНА: К ВОПРОСУ О ГЛОБАЛЬНОМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИИ³

В результате палеомагнитных исследований сариолийских (2,4–2,3 млрд лет) конгломератов Онежской структуры выделены две характеристические компоненты намагниченности. Среднее направление среднетемпературной компоненты имеет кучное распределение и совпадает с направлением Svecofennian перематничивания в пределах Карельского протократона. Направления выделенных в конгломератах высокотемпературных компонент намагниченности имеют значительный разброс, что свидетельствует о первичной природе этой компоненты намагниченности. Выделены два кластера высокотемпературной компоненты, связанные не только с составом протолитов, но и с различными условиями преобразований пород, в том числе с их флюидонасыщенностью.

Ключевые слова: Карельский протократон, сариолийские конгломераты, Онежская структура, перематничивание, палеопротерозой, тест контакта, тест конгломератов.

As a result of paleomagnetic studies Sariolian 2,4–2,3 Ga conglomerates of the Onega basin of the Karelian protocraton, two characteristic components of magnetization have been separated. Mean direction of the medium-temperature component has a heap distribution and coincides with mean direction of the Svecofennian remagnetization within the Karelian protocraton. The directions of high-temperature magnetization components isolated in conglomerates have a significant spread, which indicates the primary nature of this magnetization component. Two clusters of high-temperature components associated not only with the composition of protolites, but also with different conditions of rock transformations, including their fluid saturation, are distinguished.

Key words: Karelian protocraton, Sariolian conglomerates, Onega structure, remagnetization, Paleoproterozoic, contact and conglomerate tests.

Введение. Многолетние палеомагнитные исследования архейских–раннепалеопротерозойских комплексов Карельского протократона свидетельствуют о присутствии практически во всех объектах в средне-, а иногда и высокотемпературном интервале стабильной компоненты намагниченности север–северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения. Традиционно ее образование связывают со Svecofennian перематничиванием 1,88–1,80 млрд лет назад [Mertanen et al., 1999]. Иногда в образцах раннепротерозойских мафических даек и расслоенных интрузий выделяются еще две древние компоненты намагниченности — северо-восточного и восток–юго-восточного склонения и умеренного положительного наклонения (соответственно компоненты В и D по [Mertanen et al., 1999]). Время приобретения породами компонент намагниченности оценивается как ~1,75 млрд лет (компонента В) и 2,45–2,40 млрд лет (компонента D) [Mertanen et al., 2006]. При этом первичная природа компоненты D доказа-

на на основании положительного теста контакта [Salminen et al., 2014]. Вместе с тем средние направления компонент В и D «размазаны» по дуге большого круга в первом и втором квадрантах, что свидетельствует о неполном разделении как докембрийских, так и фанерозойских («девонской» и «каледонской») компонент намагниченности [Лубнина, Захаров, 2018].

Для доказательства первичной природы D-компоненты намагниченности и оценки вклада разновозрастных вторичных компонент применен еще один тест палеомагнитной надежности — тест конгломератов.

Основными объектами исследований стали сариолийские (2,4–2,3 млрд лет) конгломераты палеозерской и пенжинской свит Онежской структуры Карельского протократона. Выбор объектов неслучаен — в гальках конгломератов присутствуют обломки как вмещающих неархейских гранитоидов, так и подстилающих сумийских андезитов и андезибазальтов. Кроме того, для сопостав-

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студент; *e-mail:* tarasovnik12@gmail.com

³ Работа выполнена за счет гранта РНФ (проект № 18-17-00170), гранта РФФИ (проект № 17-05-01270) и на приборах, закупленных по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

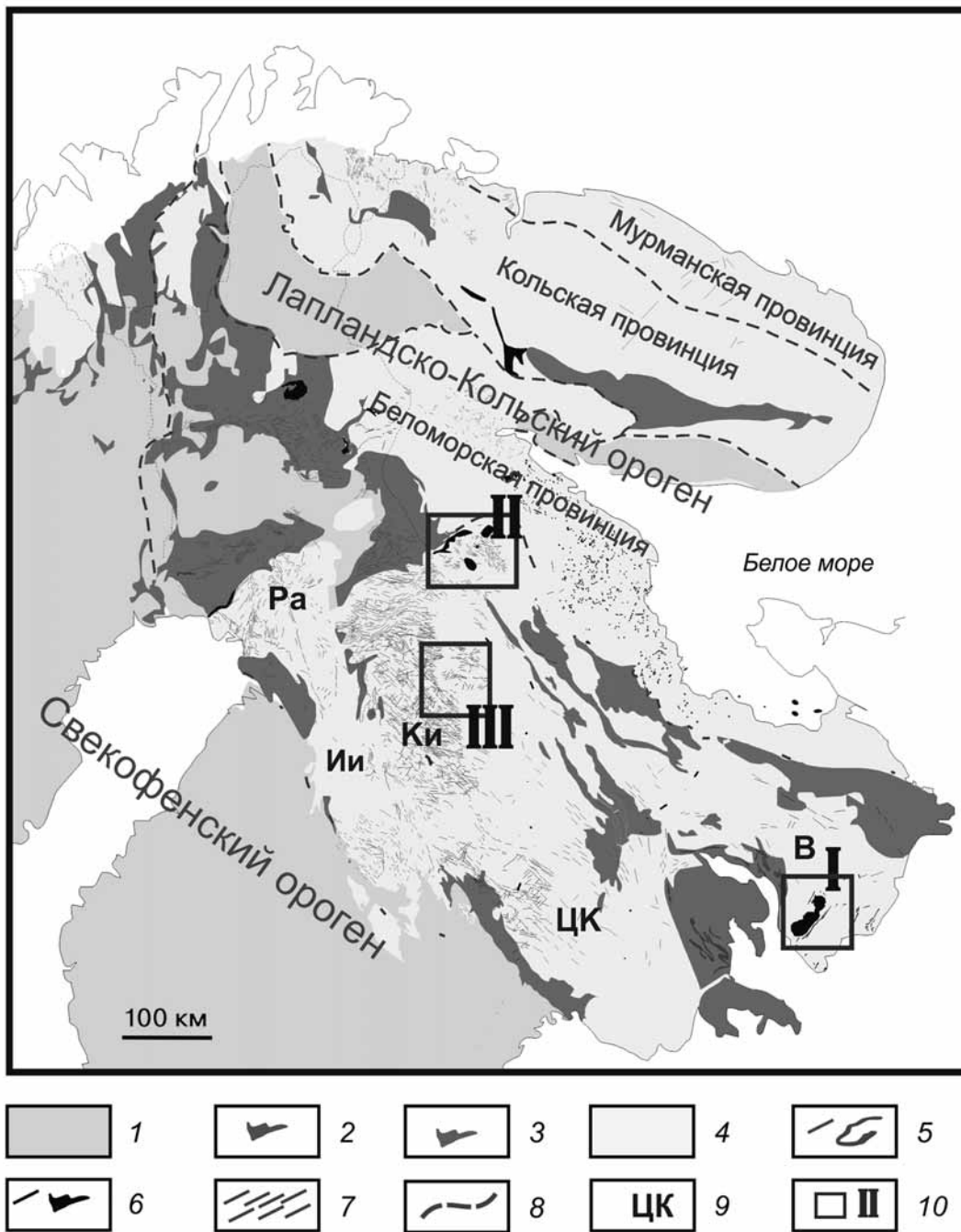


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Фенноскандинавского щита, по [Lubnina et al., 2017] с упрощениями и указанием районов палеомагнитных исследований: 1 — палеопротерозойские комплексы Свеккофенского орогена; 2 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы, 2,3–1,8 млрд лет; 3 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы 2,06–1,95 млрд лет; 4 — архейско-раннепалеопротерозойские комплексы Фенноскандинавского щита; 5 — палеопротерозойские (людиковийские, 1,98 млрд лет) дайки и силлы; 6 — раннепалеопротерозойские (сумийские, 2,45 млрд лет) дайки и расслоенные интрузии; 7 — палеопротерозойские (?) дайки недатированные; 8 — границы основных тектонических единиц Фенноскандинавского щита; 9 — террейны Карельского кратона: Ра — Рануа, Ии — Иисалми, Ки — Кианта, ЦК — Центрально-Карельский, В — Водлозерский; 10 — районы палеомагнитного опробования

ления идентичности магнитной записи в породах и гальках использованы данные палеомагнитных исследований архейских гранитоидов о-вов Деда и Горелый, прорванных неоархейскими дайками габброноритов [Scherbakova et al., 2017], сумийских расслоенных интрузий Бураковка [Mertanen et al., 2006; Scherbakova et al., 2017] и Кивакка (неопубл. данные авторов), а также сумийских мафических даек Пяозерской структуры.

Геология. Архейский Карельский кратон сформирован в результате коллизии 5 террейнов — Водлозерского, Центрально-Карельской, Кианта, Иисалми и Рануа, произошедшей около 2,70 млрд лет назад [Слабунов и др., 2006]. Фундамент Карельского кратона (3,5–3,2 млрд лет) представляет собой гранит-зеленокаменную область, образованную сложным сочетанием пород архейского и палеопротерозойского возраста.

Основную часть кратона слагают породы тоналит-гранодиоритовой ассоциации (ТГА) с возрастом более 3,0 млрд лет.

Древнейший Водлозерский терреин расположен в юго-восточной части Карельского кратона (рис. 1). Его гранит-зеленокаменные комплексы являются основанием Онежской палеопротерозойской структуры [Слабунов и др., 2006; Онежская палеопротерозойская..., 2011] (рис. 1). Сумийские образования представлены метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами глубоководной и кумсинской свит в краевой части Онежской структуры (Кумсинская синклиналь и другие менее крупные структуры), а также интрузивными породами Бураковского перидотит-габбронорит-габбродиоритового комплекса, расположенного в восточной части Онежской структуры. Мощность глубоководной свиты составляет 145–150 м, кумсинской — 1300–1400 м [Онежская палеопротерозойская..., 2011].

Породы сариолийской системы (палеозерская свита) с несогласием залегают на образованиях архея и сумия и представлены главным образом элювиально-делювиальными брекчиями (кора выветривания по подстилающим породам), конгломератами, песчаниками, алевролитами и хлоритовыми сланцами. Общая мощность свиты варьирует в широких пределах — от нескольких метров до сотен метров [Коросов и др., 2011]. На западном берегу оз Палеозеро (Салвалампи) отложения палеозерской свиты представлены полимиктовыми конгломератами с преобладающими в гальках гранитогнейсов и гранитов, сменяющимися вверх по разрезу мелкообломочными конгломератами. Выше по разрезу залегает пачка неслоистых тонкозернистых туфопесчаников с линзами конгломератов, а также редких обломков базальта и гранита («плавающие» гальки), перекрытая пачкой зеленых тонкозернистых хлоритовых сланцев [Онежская палеопротерозойская..., 2011].

Образования ятулийской системы залегают после крупного стратиграфического перерыва с резким угловым и азимутальным несогласием на глубоко эродированной поверхности доятулийских комплексов и наиболее распространены в пределах Северо-Онежского синклинория.

Для установления наличия или отсутствия регионального перемагничивания, связанного с формированием Свекофенского орогена, проведены детальные петро-палеомагнитные исследования сариолийских (2,3–2,1 млрд лет) конгломератов Онежской структуры Карельского протократона, отобранных в ходе экспедиционных работ 2017 г. в 5 сайтах. Всего для проведения исследований был выбурен 81 ориентированный образец галек, из них 25 образцов галек вмещающих архейских гранитоидов, 41 образец галек сумийских (2,45 млрд лет) расслоенных интрузий и 15 образцов из сариолийского (2,3–2,1 млрд лет) матрикса (рис. 1, 2).

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). Для контроля над возможными вторичными изменениями основных минералов-носителей намагниченности в ходе лабораторного нагрева измеряли магнитную восприимчивость после каждого шага чистки. Измерения прекращали, если значения магнитной восприимчивости увеличивались в 2 раза и более. Чистка также прекращалась в случае хаотичного поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе нагрева.

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 Зийдервельда [Zijderveld, 1967].

Для каждой компоненты, выделенной в среднетемпературном температурном спектре, рассчитывали средние направления с учетом статистических параметров (кучность K и радиус доверия $\alpha 95$). Время приобретения породами компоненты намагниченности оценивали на основании тестов палеомагнитной надежности (тест конгломератов). Для проверки гипотезы о равномерном распределении векторов на сфере были использованы тест галек Рэля [Watson, 1956] и модификационный тест конгломератов [Шипунов, Муравьев, 1997].

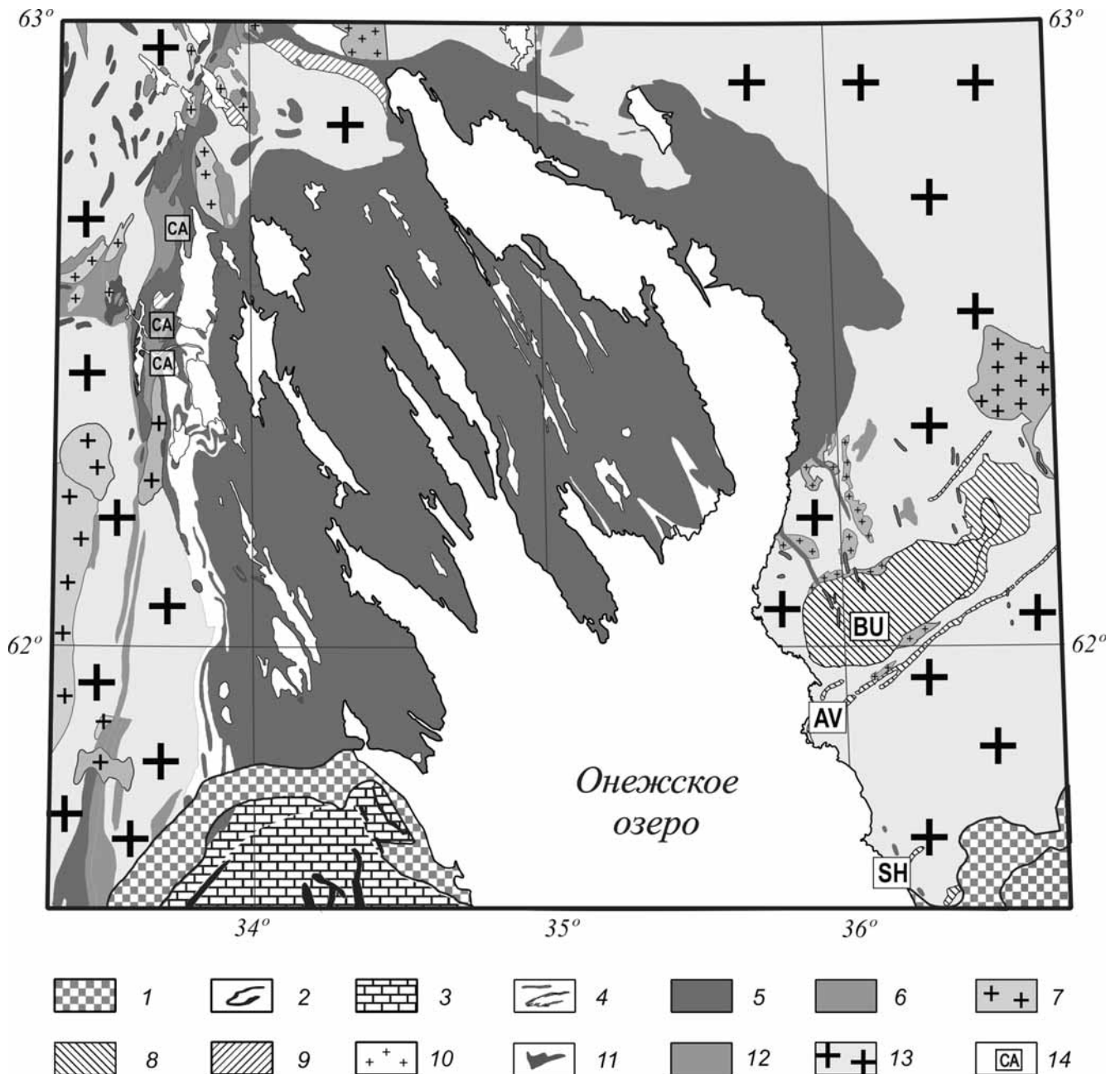


Рис. 2. Обзорная геологическая карта Онежской структуры, по [Онежская структура..., 2011] с изменениями и указанием точек палеомагнитного опробования: 1 — фанерозойский платформенный чехол; 2–9 — протерозойские образования: 2 — вепсийский (1752 млн лет) силл основных пород; 3 — вепсийские (1800–1650 млн лет) осадочные комплексы; 4 — людикийские (1985–1956 млн лет) дайки, силлы и интрузии габброидов, долеритов, перидотитов; 5 — людикийский и ятулийский (2300–1920 млн лет) вулканогенный и осадочный комплексы; 6 — сариолийский (2400–2300 млн лет) вулканогенный и осадочный комплексы; 7 — граниты (2440 млн лет); 8 — перидотит-габброноритовые расслоенные интрузии и дайки габброидов (2500–2450 млн лет); 9 — сумийские (2500–2450 млн лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 10–13 — архейские образования: 10 — крупнозернистые граниты онежского комплекса (2884–2690 млн лет); 11 — мафические и ультрамафические интрузии (2890–2895 млн лет); 12 — вулканогенные (3020–2850 млн лет) и осадочные комплексы; 13 — мезоархейские (>2895 млн лет) тоналиты и гранодиориты; 14 — объекты палеомагнитного опробования

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

Палеомагнитные результаты. Для определения минералов-носителей намагниченности в образцах сариолийских конгломератов снято 8 кривых — зависимостей магнитной восприимчивости от температуры (ТМА). Установлено, что образцы архейских гранитоидов содержат магнитные суль-

фиды железа (пирротин), также в некоторых из этих образцов присутствует магнетит (рис. 3, а). В образцах галек раннепалеопротерозойских (сумийских) расслоенных интрузий намагниченность связана с маггемит-магнетитовой ассоциацией (рис. 3, б). Наблюдается незначительное (не более 10–15%) увеличение магнитной восприимчивости при нагреве, что связано с превращением маггемита в гематит. Поведение магнитной восприимчивости при нагреве в образцах габброноритов,

Таблица 1

Палеомагнитные полюсы, полученные для сариолийских конгломератов Онежской структуры Карельского протократона

№ п/п	Объект исследований	Обозначение сайта	Координаты точек отбора.		Палеомагнитное направление					Палеомагнитный полюс			
			φ, град.	λ, град.	V/N	Dec, °	Inc, °	K	α ₉₅ , °	Φ, °N	Λ, °E	d _p , °	d _m , °
Высокотемпературная компонента намагниченности													
1	Гальки архейских гранитоидов	AR _{HT}	62,45	33,67	2/10	82,3	73,8	2,52	20,2	52,9	89,4	18,4	27,3
2	Гальки сумийских расслоенных интрузий	PPR _{HT}	62,45	33,67	5/33	69,2	42,0	1,13	63,7	—	—	—	—
3	Матрикс сариолийских конгломератов	MAT _{HT}	62,45	33,67	2/10	178,3	63,7	1,32	52,3	—	—	—	—
Среднетемпературная компонента намагниченности													
4	Гальки архейских гранитоидов	AR _{MT}	62,45	33,67	1/15	47,3	82,0	66,5	4,7	69,8	68,9	8,6	9,0
5	Гальки сумийских расслоенных интрузий	PPR _{MT}	62,45	33,67	4/29	341,4	58,5	14,7	7,2	-64,1	68,1	7,9	10,7
6	Матрикс сариолийских конгломератов	MAT _{MT}	62,45	33,67	2/10	309,7	74,1	84,3	5,3	-66,4	141,4	8,6	9,6

Примечания. V — число сайтов; N — число образцов; POL — полярность палеомагнитных направлений (N — прямая, R — обратная); φ, λ — широта и долгота точек отбора; Dec — склонение, Inc — наклонение; K — кучность; α₉₅ — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; Φ°, Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; d_p, d_m — полуоси овала доверия полюса.

Таблица 2

Палеомагнитные полюсы, полученные ранее на неархейских—палеопротерозойских комплексах Карельского кратона и Свекофенского орогена

№ п/п	Объект исследований	Обозначение сайта	Координаты точек отбора.		Палеомагнитное направление					Палеомагнитный полюс				Возраст, млн лет	Ссылка
			φ, град.	λ, град.	V/N	Dec, °	Inc, °	K	α ₉₅ , °	Φ, °N	Λ, °E	d _p , °	d _m , °		
Ключевые палеомагнитные полюсы															
1	Архейские гранитоиды, о. Деда, восточная часть Онежской структуры	ARG1	61,82	35,86	1/9	245,9	-64,8	36,4	8,7	50,7	117,1	11,2	13,9	2680 (?)	1
2	Архейские гранитоиды, о. Горелый, восточная часть Онежской структуры	ARG2	61,82	35,88	1/15	236,6	-65,5	168,1	3,0	55,5	123,9	3,9	4,8	2680 (?)	1
3	Неоархейские Шальские габброноритовые дайки	SH	62,1	36,2	5/154	175,8	-0,7	61,2	9,9	28,5	220,7	4,9	9,9	2504	2
4	Неоархейская Авдеевская габброноритовая дайка	AV	61,95	36,08	8/26	138,0	52,0	112,0	5,0	-11,0	251,0	5,0	7,0	2504	3
5	Бураковская расслоенная интрузия	BU	61,95	36,08	4/67	139,1	56,5	54,9	7,5	14,3	68,5	7,9	10,9	2449±1	3
6	Сумийские дайки Северной Карелии	Comp D	64,1	27,7	11/65	98,1	44,4	58	6,1	-19,9	278,7	6,1	6,1	2450	4
7	Сумийские дайки Северной Карелии	Comp A	64,1	27,7	22/116	347,1	46,3	126	2,8	52,6	226,7	2,8	2,8	1880(?)	4
8	Свекофенское перемагничивание	SFR	65,9	34,8	67	334,6	47,9	5,2	8,4	49,9	250,4	7,2	11,0	1880	5
9	Сумийские дайки Северной Карелии	Comp B	64,1	27,7	16/57	25,3	50,9	33	6,3	53,9	169,6	6,3	3,6	1750(?)	4
10	Ропручейский силл	RS	61,3	35,51	12/145	9,7	5,3	61,2	5,6	30,9	204,0	4,7	4,7	1752±3	6
11	Транскандинавский пояс, Смоланд интрузии	SML	57,03	15,92	11/46	9,4	24,0	21,8	10,2	45,7	182,7	8,0	8,0	1784–1769	7
12	Туринге габбро-долеритовые дайки	TUR	62,48	14,81	6/56	342,8	44,1	199,3	4,8	51,6	220,2	4,8	4,8	1700±4	8

Примечания. V — число сайтов; N — число образцов; POL — полярность палеомагнитных направлений (N — прямая, R — обратная); φ, λ — широта и долгота точек отбора; Dec — склонение, Inc — наклонение; K — кучность; α₉₅ — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления; Φ°, Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; d_p, d_m — полуоси овала доверия полюса. Ссылки: 1 — [Lubnina et al., 2017]; 2 — [Scherbakova et al., 2017]; 3 — [Mertanen et al., 2006]; 4 — [Mertanen et al., 1999]; 5 — [Pesonen et al., 2003]; 6 — [Pasenko, Lubnina, 2014]; 7 — [Pisarevsky, Bylund, 2011]; 8 — [Elming et al., 2018].

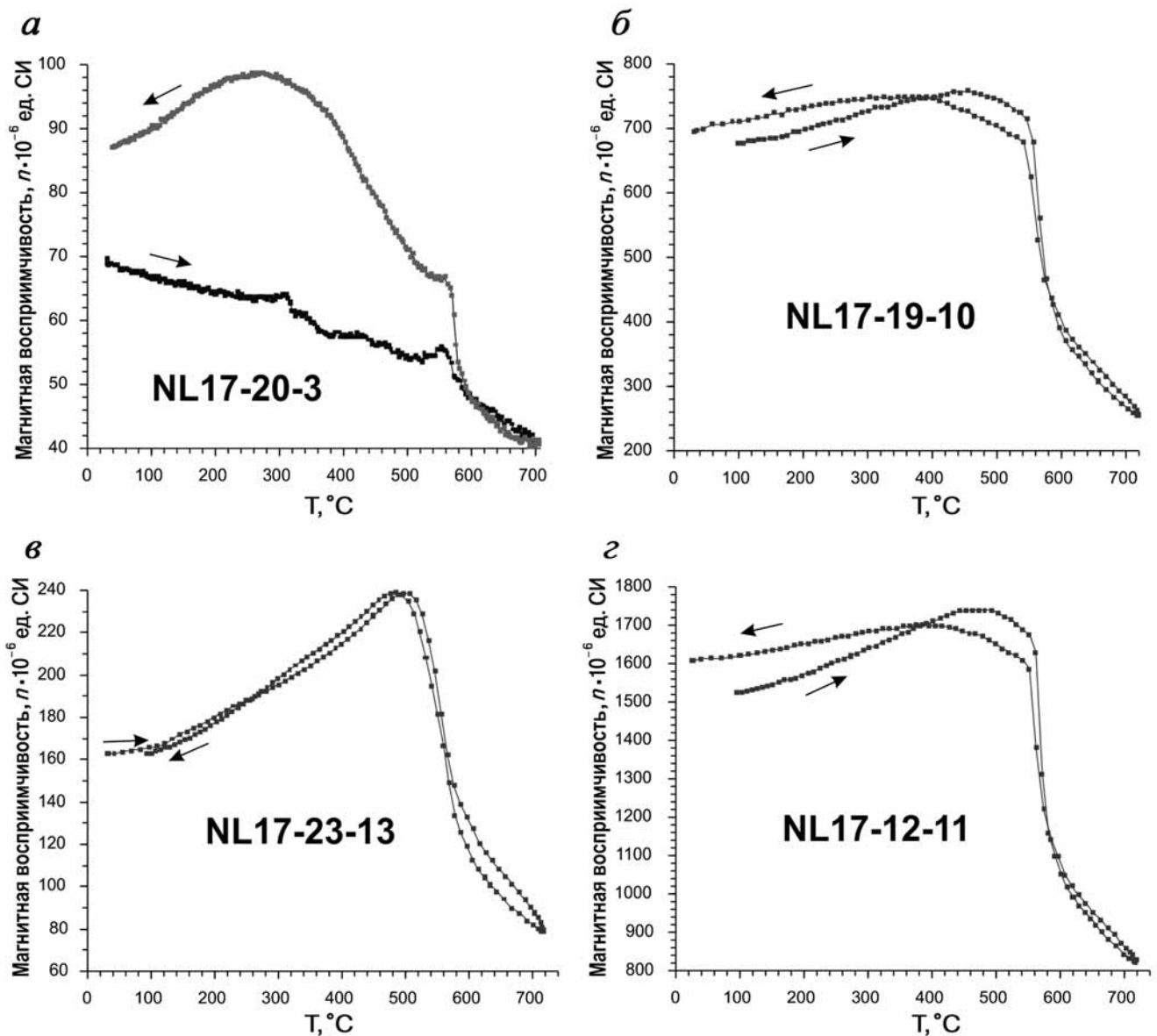


Рис. 3. Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (приведены кривые первого нагрева и охлаждения: *а* — образец гальки архейского (?) гранитоида; *б* — образец гальки раннепалеопротерозойских расслоенных интрузий; *в* — образец матрикса сариолийских конгломератов; *з* — образец раннепалеозойских расслоенных интрузий (массив Кивакка)

отобранных из центральной части расслоенного интрузивного массива Кивакка, сходно с поведением в образцах галек расслоенных интрузий сариолийских конгломератов (рис 3, *з и б* соответственно). Образцы, отобранные непосредственно из матрикса сариолийских конгломератов, слабомагнитные (рис 3, *в*). При нагреве образцов наблюдается значительный (в 1,5–2 раза) рост магнитной восприимчивости, связанный с образованием магнетита (рис. 3, *в*).

Проведена детальная ступенчатая температурная чистка для всех образцов, а также магнитная чистка дублей переменным магнитным полем. К сожалению, около 30% коллекции оказалось непригодными для палеомагнитных исследований (не содержит стабильной палеомагнитной записи) и были исключены из дальнейшего рассмотрения. В окончательный анализ вошло 15 галек архей-

ских гранитоидов, 32 гальки сумийских мафитов и 10 галек из сариолийского матрикса.

Архейские гранитоиды в коренных обнажениях опробованы в двух сайтах — на о. Деда и о. Горелый (восточная часть Онежской структуры, Водлозерский террейн), где они секутся неархейскими Шальскими дайками габброноритов.

В значительном количестве образцов архейских гранитоидов, отобранных на расстоянии более 100 м от зоны контакта, выделяется наименее стабильная низкотемпературная (низкокоэрцитивная) компонента намагниченности север–северо-восточного/западного склонения и крутого положительного наклонения, разрушающаяся в диапазоне 20–180 °С и 3–12 мТл (рис. 4, *А*). Направление этой компоненты близко к направлению современного геомагнитного поля в районе исследований ($Dec=12,9^\circ$; $Inc=74,9^\circ$),

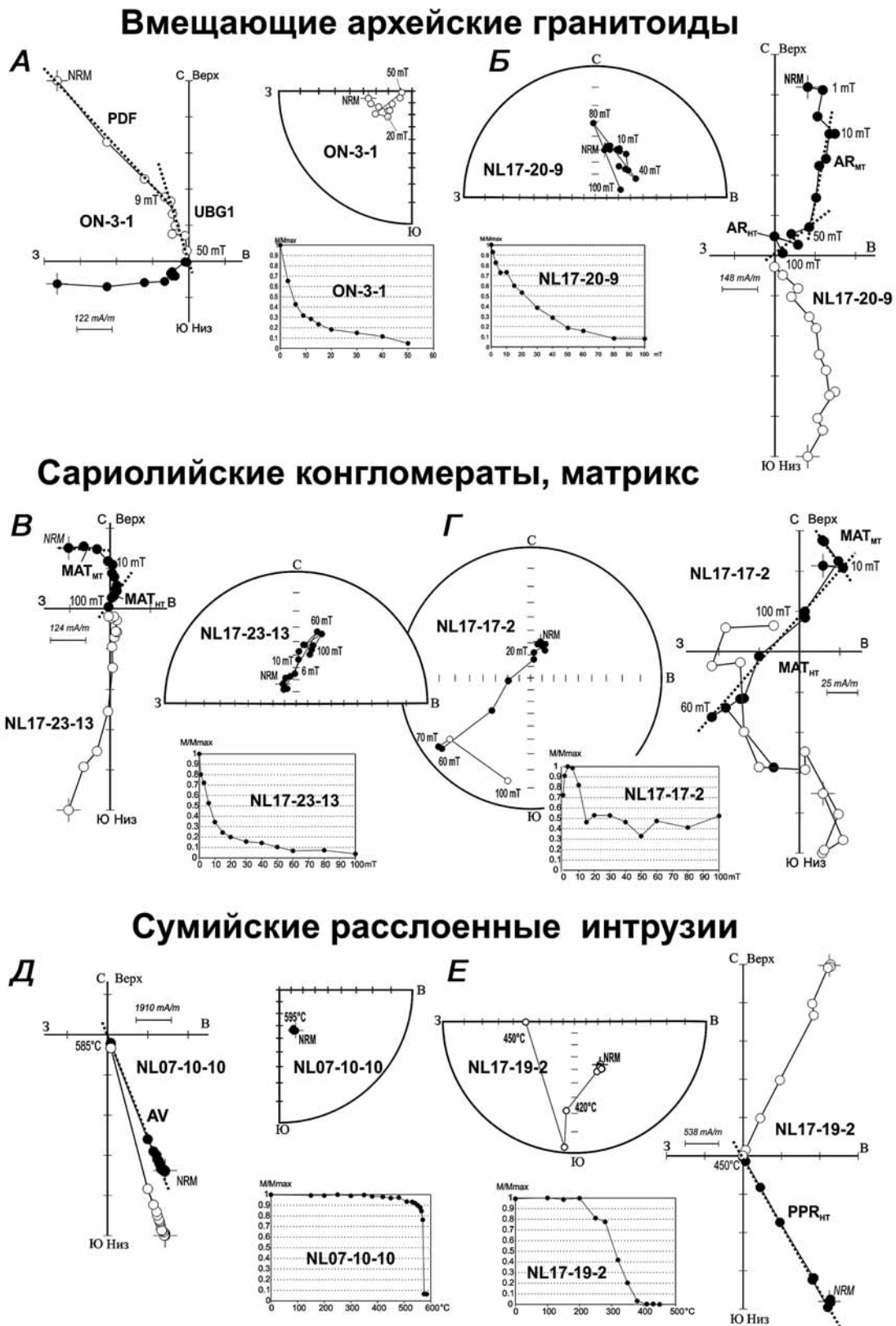


Рис. 4. Примеры ступенчатой температурной чистки сариолийских конгломератов и вмещающих архейских гранитоидов Онежской структуры Карельского протократона: *А* — вмещающие архейские гранитоиды на о. Деда (восточная часть Онежской структуры); *Б* — галька архейских гранитоидов в сариолийских конгломератах; *В–Г* — матрикс сариолийских конгломератов в западной части Онежской структуры; *Д* — габронориты Кивакского сумийского расслоенного интрузива; *Е* — гальки сумийского расслоенного интрузива в сариолийских конгломератах в западной части Онежской структуры. Для каждого образца приведены: диаграмма Зийдервельда в географической системе координат, кривая изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе ступенчатой чистки, стереопроекция направлений в географической системе координат. Белые кружки — проекция векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдервельда проекция на вертикальную плоскость), черные кружки — проекция векторов на нижнюю полусферу (для диаграмм Зийдервельда проекция векторов на горизонтальную плоскость). Цифры у кружков указывают шаги магнитной чистки в °С. На диаграммах Зийдервельда буквы — выделенные компоненты (см. рис. 5 и табл. 1)

что позволяет предполагать ее вязкую природу и современный возраст. На диаграммах Зийдвервельда эта компонента обозначена как PDF (рис. 4). Из дальнейшего анализа она исключена. Помимо современной PDF-компоненты, в высокотемпературном/высококоэрцитивном интервале выделяется компонента запад–юго-западного склонения и крутого отрицательного наклона (компонента UBG1 на рис. 4, А). Среднее направление этой компоненты намагниченности значительно отличается от направлений высокотемпературной компоненты в прорывающих неоархейских габброноритовых дайках (табл. 1), что косвенно свидетельствует об отсутствии перемагничивания архейских гранитоидов в восточной части Онежской структуры после внедрения неоархейских даек [Scherbakova et al., 2017].

Помимо современной PDF-компоненты, в образцах архейских гранитоидов, в интервале блокирующих температур 575–590 °С и переменного поля 40–100 мТл выделена вторая (UBG1) компонента намагниченности юг–юго-восточного склонения и высокого отрицательного наклона (сайт UBG1, рис. 4, А, табл. 1). Среднее направление этой компоненты значительно отличается от направлений высокотемпературной компоненты в прорывающих неоархейских габброноритовых дайках, а также в сумийских расслоенных интрузиях (рис. 4, Д, табл. 1), что косвенно свидетельствует об отсутствии перемагничивания архейских гранитоидов после внедрения неоархейских даек [Scherbakova et al., 2017].

В образцах галек гранитоидов, помимо современной PDF-компоненты, выделены две метакхронные компоненты намагниченности. В среднетемпературном интервале выделяется компонента AR_{MT} север–северо-западного склонения и умеренного положительного наклона (рис. 3, б). Среднее направление этой компоненты совпадает с направлением Свекофенского перемагничивания, широко распространенного в пределах Фенноскандинавского сегмента Карельского протократона (AR_{MT} и SFR соответственно на рис. 4, А и Г и в табл. 1, 2). Вторая высокотемпературная компонента намагниченности AR_{HT} выделяется в интервале температур 420–450 °С и переменных полей 50–100 мТл (рис. 3, Б). Компонента монополярна (северо-восточного склонения и от низких до высоких положительных наклонов). Лишь в двух образцах галек архейских гранитоидов высокотемпературная компонента AR_{HT} демонстрирует отрицательные наклоны (рис. 3, б). Единичные направления этой компоненты равномерно распределены в плоскости залегания сариолийских конгломератов (рис. 4, Б). Тест конгломератов отрицательный — отношение статистики критерия теста Релея r выше критического значения r_c ($r/r_c=0,612/0,307$), что свидетельствует о присутствии в совокупности векторов некоторой регуляр-

ной вторичной компоненты [Шипунов, Муравьев, 1997; Watson, 1956].

В образцах из матрикса сариолийских конгломератов выделены также две метакхронные компоненты намагниченности (рис. 3, в, з). Корректно разделить эти две компоненты намагниченности достаточно трудно — в среднетемпературном/среднекоэрцитивном интервале направление компоненты лежит на дуге большого круга (рис. 3, в, з). Вместе с тем, среднее направление выделенной в низкотемпературном/низкокоэрцитивном интервале компоненты МАТ_{MT} (рис. 4, А, Л) близко направлению среднетемпературной компоненты намагниченности, выделенной в образцах галек архейских гранитоидов и сумийских расслоенных интрузий (рис. 4, А), что свидетельствует о возможно частичном перемагничивании этих пород в палеопротерозое (~1,86 млрд лет назад). Также в образцах матрикса сариолийских конгломератов в высокотемпературном/высококоэрцитивном интервале выделяется вторая метакхронная компонента намагниченности МАТ_{HT} (рис. 3, Л). Компонента биполярна — в образцах выделяются компоненты преимущественно запад–северо-западного склонения и положительного наклона (рис. 3, в, з) и восток–юго-восточного склонения и крутого отрицательного наклона (рис. 4, Б). Тест обращения отрицательный. Тест контакта также свидетельствует в пользу присутствия в совокупности векторов некоторой регулярной вторичной компоненты ($r/r_c = 0,359/0,290$) [Шипунов, Муравьев, 1997; Watson, 1956].

В образцах сумийских габброноритов Кивакского расслоенного интрузива выделяется одна высокотемпературная/высококоэрцитивная монополярная компонента намагниченности (AV на рис. 4, Д). Исходя из спектра блокирующих температур и данных термомагнитного анализа (рис. 3, з), основным минералом-носителем намагниченности является магнетит с небольшой маггемитизацией. Высокотемпературная компонента демонстрирует юг–юго-восточное склонение и умеренное положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты отличается на 30–40° по склонению от полученного ранее среднего направления для сумийского Бураковского расслоенного интрузива и неоархейской Авдеевской дайки Водлозерского террейна (BU и AV на рис. 5, Г соответственно). В образцах галек сумийских мафических интрузий чаще всего выделяются две компоненты намагниченности. В интервале температур до 350 °С и переменных полей до 30 мТл выделяется компонента PPR_{MT} север–северо-западного склонения и умеренного положительного наклона (рис. 3, д, е). Среднее направление этой компоненты лежит между средними направлениями среднетемпературных/среднекоэрцитивных компонент намагниченности, выделяемых в гальках архейских гранитоидов и

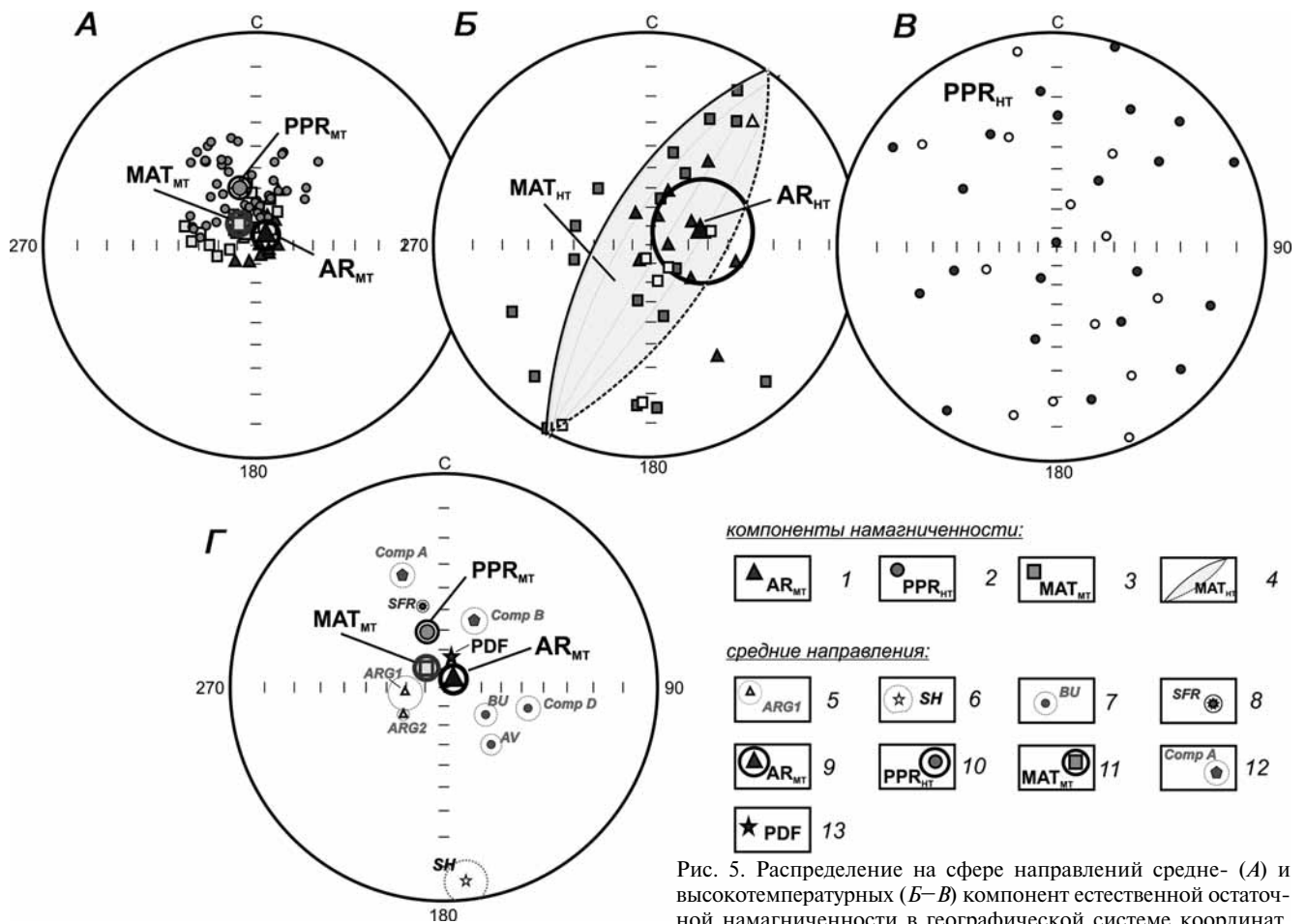


Рис. 5. Распределение на сфере направлений средне- (А) и высокотемпературных (Б–В) компонент естественной остаточной намагниченности в географической системе координат,

выделенных в сариолийских конгломератах Онежской структуры и сопоставление средних направлений с таковыми, выделенными в архейских и палеопротерозойских комплексах Карельского протократона (Г): 1–3 — компоненты намагниченности, выделенные в сариолийских конгломератах: 1 — в гальках архейских гранитоидов (2884–2690 млн лет); 2 — в гальках сумийских (2500–2400 млн лет) мафических расслоенных интрузий; 3 — в матрице сариолийских (2300–2100 млн лет) конгломератов; 4 — плоскость перемагничивания высокотемпературных компонент намагниченности в матрице сариолийских конгломератов; 5–13 — сопоставление средних направлений выделенных в сариолийских конгломератах компонент намагниченности с таковыми полученными ранее для архейских палеопротерозойских комплексов Карельского протократона: 5 — архейские гранитоиды в восточной части Онежской структуры (о. Деда и Горелый) [Scherbakova et al., 2017]; 6 — неоархейская (2505 млн лет) Шальская дайка [Scherbakova et al., 2017]; 7 — сумийская (2450 млн лет) Бураковская расслоенная интрузия [Mertanen et al., 2006]; 8 — Свекофенское перемагничивание Финноскандии [Pesonen et al., 2003]; 9 — среднетемпературная компонента намагниченности в гальках архейских гранитоидов в сариолийских конгломератах (эта работа); 10 — среднетемпературная компонента намагниченности в гальках сумийских мафических интрузий в сариолийских конгломератах (эта работа); 11 — среднетемпературная компонента намагниченности в матрице сариолийских конгломератов (эта работа); 12 — среднетемпературные компоненты в мафических дайках Панаярвской структуры [Mertanen et al., 1999]; 13 — направление современного геомагнитного поля в районе работ. На стереограммах белые значки — проекции векторов на верхнюю полусферу, черные — проекции векторов на нижнюю полусферу. Буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 1

матрице сариолийских конгломератов (AR_{MT} и MAT_{MT} на рис. 5, А соответственно), и направлением Свекофенского перемагничивания (SFR на рис. 5, Г). Кучное распределение среднетемпературной/среднекоэрцитивной компоненты намагниченности свидетельствует о частичном перемагничивании пород в Свекофенское время. Следует также отметить, что палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора, близок полюсу свекофенского перемагничивания 1,88 млрд. лет [Pesonen et al., 2003] и совпадает с ключевым палеомагнитным полюсом 1,86 млрд лет для Мурманского блока [Самсонов и др., 2018].

Вторая, монополярная компонента намагниченности, выделяемая в интервале температур

420–480 °С, имеет хаотичное распределение на сфере (компонента PPR_{HT} на рис. 4, В). Корреляционный тест конгломератов положительный — отношение статистики критерия теста Релея r ниже критического значения rc ($r/rc = 0,214/0,350$), что свидетельствует об отсутствии в совокупности векторов некоторой регулярной вторичной компоненты [Шипунов, Муравьев, 1997; Watson, 1956]. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют в пользу частичной сохранности первичной компоненты намагниченности в образцах галек расслоенных интрузий.

Обсуждение результатов. Палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений среднетемпературных компонент намагниченности, выделенных в гальках архейских гранитоидов и сумийских

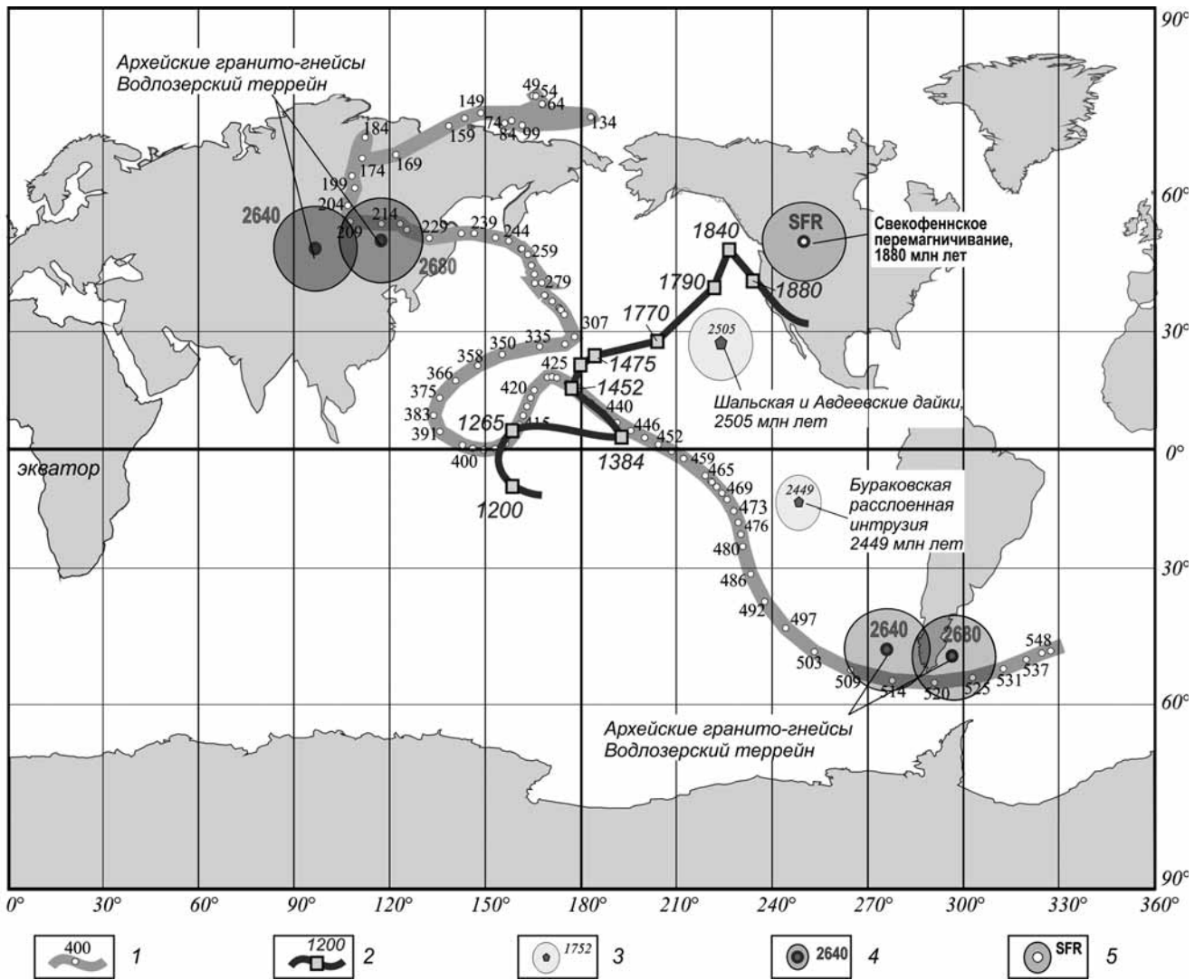


Рис. 6. Сопоставление новых палеомагнитных полюсов с предполагаемой Траекторией кажущейся миграции (ТКМП) Карельского (Восточно-Европейского) кратона в интервале 2,45–0,92 млрд лет назад, по [Lubnina et al., 2016] с дополнениями: 1 — фанерозойская часть ТКМП Восточно-Европейского кратона; 2 — докембрийская часть ТКМП Карельского протократона; 3 — полученные ранее палеопротерозойские полюсы Карельского протократона (табл. 2); 4 — полученные ранее архейские полюсы Карельского протократона (табл. 2); 5 — направление Svecofennian remagnetization

расслоенных интрузий, а также сариолийского матрикса, близки направлению Svecofennian remagnetization (рис. 5, табл. 2). Образование такого типа перемагничивания в архейских–палеопротерозойских комплексах Карельского кратона, скорее всего, связано с эксгумацией докембрийских комплексов в Лапландском ([Lahtinen et al., 2018] и ссылки в этой работе) и Svecofennian ([Nivonen et al., 2017] и ссылки в этой работе) орогенах 1,88–1,86 и 1,80 млрд лет назад соответственно. Примечательно, что палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления Svecofennian remagnetization, совпадает с ключевым полюсом ~1,88 млрд лет для Кольско-Карельского кратона [Самсонов и др., 2018].

Наряду со Svecofennian компонентой (Comp. A на рис. 4, Г и в табл. 2) в породах Карельского кратона средне–высокотемпературном интервале часто выделяют вторую компоненту В —

север–северо-западного склонения и низкого–умеренного положительного наклонения (Comp. B на рис. 4, Г и в табл. 2). При этом наличие компоненты В в архейских и палеопротерозойских комплексах Карельского протократона пространственно приурочено к его краевым частям: восток–северо-восточной части Водлозерского террейна вдоль границы с Беломорским поясом, людиковийским долеритовым силлам западной части Онежской структуры Карельского протократона вблизи его границы со Svecofennian орогеном, к северной части Центрально-Карельского террейна вблизи с границей с Лапландско-Кольским орогеном. Возможное время приобретения породами этой компоненты намагниченности косвенно оценивается как 1,76–1,79 млрд лет на основании изотопных данных. Компонента такого же направления широко распространена непосредственно и в пределах Svecofennian орогена как

первичная в палеопротерозойских мафических интрузиях [Lubnina et al., 2018; Pisarevsky, Bylund, 2010], либо как вторичная в породах вблизи Транскандинавского вулканического пояса [Elming et al., 2018; Lubnina et al., 2018].

Выводы. 1. В результате палеомагнитных исследований сариолийских конгломератов Онежской структуры Карельского протократона выделена вторичная метакронная компонента намагниченности, связанная с формированием Свекофенского аккреционного пояса.

2. В разных по составу породах и одновременно в близких условиях процессы перемагничивания проявляются по-разному. В архейских гранитоидах и матриксе сариолийских конгломератов в

высокотемпературном/высококоэрцитивном интервале выделена еще одна вторичная компонента намагниченности (тест контакта отрицательный). В гальках сумийских расслоенных интрузий удалось выделить первичную высокотемпературную компоненту намагниченности (тест контакта положительный). Полученный результат свидетельствует в пользу частичной сохранности первичных компонент намагниченности в палеопротерозойских комплексах Карельского протократона.

3. Степень сохранности вторичных ранних и поздних компонент намагниченности, возможно, связана не только с составом протолитов, но и с различными условиями преобразований пород, в том числе с их флюидонасыщенностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коросов В.И. Проблемы взаимоотношений сариолийских и сумийских образований // Геол. и полезн. иск. Карелии. 2013. Вып. 16. С. 57–63.

Лубнина Н.В., Захаров В.С. Оценка вклада вторичных компонент намагниченности в докембрийские палеомагнитные полюсы Карельского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 5. С. 3–13.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. 431 с.

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ag изотопные системы в минералах палеопротерозойского долеритового силла Мурманской провинции как основа для ключевого палеомагнитного полюса ~1.86 млрд. лет // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Докл. Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 313–316.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

Шипунов С.В., Муравьев А.А. Критерии равномерности для сферических данных в палеомагнетизме // Физика Земли. 1997. №12. С. 71–82.

Elming S.-A., Layer P., Sderlund 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.precambres.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.

Lahtinen R., Huhma H., Sayab M. et al. Age and structural constraints on the tectonic evolution of the Paleoproterozoic Central Lapland Granitoid Complex in the Fennoscandian Shield // Tectonophysics. 2018. Vol. 745. P. 305–325.

Lubnina N., Bogdanova S., Soderlund U. New paleomagnetic and isotopic data for the Late Paleoproterozoic mafic intrusions in the Blekinge Province (southeastern Sweden) // 33rd Nordic Geological Winter Meeting. Copenhagen: GSD press, 2018. Vol. 1. P. 51–52.

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.

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, N 1. P. 18–27.

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., Arestova N.A., Kovalenko A. EarlyPaleoproterozoic–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.

Nironen M. (ed.). Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 — Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Geol. Surv. of Finland. 2017. Sp. Pap. 60. 28 p.

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

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 // Precamb. Res. 2014. Vol. 244. P. 87–99.

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

Watson G.S. A test for randomness of directions // Monthly Notices Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl. 1956. Vol.7. P. 160–161.

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