

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, А.И. Слабунов²

КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН В СТРУКТУРЕ НЕОАРХЕЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА КЕНОРЛЕНД: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНУЛИТАМ ОНЕЖСКОГО КОМПЛЕКСА³

Новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные, полученные для неоархейского Онежского гранулитового комплекса, позволили реконструировать положение Карельского кратона в составе неоархейского суперконтинента Кенорленд. Выполнены геологические корреляции для кратонов Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюприор, Слейв. Сопоставление независимых геологических и палеомагнитных данных позволило предложить новую конфигурацию неоархейского суперконтинента Кенорленд. Положение древнего ядра Карельского кратона (Водлозерского террейна), расположенного на северо-западной периферии структуры суперконтинента, реконструировано на основании полученных ранее палеомагнитных данных о неоархейских санукитоидах Панозерского массива и новых данных о гранулитах Онежского комплекса.

Ключевые слова: Карельский кратон, неоархей, суперконтинент Кенорленд, палеомагнетизм, U–Pb датирование, Онежский гранулитовый комплекс.

New paleomagnetic and isotopic-geochronological data obtained for Neoarchean Onega granulite complex, were used to reconstruct the position of the Karelian craton in the Neoarchean supercontinent Kenorland. Geological correlations were made for the Karelian, Kaapvaal, Pilbara, Superior, and Slave cratons. Comparison of independent geological and paleomagnetic data allowed us to propose a new configuration of the Neoarchean supercontinent Kenorland. The position of the ancient core of the Karelian craton (the Vodlozero terrane), located in the North-Western margin of the supercontinent structure, reconstructed based on the previously paleomagnetic data for the Neoarchean Panozero sanukitoid massif and new one for granulite of Onega complex.

Key words: Karelian craton, NeoArchean, supercontinent Kenorland, paleomagnetism, U–Pb dating, Onega granulite complex.

Введение. Проведенные реконструкции неоархейского суперконтинента Кенорленд основаны на анализе геологических и палеомагнитных данных для кратонов Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюприор, Слейв [Лубнина, Слабунов, 2009, 2011; Slabunov, Lubnina, 2016]. Они во многом базировались на палеомагнитных данных. В частности, положение древнего ядра Водлозерского террейна оценивалось по результатам изучения Панозерского санукитоидного массива, расположенного на северо-западной периферии структуры [Лубнина, Слабунов, 2009]. Вместе с тем в составе этого террейна известны неоархейские гранулиты (онежский или карицкий по [Костин, 1989] гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс), палеомагнитные данные о которых крайне важны для тестирования геодинамической реконструкции неоархейского суперконтинента Кенорленд.

Геология гранулитов Онежского комплекса. Гранулитовые комплексы достаточно широко распространены в архее восточной части Фенно-

скандинавского щита (рис. 1, А), и они могут быть объектами для палеомагнитных исследований.

В пределах неоархейского Карельского кратона известны следующие гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы (рис. 1, А): Вокнаволокский, Тулосский, Онежский, Варпаписъярвинский и Пудасъярвинский [Король, 2009; Слабунов и др., 2006, 2015 и ссылки в этих работах]. Большая часть гранулитовых комплексов провинции сформировалась в неоархее. Все они обнаруживают определенные черты сходства и в основном сложены эндербитами диоритового–тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. Наиболее молодыми компонентами комплекса могут быть чарнокиты.

Онежский неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс расположен на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна Карельского кратона (рис. 1, Б).

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

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, лаборатория петрологии и тектоники, зав. лабораторией; e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

³ Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проекты № 15-05-09288, 17-05-01270) и на приборах, закупленных по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

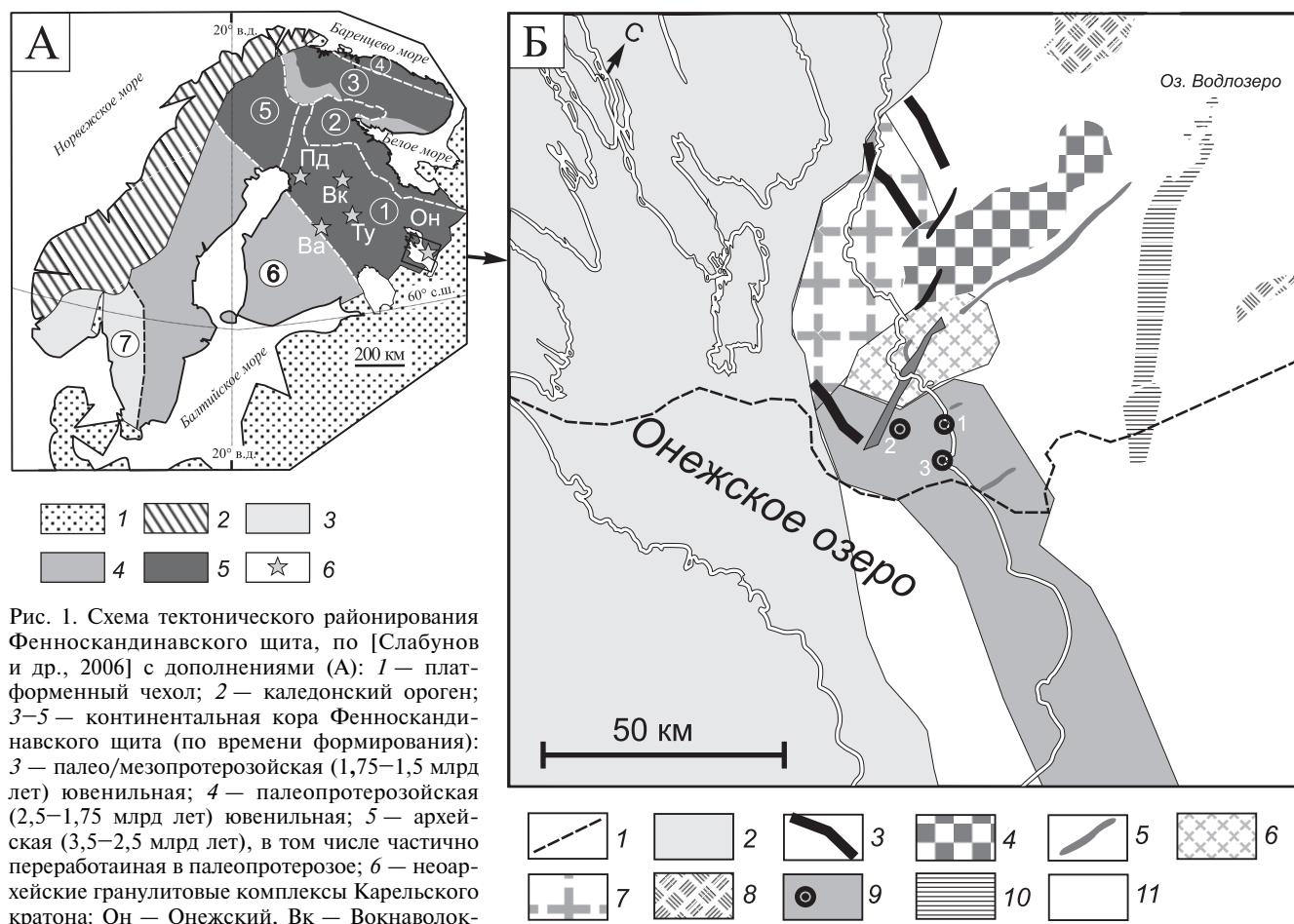


Рис. 1. Схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита, по [Слабунов и др., 2006] с дополнениями (А): 1 — платформенный чехол; 2 — каледонский ороген; 3–5 — континентальная кора Фенноскандинавского щита (по времени формирования): 3 — пале/мезопротерозойская (1,75–1,5 млрд лет) ювенильная; 4 — палеопротерозойская (2,5–1,75 млрд лет) ювенильная; 5 — архейская (3,5–2,5 млрд лет), в том числе частично переработанная в палеопротерозое; 6 — неоархейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: Он — Онежский, Вк — Вокнаволокский, Ту — Тулосский, Ва — Варандысьярвский, Пд — Пудасъярвский. Цифры в кружках — главные структуры Фенноскандинавского щита: 1 — Карельский кратон; 2 — Беломорский подвижный пояс; 3 — Кольский террейн Лапландско-Кольского орогенического пояса; 4 — Мурманский кратон; 5 — кратон Норрботтен; 6 — Свекофинский орогенический пояс; 7 — Свеконорвежский орогенический пояс. Схема геологического строения района Онежского озера и положение объектов палеомагнитных исследований (Б), составлена на основании [Костин, 1989; Куликов и др., 2017; Слабунов и др., 2011] (Б): 1–5 — протерозойские образования: 2 — осадочные, вулканогенные комплексы, силлы основных пород; 3 — людиковийские и ятулийские дайки габброидов, долеритов, перидотитов; 4 — Бураковский перидотит-габброноритовый расслоенный plutон (2,45–2,37 млрд лет); 5 — дайки габброидов (2,5–2,4 млрд лет); 6–11 — архейские образования: 6 — крупнозернистые граниты онежского комплекса; 7 — граниты тубозерского комплекса; 8 — порфировидные граниты кубовского комплекса (2,7 млрд лет); 9 — онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс (2,74 млрд лет) (площадь распространения показана на основании анализа аномалий магнитного поля); 10 — мезоархейский Маткалахтинский зеленокаменный пояс; 11 — ТТГ с разнообразными гранитоидами (кальинско-водлозерский комплекс) (3,2–2,7 млрд лет).

Цифрами на схеме обозначены точки палеомагнитного опробования: 1 — м. Черный; 2 — о. Б. Гольцы; 3 — Бесов Нос

Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла, по ним сложно судить об истинных размерах массива. Однако, судя по особенностям структуры магнитного поля, гранулитовый комплекс слагает тело размером (в плане) 100 км по простирианию и 25 км в ширину (рис. 1, Б). Прямые контакты комплекса с окружающими породами не обнажаются, но по геофизическим данным уверенно фиксируется секущее по отношению к гранулитам положение неопротерозойских (~2,505 млрд лет) и палеопротерозойских (~1,97 млрд лет) даек [Куликов, и др., 2017 и ссылки в этой работе].

Рассматриваемый гранулитовый комплекс состоит из двух компонентов — гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитоподобных

фрагментов основных, средних и кислых гранулитов, реже высокомагнезиальных пород (горнбленитов). Гранулиты образуют ксенолитовидные тела среди эндербитов-чарнокитов.

Эндербиты состоят из плагиоклаза, кварца, ортопироксена, в чарноэндербитах и чарнокитах присутствуют калиевый полевой шпат (ортоклаз) обычно с микроперитовым строением [Слабунов и др., 2011, 2015]. Для плагиоклазов весьма характерны антиперитты [Костин, 1989]. Кроме ортопироксена в породах могут присутствовать клинопироксен и биотит. В целом отмечается крайне плохая сохранность темноцветных минералов, в первую очередь пироксенов, по которым образуются ассоциации низкотемпературных минералов. Условия становления гранулитовых ассоциаций в этих породах по наиболее сохранившимся раз-

новидностям оцениваются следующим образом: $T=750\div830$ °C, $P=5,1\div5,3$ кбар [Слабунов и др., 2011, 2015].

По петрохимическим характеристикам эндербиты–чарнокиты этого комплекса варьируют от диоритов, тоналитов, гранодиоритов до гранитов известково–щелочной серии (рис. 2, *a*, *в*; табл. 1). Наиболее поздние крупнозернистые разности эндербитов отвечают по составу диоритам–гранодиоритам. Обращает на себя внимание отсутствие разностей с содержанием SiO_2 60–67%. Вместе с тем такой состав обычен для кислых и средних гранулитов, блоки которых находятся среди эндербитов–чарнокитов.

Гранитоиды этой группы и по геохимическим характеристикам имеют значительное сходство с породами тоналит–трондемит–гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. Спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) дифференцированный, с близким к ТТГ низким уровнем значений нормированного содержания тяжелых РЗЭ (рис. 2, *д*). Для пород характерно обеднение Nb относительно La и Th (рис. 2, *д*). Гранулиты среднего и кислого составов состоят из ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза, биотита, кварца, встречаются ортоклаз и амфибол. По составу они отвечают диоритам–кварцевым диоритам известково–щелочной серии (рис. 2, *б*, *г*; табл. 1) и существенно отличаются от эндербитов–чарнокитов более низким содержанием SiO_2 . Еще больше эти две группы отличаются по геохимическим особенностям. Последние, в отличие от эндербитов, характеризуются меньшей дифференциацией спектра распределения РЗЭ, хорошо выраженной положительной Zr аномалией (относительно Nd и Sm), а главное — меньшим уровнем деплелированности по РЗЭ (рис. 2, *д*).

Основные гранулиты представляют собой двупироксеновые кристаллосланцы, в условиях хорошей сохранности состоящие из орто- и клинопироксенов, плагиоклаза. Условия становления гранулитов по наиболее сохранившимся разновидностям оцениваются так: $T=750\div870$ °C, $P=5,5\div6,5$ кбар [Слабунов и др., 2011, 2015]. Основные гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы) по петрогохимическим особенностям отвечают базальтам толеитовой серии (рис. 2, *б*, *г*; табл. 1). Для них характер-

Таблица 1
Химический состав пород Онежского гранулит–эндербит–чарнокитового комплекса (оксиды — масс.%, элементы — г/т)

Состав	Порода, номер анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	57,52	68,82	71,44	70,28	48,62	51,80	48,92	52,44	66,40	55,00
TiO_2	0,90	0,41	0,22	0,33	0,88	0,13	1,21	0,79	0,74	1,04
Al_2O_3	18,00	16,20	14,78	14,98	15,45	4,89	14,42	17,83	16,03	16,85
Fe_2O_3	1,77	1,00	0,57	1,44	3,05	2,42	3,90	2,36	1,50	1,23
FeO	4,45	1,86	1,43	0,87	8,75	10,70	8,91	6,03	2,73	7,61
MnO	0,11	0,03	0,03	0,03	0,19	0,28	0,20	0,13	0,04	0,18
MgO	2,26	1,16	0,78	0,82	7,90	14,22	6,46	4,80	1,54	5,84
CaO	5,36	2,90	2,53	2,47	9,43	11,02	10,28	8,54	3,48	6,04
Na_2O	5,34	4,74	4,29	4,42	2,77	0,29	3,43	4,53	4,54	3,88
K_2O	1,29	1,91	3,22	3,00	0,84	0,15	0,78	0,90	1,53	0,89
P_2O_5	1,65	0,16	0,09	0,10	0,13	0,01	0,14	0,16	0,27	0,29
H_2O	0,15	0,06	0,09	0,13	0,05	0,26	0,07	0,09	0,03	0,09
ппп	1,05	0,74	0,45	0,80	1,45	3,35	1,22	1,16	0,91	0,97
Cr	33	26	10	15	265	2839	148	64	31	-
Ni	43	16	13	16	21	1242	81	79	24	1240
Co	15	6	4	4	60	56	46	33	11	62
V	41	32	13	28	296	39	317	296	58	138
Cu	62	7	24	4	367	48	90	51	24	80
Rb	29	33	50	49	10	3	7	11	51	31
Ba	338	512	949	804	-	30	53	142	557	507
Sr	395	238	261	208	136	8	106	334	287	423
Ta	0,77	0,12	0,21	0,23	0,30	0,35	0,33	0,77	1,26	0,99
Nb	10,7	4,7	3,7	4,3	2,2	2,0	3,2	5,6	13,1	13,9
Hf	0,84	5,75	6,18	7,34	1,93	0,57	2,63	3,18	13,36	5,60
Zr	24	175	178	211	52	18	56	88	468	165
Y	58	3	3	4	21	3	25	11	11	16
Th	1,60	7,62	8,78	12,98	0,74	1,08	0,47	3,13	10,97	6,33
La	54,4	28,37	32,00	36,03	5,72	4,45	4,10	16,96	60,38	32,52
Ce	150,30	53,14	60,46	72,22	14,67	13,23	10,98	34,67	125,26	65,78
Pr	21,71	5,32	5,58	6,91	2,07	1,65	1,61	3,76	12,31	7,27
Nd	96,21	20,07	20,41	25,73	10,09	6,65	9,32	15,85	47,96	30,55
Sm	22,52	2,79	2,60	3,46	2,76	1,11	2,90	2,88	6,74	5,15
Eu	1,10	0,70	0,87	0,84	0,84	0,30	1,00	0,90	1,48	1,63
Gd	20,96	2,40	2,26	2,99	3,28	0,96	3,90	2,90	5,92	5,00
Tb	2,98	0,21	0,19	0,28	0,65	0,10	0,68	0,38	0,60	0,61
Dy	13,19	0,67	0,59	0,91	4,04	0,36	4,44	1,98	2,48	3,09
Ho	2,17	0,14	0,13	0,19	0,84	0,10	0,97	0,42	0,43	0,60
Er	5,50	0,37	0,36	0,51	2,39	0,33	2,96	1,28	1,18	1,77
Tm	0,58	0,04	0,04	0,06	0,33	0,04	0,41	0,16	0,13	0,21
Yb	3,27	0,26	0,30	0,38	2,38	0,41	2,94	1,16	0,85	1,51
Lu	0,37	0,04	0,04	0,06	0,33	0,05	0,40	0,16	0,10	0,20

Примечания. 1 — эндербит (ON9-7/2, о. Б. Голец); 2 — эндербит (ON1-1/1, Бесов Нос); 3 — чарнокит (ON1-12/2, мыс Черный); 4 — чарнокит (ON1-10/1, мыс Черный); 5 — основной гранулит (ON9-7/1, о. Б. Голец); 6 — горноблендит (ON1-4/3, о. Б. Голец); 7 — основной гранулит (BD-10-9, мыс Черный); 8 — основной гранулит (ON1-12/1, мыс Черный); 9 — кислый гранулит (ON1-10/2, мыс Черный); 10 — ортопироксен–биотитовый гранулит (ON1-1/2, Бесов Нос). Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

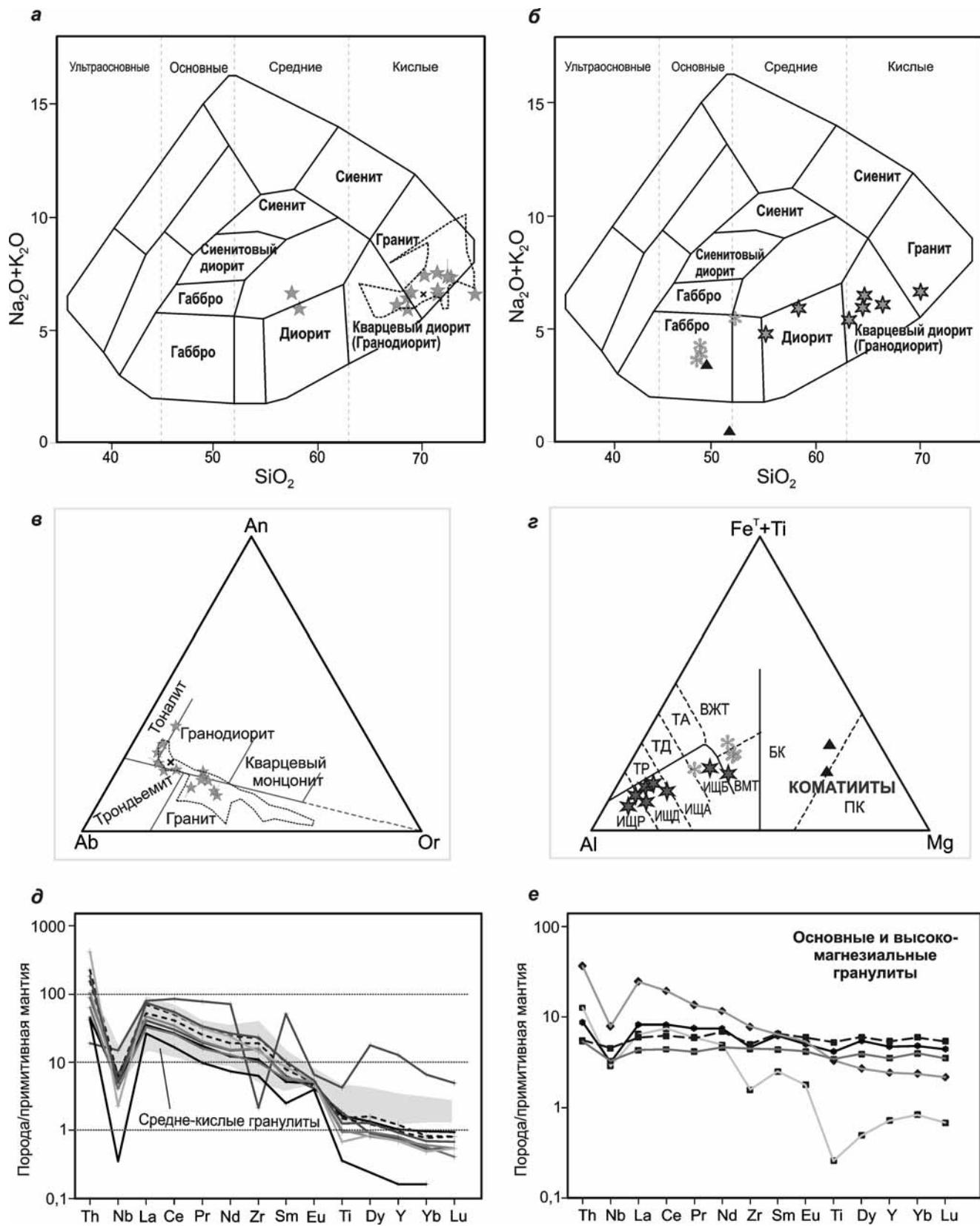


Рис. 2.Петрогоеомические особенности Онежского гранулитового комплекса. Фигуративные точки их состава на классификационных диаграммах: *а, б* — $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, по [A Classification..., 1989]; *в* — $\text{An}-\text{Ab}-\text{Or}$, по [O'Connor, 1965]; *г* — на катионной диаграмме $\text{FeO}^*+\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, по [Jensen, 1965]. На диаграммах *а* и *б* пунктирной линией показаны составы гранитоидов из работы [Костин, 1989], косым крестиком — средний состав гранитоидов ТТГ-ассоциации. На диаграмме *г* буквами обозначены: БК — базальтовый коматитит, ПК — перидотитовый коматитит, ВЖТ — высокожелезистый толеит, ВМТ — высокомагнезиальный толеит; породы толеитовой серии: ТА — андезиты, ТД — дакиты, ТР — риолиты; породы известково-щелочной серии: ИЩБ — базальты, ИЩА — андезиты, ИЩД — дакиты; ИЩР — риолиты. На графиках *д*—*е* — спайдерграммы нормированных по прimitивной мантии, по [Hofmann, 1988], значений содержания малых элементов: *д* — в эндербитах и чарнокитах (серое поле — в среднекислых гранулитах из включений), *е* — в основных гранулитах

но «плоское» распределение нормированных по хондриту РЗЭ при уровне содержания 10–20 хондритов, отрицательная аномалия Nb (относительно Th и La) на спайдерграмме (рис. 2, *e*). Такие геохимические особенности роднят эти породы с островодужными базальтами, широко представленными в зеленокаменных поясах [Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2006].

Изотопно-геохронологические исследования. U–Th–Pb геохронологические исследования цирконов из пород гранулитового комплекса проводились на ионном микрозонде «SHRIMP-II» в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998].

Из основных гранулитов м. Черный выделены цирконы. В их монофракции преобладают мелкие (90–120 мкм) округлые (рис. 3, *a–г*), реже призматические с коэффициентом удлинения ($K_y=1,3\div1,4$) (рис. 3, *е*), бесцветные и коричневатые полупрозрачные кристаллы, иногда встречаются крупные (до 200 мкм) призматические мутные коричневые субдиоморфные кристаллы.

Во многих мелких цирконах наблюдаются округлые хорошо ограненные ядра размером 40–90 мкм ($K_y = 1,3\div1,4$) (рис. 3, *б–г*) с ярким свечением в катодной люминисценции (CL) и следами зональности, а также темные оболочки с тусклым CL-свечением. Отмечаются отдельные мелкие кристаллы, полностью темные на катодолюминесцентных изображениях (рис. 3, *д*).

В результате датирования цирконов получено несколько возрастных групп. Наиболее древний возраст, который по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2898 ± 21 млн лет (рис. 4), получен для темных на CL-изображениях слабозональных ядер цирконов. Содержание в них U составляет 153–165 ppm, Th — 73–110 ppm, Th/U = 0,50÷0,69 (табл. 2).

По «гранулитовым» многогранным ядрам (рис. 3, *б–г*) и темному тонкозональному зерну (рис. 3, *а*) построена дискордия с верхним пересечением 2838 ± 23 млн лет (рис. 4). Содержание в этих цирконах U (10–18 ppm) и Th (1–6 ppm) минимально, Th/U=0,11÷0,42, что характерно для цирконов, кристаллизующихся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций.

По темным на CL-изображениям зернам (рис. 3, *д*), оболочкам (рис. 3, *б, г*) и призматическим кристаллам (рис. 3, *е*) получен более молодой возраст — 2734 ± 20 млн лет (по верхнему пересечению дискордии) (рис. 4). Формирование этих цирконов связано с метаморфическими процессами (Th/U=0,14÷0,96), возможно, гранулитовой фации.

Оболочки двух зерен (рис. 3, *в*) демонстрируют палеопротерозойские значения возраста: 2584 ± 23 и 2536 ± 217 млн лет (рис. 4; табл. 2).

Ранее были датированы цирконы из основных гранулитов с о. Б. Гольцы и показано, что время раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2739 ± 17 млн лет, позднего — в 2701 ± 14 млн лет

Таблица 2

U-Th-Pb изотопные данные для цирконов из основных гранулитов (образец № BD-10-9), мыс Черный

№ п/п	Номера образцов и точек анализа	Содержание				Th/U	Измеренные изотопные отношения ($\pm 1\sigma$)			Rho	Возраст **, млн лет ($\pm 1\sigma$)		D, %
		U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	BD-10-9_1.1	11	5	0,00	5,16	0,42	0,2002	14,74	0,534	0,756	2758	2828	3
2	BD-10-9_1.2	858	156	1,19	344	0,19	0,1833	10,93	0,4591	0,519	2435	2584	6
3	BD-10-9_2.1	164	112	0,00	79,2	0,71	0,2027	15,71	0,562	0,839	2875	2848	-1
4	BD-10-9_3.1	18	6	0,00	7,92	0,32	0,1965	14,09	0,52	0,763	2699	2797	4
5	BD-10-9_3.2	418	62	0,00	182	0,15	0,18623	13,05	0,5082	0,872	2649	2709,1	2
6	BD-10-9_4.1	10	1	1,05	4,59	0,11	0,2147	15,32	0,541	0,682	2787	2869	3
7	BD-10-9_5.1	469	65	0,00	208	0,14	0,1875	13,33	0,5155	0,878	2680	2720,4	2
8	BD-10-9_6.1	162	151	0,00	73,8	0,96	0,1898	13,86	0,5299	0,829	2741	2740	0
9	BD-10-9_7.1	14	6	0,00	6,47	0,41	0,1994	14,78	0,538	0,765	2773	2821	2
10	BD-10-9_8.1	153	73	0,11	74,5	0,50	0,2101	16,32	0,5659	0,819	2891	2899	0
11	BD-10-9_9.1	16	5	0,57	7,17	0,30	0,2006	14,26	0,529	0,699	2737	2790	2
12	BD-10-9_9.2	709	131	0,26	306	0,19	0,18894	12,86	0,4998	0,873	2613	2712,2	4
13	BD-10-9_10.1	164	105	0,07	73,7	0,66	0,1893	13,64	0,5243	0,816	2717	2731	0
14	BD-10-9_11.1	16	6	0,39	7,26	0,40	0,1998	14,43	0,533	0,766	2755	2796	2
15	BD-10-9_11.2	978	418	1,41	385	0,44	0,18038	10,4	0,4495	0,657	2393	2536	6
16	BD-10-9_12.1	165	110	1,09	76,2	0,69	0,2184	15,24	0,5298	0,720	2740	2895	6

Примечания. Ошибки приведены для интервала 1σ ; Pb_c и Pb^* — обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта — 0,54%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D — коэффициент дискордантности: $100 \cdot ((1 - (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})))$; Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

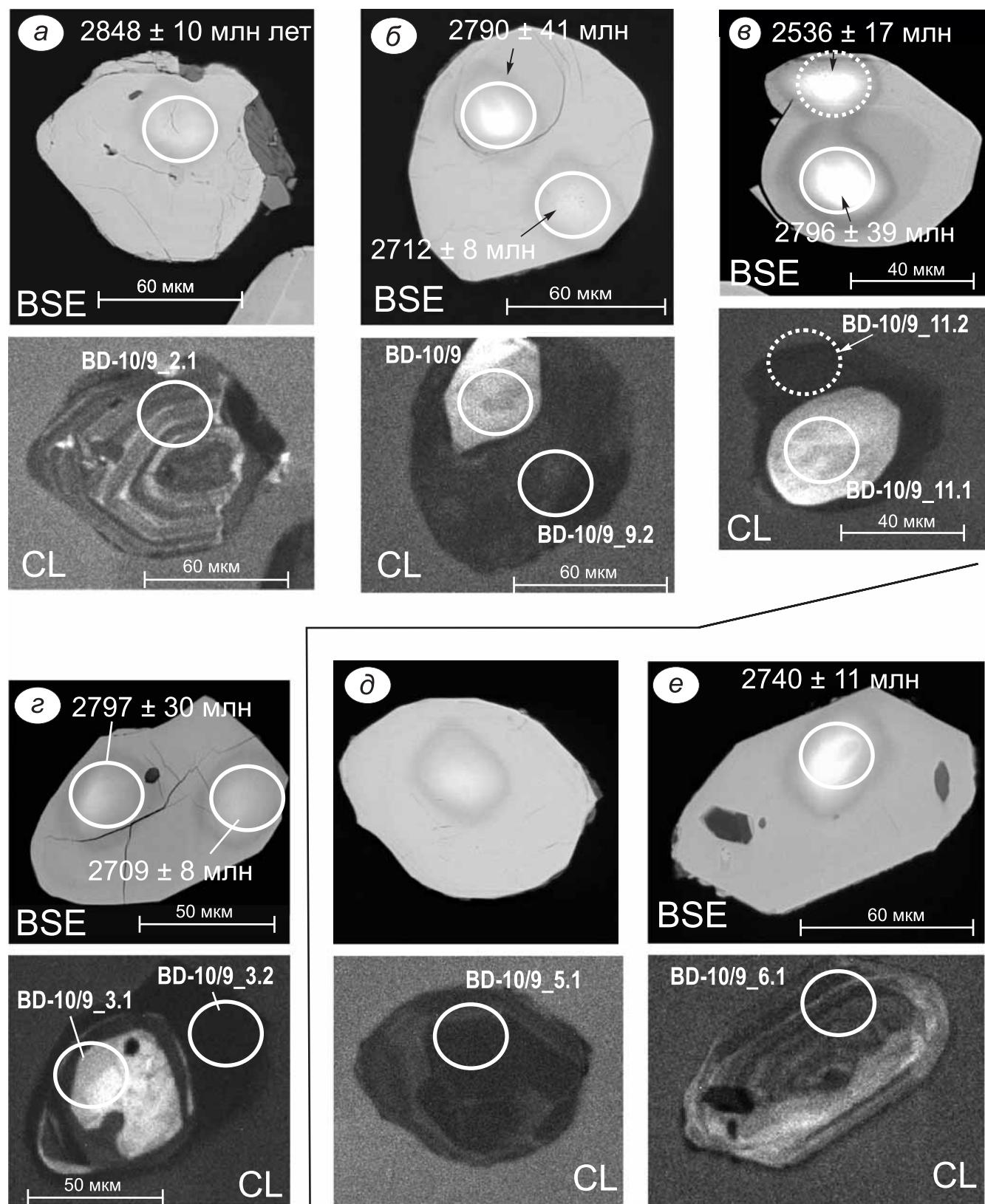


Рис. 3. Катодолюминесцентные (CL) и в отраженных электронах (BSE) изображения цирконов из основного гранулита на м. Черный (проба BD-10/9): *а* — тонкозональный мезоархейский без молодых оболочек; *б-г* — с древними ядрами и неоархейскими оболочками; *д* — неоархейский «гранулитовый»; *е* — неоархейский призматический. Белые кружки — места определения изотопного возраста с указанием значений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в млн лет. Цифрами показаны номера проб в табл. 2

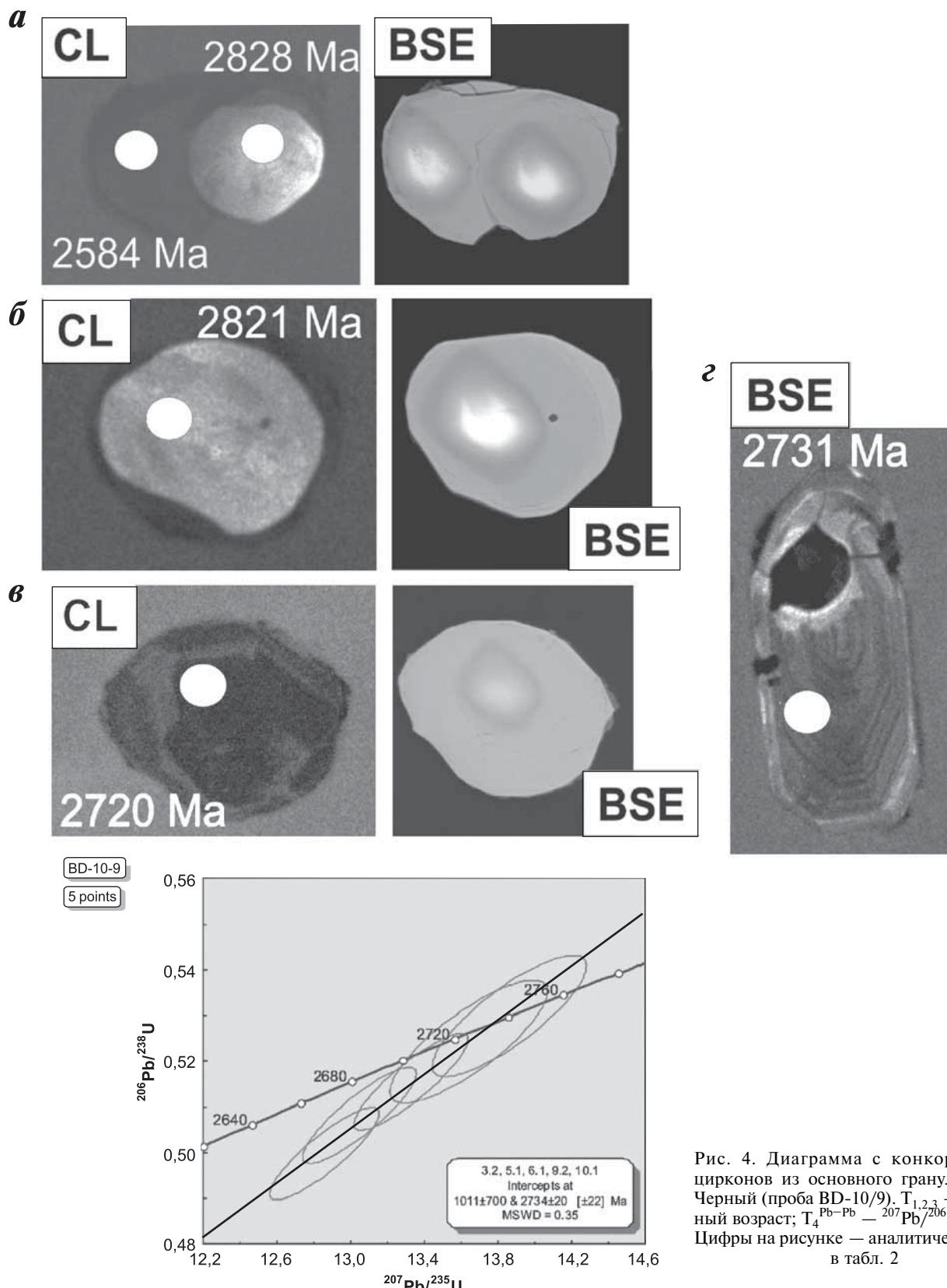
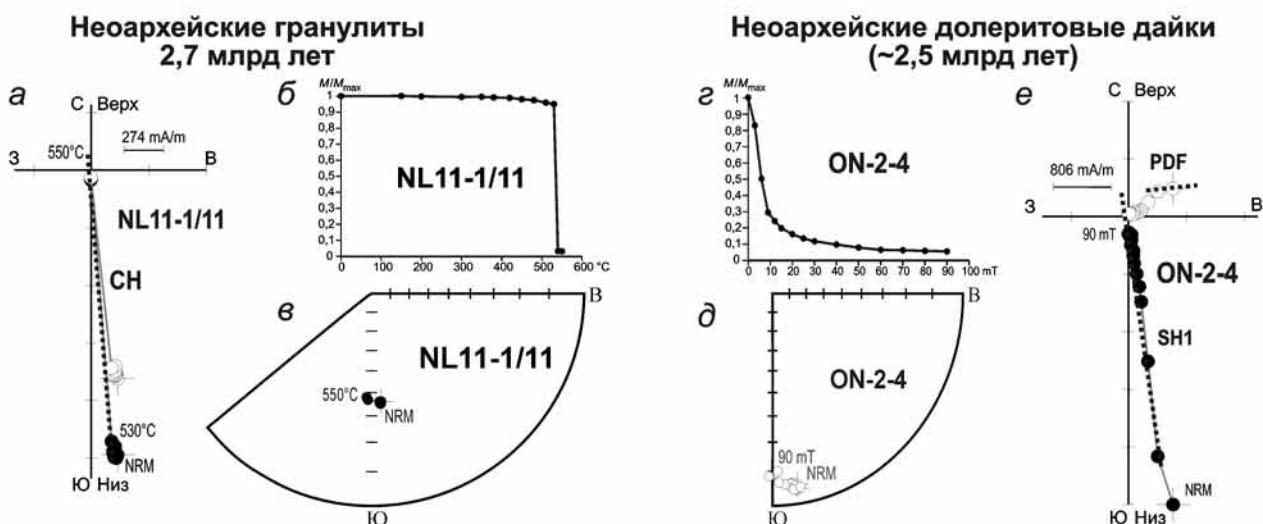


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из основного гранулита на м. Черный (проба BD-10/9). $T_{1,2,3}$ — изохронный возраст; T_4 — ^{207}Pb — ^{206}Pb возраст. Числы на рисунке — аналитические точки в табл. 2

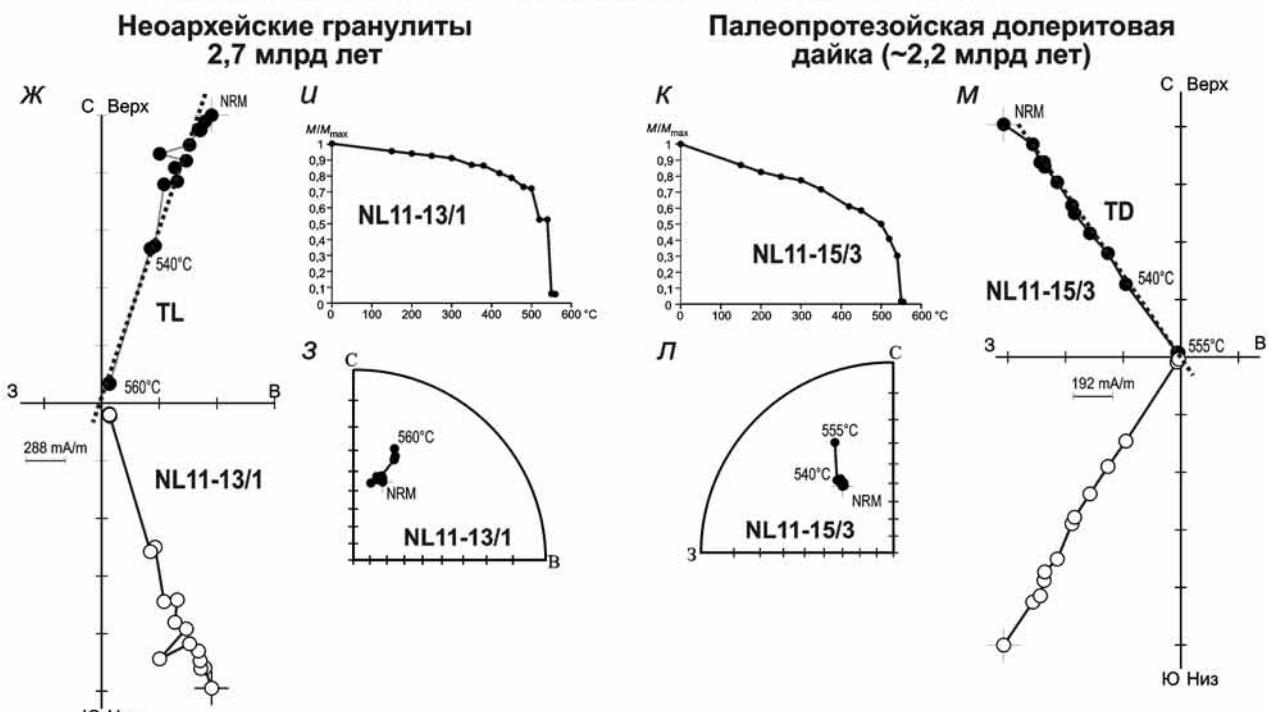
[Слабунов и др., 2011]. Возраст магматической стадии формирования эндербитов в условиях гранулитовой фации оценивается в 2717 ± 8 млн лет, в них установлены также ксенокристы с возрастом 2844 млн лет [Матвеева и др., 2011]). В гранулитах отмечаются процессы диафтореза с возрастом около 2522 ± 64 млн лет.

Учитывая все полученные данные, можно уверенно оценить время проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались эндербиты, чарнокиты и кристаллосланцы, — 2739–2701 млн лет. В гранулитах и эндербитах установлены ксенокристы с возрастом 2,84 и 2,9 млрд лет, которые несут информацию о возрас-

А. ВОДЛОЗЕРСКИЙ ТЕРРЕЙН, М. ЧЕРНЫЙ



Б. ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН, оз. ТУЛОС



В. СРЕДНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ



те протолита. Обращает на себя внимание наличие в гранулитах м. Черный (кроме неоархейской, 2739 млн лет) популяции «гранулитовых» цирконов с возрастом 2838 млн лет, что, вероятно, отражает поздние мезоархейские термальные процессы в Водлозерском террейне [Ранний..., 2005].

Петро-палеомагнитные исследования. Лабораторная обработка коллекций выполнена в петромагнитной лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982]. Для определения минералов-носителей намагниченности в породе изучена непрерывная зависимость магнитной восприимчивости от температуры в отсутствии внешнего магнитного поля на приставке-печи CS-3 («AGICO», Чехия). Измерения проводили до температуры 700 °C в поле 300 мТл. Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполняли на спин-магнитометре JR-6A («AGICO», Чехия). Для размагничивания образцов использована немагнитная печь TD48 («ASC Scientific», США) с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТ.

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, или в случае хаотичного поведения вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в ходе нагрева.

Результаты ступенчатой температурной чистки образцов сопоставляли с данными магнитной чистки контрольной группы образцов переменным магнитным полем. Размагничивание проводили на приборе LDA-3A-AF («AGICO», Чехия) с диапазоном напряженности переменного поля от 1 до 100 мТ. Общее число шагов магнитной чистки до 15. Для проведения компонентного анализа использована программа Remasoft 3.0. Компонента считалась выделенной, если не менее 3 точек

(шагов чистки) лежало на одной прямой на диаграмме Зийдервельда.

Для каждой компоненты, выделенной в определенном температурном спектре, рассчитывали средние направления с учетом статистических параметров (кучность (K) и радиус доверия (α_{95})) [Палеомагнитология, 1982]. Среднее направление для каждой компоненты намагниченности рассчитано как по отдельным сайтам, так и по образцам в целом. Время приобретения породами намагниченности оценивали на основании тестов палеомагнитной надежности (тесты контакта). С каждого среднего направления пересчитаны координаты палеополюсов на координаты точек отбора образцов.

В ходе петро-палеомагнитных исследований эндербитов, чарнокитов и основных гранулитов с м. Черный установлено, что основным минералом-носителем намагниченности является магнетит. В высокотемпературном/высококоэрцитивном спектре выделена компонента СН юго-юго-восточного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, *a*–*e*). Среднее направление этой компоненты ($Dec=183,9^\circ$; $Inc=35,7^\circ$; $\alpha_{95}=5,5^\circ$; табл. 3) близко полученному ранее среднему направлению высокотемпературной компоненты для санукитоидов Панозерского массива (рис. 2, *b*). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора образцов, близок среднему палеомагнитному полюсу, полученному ранее для Панозерского массива [Лубнина, Слабунов, 2009]. Вместе с тем палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений обратной полярности высокотемпературных компонент намагниченности (CHR-ср и PN_R, рис. 6), с одной стороны, близки палеомагнитным полюсам 2450 млн лет для Карельского кратона, а с другой — лежат в мезопротерозойской части Траектории кажущейся миграции Восточно-Европейского кратона (рис. 6). Прямой тест контакта для образцов гранулитов получить невозможно из-за отсутствия вмещающих пород.

Вместе с тем по геофизическим данным гранулиты Онежского комплекса, возможно, секутся неархейскими габброноритовыми Шальской и Авдеевской дайками (рис. 1, А). В образцах

Рис. 5. Результаты палеомагнитных исследований образцов неоархейских гранулитов Водлозерского террейна на м. Черный и Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос, а также секущих их долеритовых даек: неоархейские Шальские (~2,5 млрд лет) и палеопротерозойской (~2,2 млрд лет)

A–B — примеры ступенчатой температурной чистки (*a*–*e*, *ж*–*м*) и чистки переменным полем (*ж*–*е*) образцов неоархейских гранулитов Водлозерского террейна на м. Черный (*A*, *a*–*в*) и Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос (*B*, *ж*–*и*), а также секущих их долеритовых даек: неоархейские Шальские (~2,5 млрд лет, *A*, *ж*–*е*) и палеопротерозойская (~2,2 млрд лет, *B*, *к*–*м*) соответственно. Для каждого образца: диаграмма Зийдервельда в географической системе координат (*a*, *e*, *ж*, *м*), кривая изменения величины естественной остаточной намагниченности в ходе чистки (*b*, *ж*, *и*, *к*) и стереопроекция направлений в географической системе координат (*в*, *д*, *з*, *л*). Белые кружки — проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдервельда проекция на вертикальную плоскость), черные кружки — проекции векторов на горизонтальную плоскость). Цифры у кружков указывают температуру магнитной чистки (°C). На диаграммах Зийдервельде пунктирные линии — направления и названия выделенных компонент намагниченности (буквенные обозначения компонент см. в табл. 2). PDF — современная вязкая компонента намагниченности (пояснения см. в тексте).

B — распределение на сфере выделенных высокотемпературных компонент остаточной намагниченности в географической системе координат: *н*–*о* — в породах Водлозерского террейна на м. Черный: *н* — в неоархейских гранулитах; *о* — в неоархейских Шальских дайках; *п*–*р* — в породах Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос: *п* — в неоархейских гранулитах на оз. Тулос; *р* — в палеопротерозойской дайке (~2,2 млрд лет). Буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 2

габброноритов в высокотемпературном/высококоэрцитивном интервале выделяется компонента SH1 юг-юго-восточного склонения и низкого положительного/отрицательного наклонения (рис. 5, *2–e*; табл. 3). Среднее направление выделенных высокотемпературных компонент намагниченности в гранулитах и габброноритовых дайках отличается статистически значимо (рис. 5, *h, o*; табл. 3), что свидетельствует об отсутствии регионального перемагничивания после внедрения неоархейских даек габброноритов.

В опробованных ранее на о-вах Деда и Горелый неоархейских (~2680 млн лет) гранитоидах выделены высокотемпературные компоненты UBG1 и UBG2 соответственно [Scherbakova et al., 2017]. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления обратной полярности высокотемпературной компоненты, выделенной в гранитоидах, близок полученному ранее палеопротерозойскому полюсу 1980 млн лет для Карельского кратона [Lubnina et al., 2017]. Однако палеомагнитные полюсы совпадают, только если принять выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности разной полярности. Вместе с тем антиподальность высокотемпературных компонент намагниченности может свидетельствовать как о совпадении разновозрастных докембрийских полюсов Карельского кратона, так и о разной степени перемагничивания отличающихся по составу пород.

В результате петро-палеомагнитных исследований гранулитов Тулосского массива выделена высокотемпературная компонента намагниченности

сти TL север-северо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, *ж–и, н*). В прорывающей гранулиты долеритовой дайке (2,2 млрд лет) также выделяется высокотемпературная TD-компоненты север-северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, *к–м, р*). Среднее направление TL-ср-компоненты в гранулитах значимо отличается от среднего направления TD-ср-компоненты в дайке (рис. 5, *н–р*). Формально тест контакта положительный, поэтому можно считать выделенное в гранулитах направление первичным. Однако палеомагнитный полюс TPN-ср, пересчитанный с направления прямой полярности выделенной высокотемпературной компоненты TD-ср, лежит в пределах доверительного интервала полюса «Свекофенского перемагничивания» 1840 млн лет, традиционно выделяемого в архейско-палеопротерозойских комплексах Фенноскандии [Lubnina et al., 2016 и ссылки в этой работе]. Вместе с тем возраст перемагничивания оценивается лишь из геологических общих соображений и может не отражать реальные процессы, происходившие в ходе аккреционых событий в Свекофенском орогене, а представлять собой лишь сумму компонент.

Кроме того, палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности, для неоархейских гранулитов Тулосского комплекса близок таковому для неоархейских гранитоидов Водлозерского террейна (табл. 3), поэтому вопрос

Таблица 3

Палеомагнитные направления для неоархейского Онежского гранулит-чарнокит-эндербитового комплекса Водлозерского террейна

Номер п/п	Породы/комплекс	Компонента	B/N	Палеомагнитное направление				Палеомагнитный полюс				Возраст пород, млн лет	Ссылка
				Dec°	Inc°	K	$\alpha_{95}^°$	Plat, °N	Plong, °E	d_p , град.	d_m , град.		
Водлозерский террейн													
1	Неоархейские гранулиты, м. Черный	CH-ср	19	183,5	46,3	44,3	5,1	-0,9	27,1	4,2	6,5	2739–2717	эта работа
2	Неоархейские санукитоиды Панозерского массива	PN	1/45	164,4	55,6	39,5	3,4	-10,2	226,1	3,5	4,9	2745	[Лубнина, Слабунов, 2009]
3	Неоархейские граниты, о. Деда	UBG1	1/9	245,9	-64,8	36,4	8,7	50,7	117,1	11,2	13,9	2680	[Scherbakova et al., 2017]
4	Неоархейские граниты, о. Деда	UBG2	1/15	236,6	-65,5	168,1	3,0	55,5	123,9	3,9	4,8	2680	[Scherbakova et al., 2017]
5	Неоархейские Шальские габброноритовые дайки	SH-mean	8/76	174,6	3,6	64,2	7,8	-26,2	41,9	3,5	7,0	~2504	[Scherbakova et al., 2017]
Центрально-Карельский террейн													
6	Неоархейские гранулиты, оз. Тулос	TL-ср	1/12	39,7	42,7	30,6	8,0	44,6	155,7	6,1	9,9	2704	эта работа
7	Палеопротерозойская долеритовая дайка	TP-ср	1/20	334,5	45,3	47,7	4,8	51,4	248,2	3,8	6,1	~2200	эта работа

Примечание: В – число сайтов; N – число образцов; Dec°, Inc° – склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат соответственно; K – кучность векторов; $\alpha_{95}^°$ – радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления. Палеомагнитный полюс в пересчете на координаты точек отбора: Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – отношение минимальной и максимальной осей овала 95%-ного доверия.

о времени приобретения неоархейскими гранулитами Центрально-Карельского террейна остается открытым.

Возможные тренды перемещения Карельского кратона в интервале 2745–2200 млн лет назад, построенные с использованием новых палеомагнитных данных, приведены на рис. 6.

Обсуждение результатов. В результате проведенных петро-палеомагнитных исследований получено два новых палеомагнитных полюса — по неоархейским гранулитам Онежского и Тулосского комплексов Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов соответственно (табл. 3).

Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты намагниченности, выделенной в гранулитах онежского комплекса, на координаты точек отбора образцов (табл. 3), близок среднему палеомагнитному полюсу, полученному ранее для Панозерского массива санукитоидов Водлозерского террейна Карельского кратона [Лубнина,

Слабунов, 2009]. Вместе с тем он близок палеомагнитному полюсу, полученному для Шальской габброноритовой дайки (табл. 3) [Scherbakova et al., 2017], и значимо отличается от палеомагнитного полюса 1,98 млрд лет Водлозерского террейна [Lubnina et al., 2017]. Для гранулитов Онежского комплекса нельзя исключить возможное влияние неоархейско-раннепалеопротерозойского магматического события (внедрение Шальской и Авдеевской даек, а также Бураковской интрузии). Вместе с тем Панозерский санукитоидный массив находится на удалении более 200 км от крупных Сумийских интрузивных массивов, что, скорее всего, исключает его вторичный прогрев и перемагничивание в раннем палеопротерозое.

Новые палеомагнитные данные, полученные для неоархейских комплексов Карельского кратона, в совокупности с уже имеющимся «ключевыми» полюсами для кратонов Пилбара, Каапвааль и Сьюпирор позволяют подтвердить предложенную ранее конфигурацию неоархейского суперконтинента.

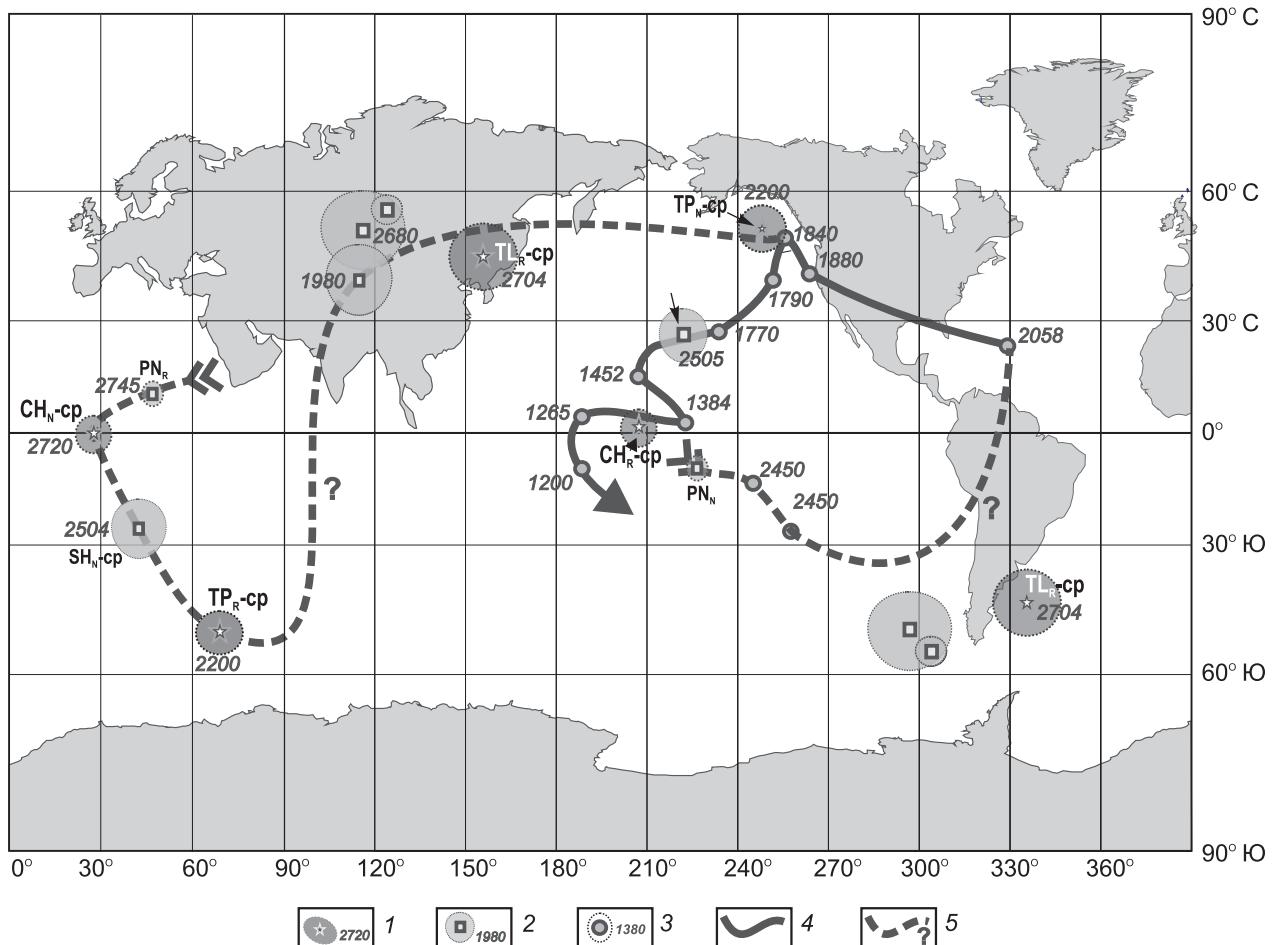


Рис. 6. Сопоставление новых палеомагнитных полюсов, полученных для неоархейских гранулитов Онежского и Тулосского комплексов Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов соответственно, с известными архейскими–палеопротерозойскими полюсами для Карельского кратона, по [Lubnina et al., 2016, 2017; Scherbakova et al., 2017] с изменениями и дополнениями: 1 — неоархейские полюсы, полученные нами; 2 — предыдущие архейско-палеопротерозойские полюсы для Водлозерского террейна Карельского кратона; 3 — палео-мезопротерозойские палеомагнитные полюсы для Карельского (Восточно-Европейского) кратона из [Lubnina et al., 2016]; 4 — предполагаемый палео-мезопротерозойский сегмент траектории кажущейся миграции Карельского кратона; 5 — возможные неоархейско-палеопротерозойские тренды перемещения Карельского кратона с учетом полученных нами палеомагнитных данных. Цифры — возраст полюсов на траектории. Буквенные обозначения палеомагнитных полюсов см. в табл. 3

нента Кенорленд [Лубнина, Слабунов, 2009; 2011 и ссылки в этих работах]. Согласно палеотектонической реконструкции (рис. 7) суперконтинент Кенорленд реконструирован в виде плиты вытянутой или серповидной формы [Лубнина, Слабунов, 2009, 2011; Slabunov, Lubnina, 2015, 2016] и ссылки в этих работах. При этом между Карельским и Каапваальским кратонами располагался кратон Пилбара. Важно отметить, что в этой модели находят место неоархейские кратоны Слейв, Бунделкхандский, Дхарвар, Йилгарн и Зимбабве, положение которых реконструировано на основании геологических корреляций [Slabunov, Lubnina, 2016].

Совместное перемещение кратонов Карельского и Сьюпириор восстановлено на основании комплекса геологических и палеомагнитных данных [Лубнина, Слабунов, 2011]. Геологические корреляции очевидно свидетельствуют в пользу значительного сходства мезо-неоархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор). При этом коррелируется не только время проявления наиболее значимых

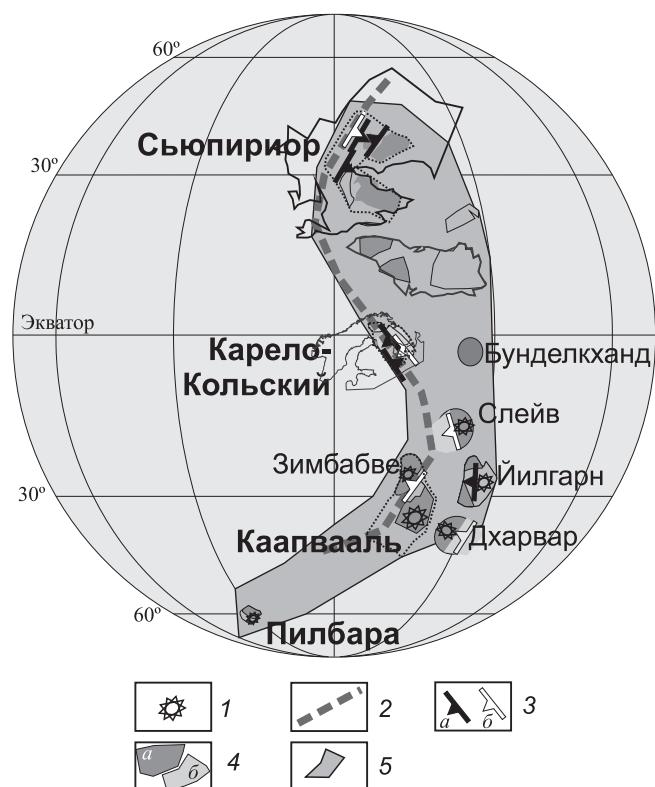


Рис. 7. Реконструкция неоархейского суперконтинента Кенорленд (~2,7 млрд лет), по [Лубнина, Слабунов, 2011; Slabunov, Lubnina, 2016] с изменениями и дополнениями: 1 — плюмовая активность (~2,7 млрд лет); 2 — коллизионная орогения (~2,7 млрд лет); 3 — субдукционные (a) и коллизионные (b) системы (~2,7 млрд лет); 4 — архейская континентальная кора с возрастом: a — >3,0 млрд лет; b — 3,0–2,8 млрд лет; 5 — предполагаемые границы неоархейского суперконтинента Кенорленд

аккреционно-коллизионных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов (рис. 6).

Модель единого неоархейского суперконтинента Кенорленд, в состав которого входили Каельский и Каапваальский кратоны, также имеет геологическую аргументацию. Мезо-неоархейская история формирования земной коры этих кратонов имеет важные черты сходства [Лубнина, Слабунов, 2011 и ссылки в этой работе]. В этот период новые фрагменты континентальной коры формировались в северной и западной частях Каапваального кратона и в Зимбабве, а также вокруг Водлозерского террейна в Каельском кратоне и в сопряженных с ним структурах. В неоархее в результате коллизии (2,65–2,57 млрд лет назад, л.н.) образовался ороген Лимпопо, а около 2,7 млрд л.н. — Беломорский. Ориентировка неоархейских складчатых поясов Лимпопо и Беломорского весьма сходны в предложенной конфигурации суперконтинента Кенорленд (рис. 6).

Развитие кратонов Индийского щита имеет некоторые особенности [Slabunov, 2013 и ссылки в этой работе]. Древние ядра южных (Западный Дхарвар, Бастар и Сингдум) кратонов в мезоархее (3,1–2,8 млрд л.н.), подобно Каапваальному кратону, испытывали воздействие мантийных плюмов, в результате чего формировались базальт-коматитовые комплексы с осадками (такие, как Сургур и Бабабудан в Западном Дхарваре, Сукма на кратоне Бастар, Бадампахар и Симлипал на кратоне Сингдум). Вероятно, эти кратоны в мезоархее развивались независимо. В неоархее (2,8–2,7 млрд л.н.) на восточной окраине (в современной системе координат) Западного Дхарварского древнего блока и на южной окраине южного блока Бунделькхандского кратона происходил рост новой континентальной коры в ходе аккреционно-субдукционных процессов. В этот период формировались зеленокаменные комплексы Восточного Дхарвара и Центрально-Бунделькхандский. Корообразование в связи с субдукционными процессами (вероятно, в режиме активной континентальной окраины) отмечено на кратонах Индийского щита также в период 2,56–2,54 млрд л.н. В конце неоархея (около 2,5 млрд л.н.) произошла амальгамация южных кратонов, в то время как объединение их с северными — значительно более позднее событие (в палеопротерозое).

Палеомагнитные и геологические данные дают основания полагать, что в конце неоархея (2,7–2,6 млрд л.н.) сформировался суперконтинент Кенорленд, в состав которого, безусловно, входили кратоны Каельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюпириор, а также, вероятно, кратоны Индийского щита, Йилгарн, Зимбабве и провинция Слейв (рис. 6).

Выводы. 1. Выполнены изотопно-геохронологические исследования цирконов из пород

Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса. Показано, что основная стадия его становления происходила 2739–2717 млн л.н.

2. В результате петро-палеомагнитных исследований неоархейского Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса удалось выделить первичную высокотемпературную компоненту намагниченности, первичная природа которой установлена на основании положительного инверсионного теста контакта. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности, лежит в пределах доверительного интервала с таковым для неоархейского Панозерского санукитоидного массива. Вместе с тем в неоархейском Тулосском гранулитовом комплексе выделена высокотемпературная компонента намагниченности, среднее направление которой значимо отличается

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 165 с.

Король Н.Е. Высокотемпературная амфиболизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.

Куликов В.С., Светлов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Палеомагнетизм неоархейской полифазной Панозерской интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 18–25.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Реконструкция неоархейского суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным и геологическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 22–29.

Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неоархейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Мат-лы конф. Петрозаводск, 2011.

Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Ранний докембрый Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е. и др. Архейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Мат-лы XII Всеросс. петрографического совещ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 503–506.

Слабунов А.И., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск, 2011. С. 1–17.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бабикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология,

от таковой в гранулитах Онежского комплекса. Новые палеомагнитные данные позволяют реконструировать пространственное положение Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов в структуре Карельского кратона и предположить, что около 2,7 млрд л.н. его формирование как единой плиты еще не завершилось.

3. Новые палеомагнитные данные о неоархейских гранулитах Водлозерского террейна Карельского кратона в совокупности с полученными ранее результатами о санукитоидах Панозерского массива представляют важный аргумент в пользу обоснованности выполненной реконструкции неоархейского суперконтинента Кенорленд серповидной формы. В его структуре на основании геологических данных предложено положение кратонов Слейв, Бунделкхандского, Дхарвар, Йилгарн и Зимбабве.

геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

A classification of igneous rocks and glossary of terms / Le Maitre R.W. (ed.). Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Hofmann A. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297–314.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks // Ontario Division of Mines, 1976. MP 66. 22 p.

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

Lubnina N.V., Slabunov A.L., Stepanova A.V. et al. The Paleoproterozoic remagnetization trend in rocks of the Belomorian Mobile Belt: Paleomagnetic and geologic evidence // Moscow Univ. Geol. Bull. 2016. Vol. 71, N 5. P. 311–322.

O'Connor J.T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. 1965. Prof. Pap. 552D. P. 79–84.

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

Slabunov A.I. Comparison of the crustal evolution of the Fennoscandian, Southern African and Indian Shields in the Meso- to Neoarchean time and Kenorland supercontinent // Abst. 3rd Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi, India. IAGR Conference Series. 2013. N 16. P. 173–175.

Slabunov A.I., Lubnina N.V. Neoarchean supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data // Abstracts. 35th Intern. Geol. Congr. Cape Town, South Africa. Alexandria: Amer. Geosci. Institute, 2016. P. 3751.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Rev. in Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.