

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93; 551.24; 551.248.1; 551.8; 552.3

НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕЗАВИСИМОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФАДДЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО АККРЕЦИОННОГО ПОЯСА В ДОКЕМБРИИ

© 2023 г. Н. Ю. Матушкин^{1,2,*}, член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин^{2,1},
академик РАН В. А. Верниковский^{1,2}, В. Ф. Проскурнин³, В. В. Абашев^{1,2},
А. Н. Ларионов³, Б. С. Петрушков⁴

Поступило 03.04.23 г.

После доработки 16.04.2023 г.

Принято к публикации 17.04.2023 г.

В статье представлены геолого-структурные, петро-геохимические, U–Pb-геохронологические и палеомагнитные данные, уточняющие палеотектоническое положение Фаддеевского террейна Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Изучены силлы метагabbро-долеритов северобыррангского и ясненского комплексов. Их структурное положение в породах октябрьской и ждановской свит показывает, что внедрение произошло до деформаций, связываемых с аккрецией Центрально-Таймырского пояса. Установлен U–Th–Pb-возраст кристаллизации метагabbро-долеритов – 1357 ± 9 млн лет. Первичная палеомагнитная запись, отвечающая времени внедрения интрузий, не сохранилась. Установлены две метакхронные компоненты. Первая соответствует корообразующим процессам около 840 млн лет назад в результате коллизии, вероятно, континент–островная дуга в кратонном блоке, в состав которого входили Фаддеевский и Мамонто-Шренковский террейны. Согласно палеомагнитным данным, эти коллизионные события происходили на расстоянии в несколько сот километров от окраины Сибири. Вторая отвечает термальным событиям на рубеже палеозоя и мезозоя и отражает сдвиговый режим преобразования тектонической структуры Карского орогена.

Ключевые слова: геохронология, палеомагнетизм, Фаддеевский террейн, Центрально-Таймырский аккреционный пояс, Карский ороген, арктическая окраина Сибири

DOI: 10.31857/S2686739723600698, EDN: WGKFTS

Центрально-Таймырский аккреционный пояс Карского (Таймырско-Североземельского) орогена включает в себя террейны островодужного, океанического и континентального происхождения, собранные в единую структуру на окраине Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя [1–3]. Возраст островодужных пород в пределах пояса, согласно геохронологическим данным неопротерозойский – 967–961 и 755–730 млн

лет [2, 4, 5]. С ними тектонически совмещены Мамонто-Шренковский и Фаддеевский кратонные террейны, сложенные метатерригенными биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами предположительно палео-мезопротерозойского возраста [6, 7]. Массивы гранитоидов с возрастом 940–846 млн лет и вулканоплутонический комплекс, датируемый 869–823 млн лет, прорывающие метатерригенные породы, указывают на коллизионные события, предположительно, микроконтинент–островная дуга [1, 3, 6–8].

Палеотектоническое положение Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов остается дискуссионным. В настоящей работе представлены геолого-структурные, петро-геохимические, U–Pb-геохронологические и палеомагнитные данные для коллекции образцов из более чем 20 интрузий северобыррангского и ясненского комплексов метагabbродолеритов, прорывающих метаосадочные и метавулканические породы ок-

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁴ООО “Норникель Технические Сервисы”, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru

тябрьской и ждановской свит на юго-западе Фаддеевского террейна, в бассейнах рек Баркова и Ленинградская (рис. 1).

Согласно данным государственного геологического картирования [9, 10], октябрьская и ждановская свиты имеют метатерригенно-карбонатный состав и со структурным несогласием перекрывают гранитно-метаморфические комплексы фундамента Фаддеевского террейна. Возраст детритовых цирконов, состав, мощность и зрелость отложений позволяют предполагать, что их накопление происходило в условиях пассивной континентальной окраины не ранее, чем 1900 [11] или 1760 [10] млн лет назад.

Полевые наблюдения показывают, что вмещающие метаосадочные породы имеют многочисленные признаки конседиментационных нарушений в виде микроразломов и микроскладок в пределах индивидуальных или нескольких слоев. Прорывающие их интрузии габбро-долеритов обычно представляют собой субсогласные пластовые тела мощностью, варьирующей от 0.5 до 200 м. Верхние контакты тел имеют признаки активного внедрения (брекчирование, ксенолиты вмещающих пород, рассланцевание и пр.), что однозначно идентифицирует их как силлы. Они деформированы вместе с вмещающей толщей и образуют систему из трех крупных и нескольких относительно мелких тектонических чешуй (рис. 1). В зонах сместителей надвигов породы интенсивно рассланцованы и, как правило, имеют запрокинутое залегание. Вторичные деформации осевых поверхностей складок указывают на то, что складчато-надвиговая структура образована при минимум двух этапах СЗ–ЮВ-сжатия. Наклон шарниров складок, кливаж плойчастости, деформации поздних кварцевых жил — указывают на наличие более поздней сдвиговой компоненты деформаций.

Изучение петрографического состава пород, слагающих силлы, проводилось с использованием поляризационного микроскопа Nikon Eclipse LV100N POL (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск). Геохимические и изотопные исследования проводились в Центре изотопных исследований и Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом с относительной погрешностью 1–5%. Определение редкоземельных и других малых элементов получено методами эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Optima-4300: ICP-AES для Co, Ni, Zn, Pb, Li, Sc, C и ICP-MS для остальных элементов, в том числе РЗЭ. U–Pb-анализ циркона из метагаббро выполнен на SIMS SHRIMP-II. Палеомагнитные исследования выполнены по стандартной методике в лаборатории

геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН и лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Центральной и Восточной Арктики НГУ (г. Новосибирск).

Согласно результатам петрографического изучения силлы сложены средне-мелкозернистыми метагаббродолеритами с реликтовой габбровой, порфировой и офитовой структурами с переходом к фибробластовой и бластопризматической. Степень метаморфических изменений не превышает зеленосланцевой фации. Плагиоклаз (50–60%) замещен альбитом, карбонатом и минералами группы эпидота; клинопироксен (до 30%) — амфиболом, хлоритом; роговая обманка (до 20%) — актинолитом. Также отмечено присутствие единичных зерен оливина, замещенного серпентином, тальком и хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, ильменит, по которому развиваются псевдоморфозы лейкоксена.

Результаты изучения химического состава метагаббродолеритов представлены в табл. 1. По соотношению SiO_2 и FeO^*/MgO [12] они отвечают толеитовой, а по соотношению SiO_2 и K_2O [13] — толеитовой и реже низкокальциевой известково-щелочной сериям. Распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры в габбро показывают, что они имеют промежуточный между OIB и E-MORB характер распределений элементов примесей (рис. 2).

Для циркона из метагаббро одного из силлов в береговых обнажениях р. Ленинградская в 1.5 км ниже устья р. Баркова (обр. Т10-05) проведены U–Th–Pb-исследования 11 зерен (табл. 2, рис. 3). Все они имеют призматический габитус, слабо трещиноваты, с четкой магматической зональностью. Два дискордантных анализа (4.1, 2.1) исключены из расчета среднего возраста. Для остальных 9 анализов получено конкордантное значение — 1357 ± 9 млн лет ($\text{СКВО} = 0.88$), которое интерпретируется как возраст кристаллизации породы. Близкие значения — 1365 ± 11 млн лет (SIMS по бадделейту), 1374 ± 10 и 1348 ± 37 млн лет (по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) указаны в [11, 14].

Проведенные петромагнитные и палеомагнитные эксперименты свидетельствуют о плохой сохранности и неоднократной перезаписи палеомагнитного сигнала в метагаббродолеритах и вмещающих породах. Во многих изученных обнажениях регулярной компоненты установить не удастся. Тем не менее, используя приемы комбинированного анализа направлений и больших кругов в составе естественной остаточной намагниченности 8 силлов и вмещающих их пород, удастся зафиксировать присутствие двух метакоррелируемых компонент (табл. 3, рис. 4).

Первая характеризуется северным склонением и положительным наклонением вектора остаточной намагниченности. Согласно результатам теста складки, она была записана породами до де-

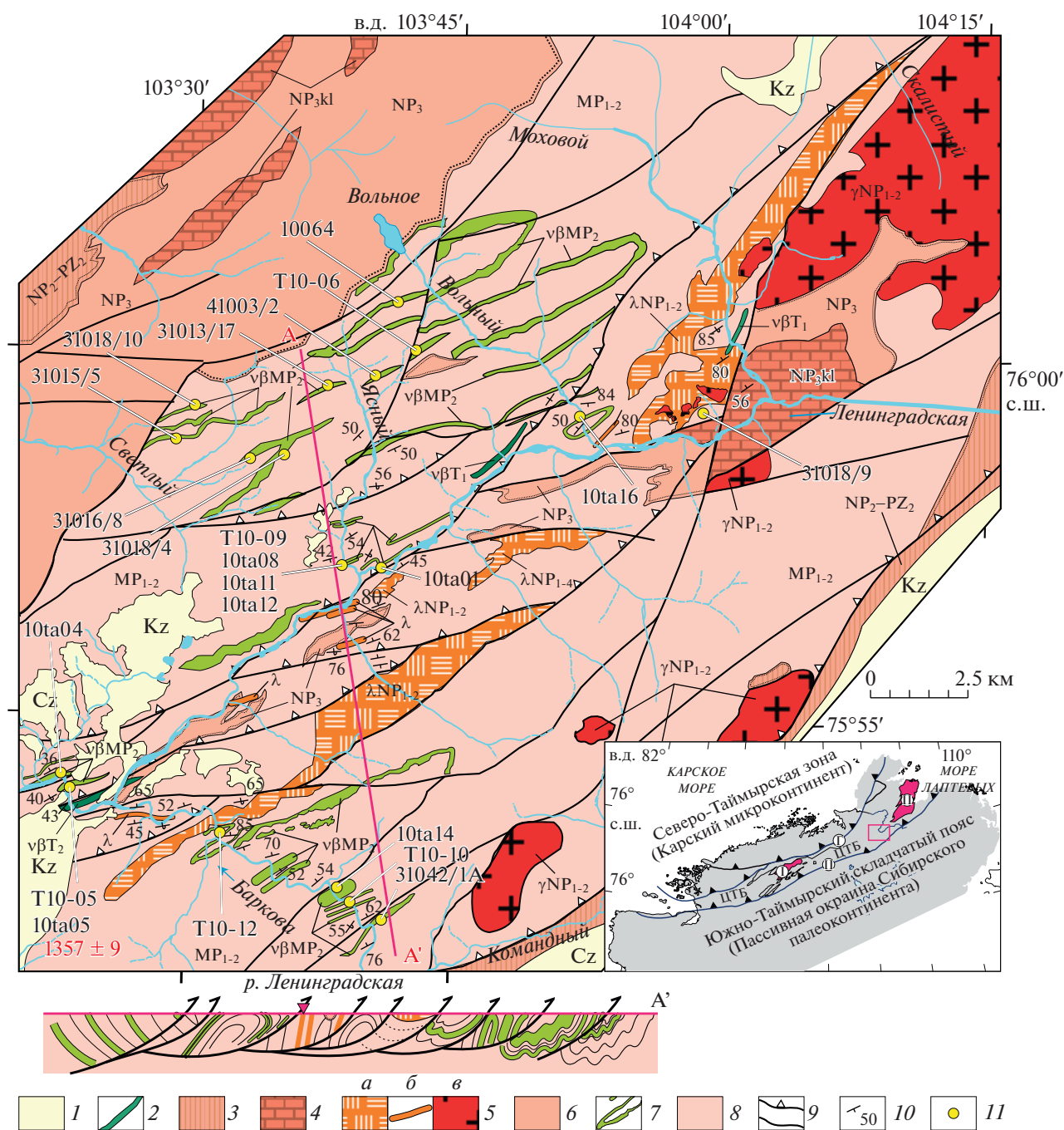


Рис. 1. Геология района исследования по [3] с изменениями и положение точек наблюдения. 1 – юрско-кайнозойские отложения; 2 – дайки габбро-долеритов (Т₁); 3 – карбонатно-терригенные отложения (NP₃–PZ₁); 4 – отложения колосовской свиты (NP₂): доломиты, известняки строматолитовые, оолитовые, обломочные, редкие прослои аргиллитов; 5 – комплексы вулканоплутонического пояса (869–823 млн лет): а – осадочно-вулканогенная толща с метариолитами, метабазальтами, их туфами и пачкой кварцитов, б – поток риолит-порфиров слабометаморфизованный, мощностью от первых метров до 20 м, в – гранитоиды ждановского (снежинского) комплекса; б – отложения становской свиты (NP₃): алевролиты, песчаники полимиктовые зеленые, красновато-фиолетовые с прослоями известняков, конгломератов и гравелитов кварцевых; 7 – силлы мезопротерозойских метагаббро северобыррангского и ясенского комплексов; 8 – вулканогенно-терригенные отложения октябрьской и ждановской толщ (MP₁₋₂); 9 – основные и второстепенные надвиги; 10 – залегание слоев; 11 – места отбора проб и их номера. Вертикальный масштаб разреза произвольный. 1357 ± 9 – U–Pb-возраст по цирконам, см. табл. 2 и рис. 4. ЦТБ – Центрально-Таймырский блок, П – Пясино-Фаддеевский шов, Г – Главный Таймырский шов, I – Мамонто-Шренковский террейн, II – Фаддеевский террейн. Рамкой показана область рисунка.

Таблица 1. Химический состав исследованных метагаббродолеритов

Компонент	T10-10	41003/2	31018/10	31013/17	T10-05	T10-09	31018/9	31018/4	31042/1A	T10-06	31015/5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	45.1	45.7	46	46.3	47.5	47.5	47.8	47.9	48.1	48.6	48.7
TiO ₂	1.18	3.68	3.7	2.56	2.91	2.49	2.15	2.71	2.8	2.46	2.44
Al ₂ O ₃	14.2	12.7	11.5	12	12.7	12.3	13.9	12.2	11.6	11.9	12.8
Fe ₂ O ₃ ^{общ}	13	19.1	19.7	19.5	17.1	17.9	15.4	17.4	18	16.2	16.2
MnO	0.19	0.28	0.26	0.26	0.24	0.24	0.25	0.23	0.24	0.24	0.24
MgO	10.8	4.31	5.26	6.1	5.01	5.39	5.6	5.01	4.34	6	5.71
CaO	9.25	9.71	8.37	7.85	9.02	8.35	9.16	8.27	8.3	10.1	8.83
Na ₂ O	1.74	2.27	2.16	2.21	2.48	2.17	2.48	2.54	2.18	1.92	2.29
K ₂ O	0.44	0.59	0.54	1.03	0.77	0.78	1.13	0.63	0.54	0.64	0.97
P ₂ O ₅	0.13	0.35	0.42	0.33	0.31	0.22	0.23	0.33	0.38	0.22	0.21
П.п.п.	3.8	1.32	1.91	1.78	1.85	2.52	1.82	2.55	3.29	1.78	1.54
Сумма	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.9	99.8
Li, г/т	22.9	19.00	20.50	19.70	7.27	12.5	18.50	15.30	8.04	13.6	15.50
Be	<1	—	—	—	1.7	1.32	—	—	—	<1	—
V	228	587.0	362.0	487.0	514	471	367.0	436.0	442.0	418	401.0
Cr	87.9	20.6	16.3	20.2	20.8	46.6	42.3	26.3	14.0	96.6	92.4
Co	59.4	56.60	49.60	62.20	47.7	48.4	44.40	43.50	36.80	45.9	47.80
Ni	253	28.80	12.00	67.80	35.5	41.1	52.00	36.50	19.40	54	63.30
Cu	106	132.0	241.0	173.0	217	177	140.0	169.0	38.5	279	314.0
Zn	141	160.00	163.00	167.00	185	147	116.00	136.00	135.00	137	126.00
Ga	15.2	22.20	21.80	21.00	22.4	20.6	19.70	21.30	21.90	20.4	20.80
Rb	13	22.20	21.80	21.00	12.2	13.8	19.70	21.30	21.90	18.1	20.80
Sr	204	272	206.00	202.00	281	146	253.00	229.00	331	151	156.00
Y	19.5	39.80	47.60	40.80	39.1	39	31.70	44.20	49.00	39.8	43.80
Zr	82.3	195.00	241.00	164.00	182	146	196.00	223.00	238.00	157	182.00
Nb	5.67	13.70	15.30	13.30	15	9.88	11.70	14.30	20.60	9.47	8.09
Ba	195	197	272	349	220	159	415	270	454	101	139
La	10.2	23.20	26.80	23.50	22.9	12.6	17.40	25.80	35.80	11.5	13.70
Ce	21.9	50.20	59.60	51.40	50.4	28.9	38.20	55.90	73.20	28	32.00
Pr	3.05	6.76	7.84	6.66	6.84	4.21	4.97	7.28	9.40	4.08	4.48
Nd	12.4	29.70	35.40	29.80	29	18.9	23.30	33.40	42.40	19.7	21.80
Sm	2.76	7.13	8.21	6.67	6.54	5.17	5.32	7.59	8.94	5.5	5.91
Eu	0.86	2.02	2.54	2.10	2.07	1.66	1.78	2.36	2.58	1.67	1.91
Gd	3.1	7.45	8.63	6.61	6.72	5.91	5.68	8.39	9.16	6.45	7.17
Tb	0.5	1.19	1.40	1.14	1.15	1.02	0.91	1.24	1.45	1.06	1.22
Dy	3.24	7.05	8.47	7.32	7.09	6.79	5.68	7.79	8.62	6.74	7.11
Ho	0.67	1.48	1.78	1.49	1.44	1.46	1.18	1.69	1.84	1.4	1.65
Er	2.06	4.28	4.70	3.91	4.38	4.26	3.12	4.54	4.90	4.43	4.33
Tm	0.31	0.60	0.71	0.61	0.63	0.68	0.51	0.69	0.69	0.64	0.69
Yb	2	4.03	4.35	3.91	4.18	3.96	3.05	4.35	4.14	4.32	4.10
Lu	0.31	0.59	0.71	0.65	0.63	0.59	0.50	0.64	0.71	0.6	0.69
Hf	1.97	4.90	5.58	3.76	4.39	3.97	4.82	5.23	5.92	3.81	4.37
Ta	0.36	0.92	1.07	0.94	0.99	0.81	0.75	0.99	1.35	0.69	0.69
Pb	4.56	7.37	4.80	5.77	6.31	2.51	3.34	3.25	6.62	2.91	3.96
Th	0.94	1.83	1.95	1.76	1.95	1.65	1.34	2.00	3.26	1.78	1.85
U	0.2	0.44	0.71	0.49	0.57	0.57	0.39	0.58	0.90	0.48	0.58

Примечание. Прочерк — нет анализа.

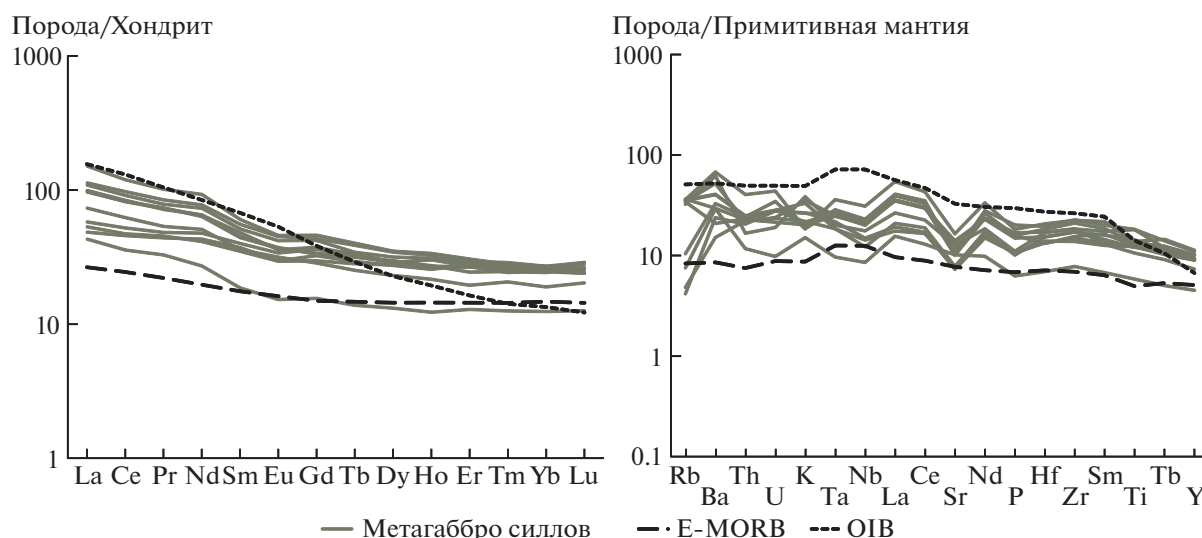


Рис. 2. Распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для исследованных пород. Содержания элементов нормированы к хондриту по [15] и к примитивной мантии по [16].

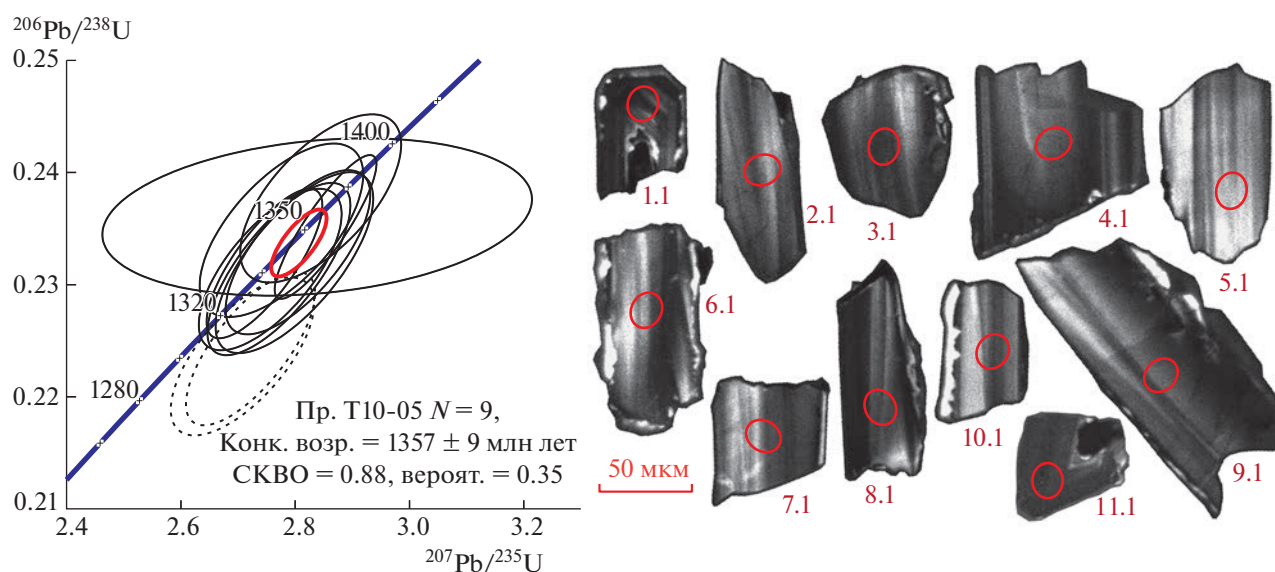


Рис. 3. Диаграмма с конкордией и катодолуминесцентные изображения циркона из образца метагаббро Т10-05 (эллипсы погрешностей – 2σ). На КЛ-изображениях красные овалы с номерами соответствуют аналитическим точкам в табл. 2.

формации. Максимум параметра кучности достигается при $85.8 \pm 12.2\%$ распрямления складки. Тем не менее мы считаем эту компоненту метакронной. Палеомагнитные направления в древней системе координат и рассчитанные по ним виртуальные геомагнитные полюсы в пределах ошибки совпадают с полученными ранее для неопротерозойских метариолитов этого же района [3]. Их формирование отвечает корообразующим процессам на уровне ~ 840 млн лет и связано с коллизией кратонного блока, в состав которого

входили Фаддевский и Мамонто-Шренковский террейны с островной дугой [3]. Вызванный этим событием региональный прогрев, вероятно, стал причиной перемагничивания, уничтожившего первичную мезопротерозойскую палеомагнитную запись, отвечающую времени внедрения силлов. При этом координаты полюса, рассчитанного для среднего направления данной компоненты, отличаются от ожидаемого, согласно траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири [17], на угол порядка 30° (рис. 4).

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb-исследований метагабро, обр. T10-05

№ ан. точ.	Содержание, г/г		Изотопные соотношения						Егг. согг.	Возраст, млн лет		% D	
	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	% ²⁰⁶ Pb _c	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb * (±%)	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)		(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
GPS привязка образца: N 75°53'37.7"; E 103°28'07.6"													
4.1	195	130	37.42	0.69	0.11	4.47 ± 1.3	0.088 ± 1.4	2.71 ± 1.9	0.224 ± 1.3	0.68	1301 ± 15	1379 ± 26	6
2.1	216	154	41.61	0.74	0.05	4.46 ± 1.2	0.088 ± 1.1	2.72 ± 1.7	0.224 ± 1.2	0.74	1305 ± 14	1383 ± 22	6
8.1	218	147	43.30	0.70	0.14	4.32 ± 1.3	0.086 ± 1.3	2.76 ± 1.9	0.231 ± 1.3	0.69	1342 ± 15	1347 ± 26	0
10.1	147	90	29.15	0.64	0.00	4.32 ± 1.4	0.087 ± 1.2	2.77 ± 1.8	0.231 ± 1.4	0.74	1342 ± 16	1358 ± 24	1
1.1	291	242	57.94	0.86	0.03	4.31 ± 1.2	0.086 ± 0.9	2.75 ± 1.5	0.232 ± 1.2	0.78	1344 ± 14	1336 ± 18	−1
5.1	109	45	21.75	0.43	0.00	4.31 ± 1.4	0.088 ± 1.4	2.80 ± 2.0	0.232 ± 1.4	0.71	1345 ± 17	1372 ± 27	2
3.1	179	118	35.81	0.68	0.06	4.29 ± 1.3	0.087 ± 1.3	2.80 ± 1.8	0.233 ± 1.3	0.70	1350 ± 16	1368 ± 25	2
9.1	164	70	32.99	0.44	0.19	4.26 ± 1.3	0.086 ± 1.6	2.78 ± 2.1	0.235 ± 1.3	0.64	1360 ± 16	1332 ± 31	−2
11.1	752	760	151.95	1.04	0.03	4.25 ± 1.1	0.088 ± 0.6	2.85 ± 1.3	0.235 ± 1.1	0.87	1361 ± 14	1383 ± 12	2
6.1	293	208	59.47	0.73	0.08	4.24 ± 1.2	0.087 ± 5.3	2.84 ± 5.4	0.236 ± 1.2	0.22	1366 ± 15	1365 ± 102	0
7.1	193	110	39.47	0.59	0.15	4.21 ± 1.3	0.087 ± 1.6	2.84 ± 2.0	0.238 ± 1.3	0.64	1375 ± 16	1356 ± 30	−2

Примечание. Ошибки соответствуют 1 σ ; Pb_c и Pb* – нерадиоактивный и радиоактивный свинец соответственно. Ошибка 1 σ при калибровке к стандарту TEMORA составила 0.38%. (1) – нерадиоактивный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb . % D – дискордантность.

Таблица 3. Палеомагнитные направления и координаты палеополюсов по результатам изучения метагаббро и вмещающих пород

Палеомагнитные направления							
Объект	n/N	Совр. коор.		Древ. коор.		k	α95
		D	I	D	I		
10ta04, силл, метагаббро	8/11	58.0	74.7	1.9	44.4	9.7	18.7
10ta14, силл, метагаббро	8/10	113.8	72.6	332.1	51.1	202.6	3.9
10ta16, силл, метагаббро	10/10	172.2	7.4	4.7	40.0	21.7	10.6
Среднее по 1-й группе направлений	(3)	146.7	60.6			3.1	87.8
				354.2	46.1	36.2	20.8
10ta01, силл, метагаббро	11/12	30.3	−53.0	89.1	−37.8	31.1	7.9
10ta05, силл, метагаббро	6/10	342.3	−45.4	359.2	−85.4	12.2	20.0
10ta08, силл, метагаббро	5/13	56.5	−82.1	310.6	−48.0	19.6	17.7
10ta11, ждановская свита, доломит	10/11	346.6	−56.8	41.0	−63.4	21.0	10.8
10ta12, ждановская свита, доломит	5/10	356.7	−57.2	106.1	−12.7	60.7	9.9
Среднее по 2-й группе направлений	(5)	1.1	−60.8			18.9	18.1
				68.3	−64.9	3.4	48.8
Палеомагнитные полюсы							
Объект	Plat	Plon	A95	F		R	
Метагаббро, 1-я группа направлений	41.4	290.6	21.3				
метариолиты ленинградского комплекса, 840 млн лет по [3]	29.9	293.6	7.4	−11.7 ± 16.6		3.1 ± 18.5	
ожидаемые по данным для Сибири на 840 млн лет по [17]	−3.3	300.8	5.8	−44.4 ± 16.2		12.0 ± 18.2	
Метагаббро, 2-я группа направлений	27.8	102.6	24.0				
ожидаемые по данным для Сибири на 200 млн лет по [17]	47.8	128.8	4.3	17.5 ± 17.9		36.1 ± 24.5	
ожидаемые по данным для Сибири на 300 млн лет по [17]	35.0	160.0	8.0	−0.6 ± 18.6		67.4 ± 24.9	

Примечание: n/N – количество использованных в статистике к общему количеству изученных образцов (точек опробования для среднего); D – склонение; I – наклонение; k – параметр кучности; $\alpha 95$ – 95% овал доверия; Plat и Plon – географические широта (в градусах с.ш.) и долгота (в градусах в.д.) палеомагнитного полюса; A95 – 95% овал доверия для полюса; F – относительное широтное (вдоль долготы) смещение в градусах по направлению на север, R – угол относительного поворота по (+) или против (–) часовой стрелки.

Для совмещения полюсов необходимо, прежде всего, изменение широтного положения (табл. 3). Соответственно, реконструируемые 840 млн лет назад события должны были произойти на существенном расстоянии от окраины Сибирского палеоконтинента. Размеры бассейна, разделяющего Фаддевский террейн и таймырскую пассивную окраину Сибири, составляли сотни километров. Такой вывод также поддерживают авторские палеомагнитные определения по породам древнейшего (960 млн лет) островодужного комплекса оз. Трех Сестер, расположенного поблизости от района настоящих работ [2]. Соответственно, есть основания полагать, что и в момент внедрения силлов – около 1350 млн лет назад Фаддев-

ский террейн или включающий его кратонный блок не мог располагаться вблизи таймырской окраины Сибири.

Вторая установленная регулярная компонента имеет заметно более кучное распределение векторов в современной системе координат (табл. 3), т.е. была записана породами после формирования современной складчато-покровной структуры Карского орогена. Максимум кучности достигается при $16.5 \pm 9.3\%$ распрямления складки. Хотя полного совпадения соответствующего палеомагнитного полюса с ТКДП Сибири нет, тем не менее он расположен вблизи позднепалеозойско–раннемезозойского участка ТКДП Си-

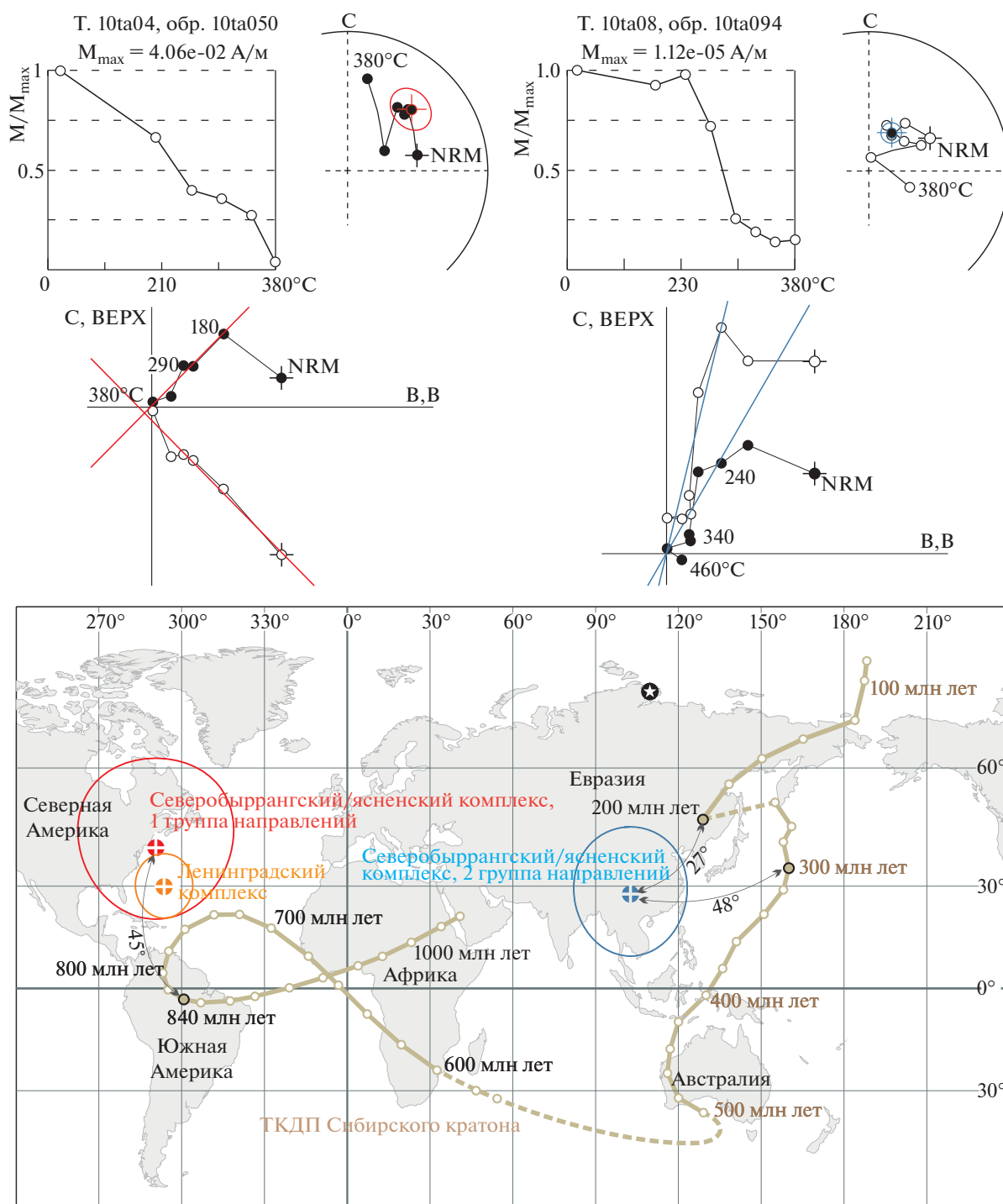


Рис. 4. Вверху примеры результатов ступенчатого терморазмагничивания образцов габбро, фиксирующих направления первой (слева, стратиграфические координаты) и второй (справа, географические координаты) группы направлений. Темные точки соответствуют проекции на нижнюю полусферу (положительное наклонение вектора), светлые точки — проекции на верхнюю полусферу (отрицательное наклонение вектора). Внизу положение палеомагнитных полюсов (табл. 3) относительно ТКДП Сибири по [17], цифры у дуг, соединяющих полюсы, обозначают угловое расстояние.

бири (рис. 4). Это указывает на вероятную связь регионального перемагничивания с термальными событиями, вызванными коллизией Карского микроконтинента или последовавшим за этим

плюмовым магматизмом, отражением которого является Сибирская крупная изверженная провинция. Наблюдаемые отличия в расположении сравниваемых полюсов предполагают поворот

Фаддевского террейна без изменения его фактического расстояния от кратона (табл. 3). Такая кинематическая обстановка может быть реализована только в условиях сдвига. Опираясь на авторскую магнитотектоническую модель, согласно которой коллизия Карского микроконтинента является результатом мягкого, косого взаимодействия литосферных плит [18, 19], сдвиговый режим трансформации структуры орогена на рубеже палеозоя—мезозоя закономерен и подтверждается полученными палеомагнитными данными. Наименьшее угловое расстояние между наблюдаемым полюсом и ТКДП оказывается для рубежа в 200 млн лет. Необходим поворот Фаддевского террейна вокруг своей оси не более чем на $36.1^\circ \pm 24.5^\circ$ (табл. 3, рис. 4). Однако не исключены и другие варианты сопоставления. Исходя из модели [18], поворотом вокруг эйлерового полюса, расположенного в центре Карского блока — главного индентора, вызывающего преобразование структуры сибирской окраины, наилучшее совпадение наблюдаемого полюса с ТКДП Сибири достигается для рубежа карбона—перми, около 300–280 млн лет. В это время происходил сильный прогрев литосферы в результате формирования Карского орогена, что подтверждается значениями абсолютного возраста коллизионных гранитов и численным моделированием [19, 20].

Таким образом, получены новые геолого-структурные, петро-геохимические, U—Pb-геохронологические и палеомагнитные данные для метагаббродолеритов северобыррангского/ясненского комплекса. Установленный U—Th—Pb-возраст кристаллизации метагаббродолеритов — 1357 ± 9 млн лет и их структурное положение свидетельствуют о том, что внедрение интрузий произошло в мезопротерозойские отложения октябрьской и ждановской свит, вероятно, в условиях рифтогенного бассейна пассивной континентальной окраины или окраинного моря. Этому не противоречат полученные для метагаббродолеритов геохимические данные. Совместные деформации метатерригенных пород и интрузий произошли позднее, вероятно, при аккреционно-коллизионных событиях континент—островная дуга. Новые результаты палеомагнитных исследований силлов метагаббродолеритов позволили зафиксировать присутствие в них двух метакронных компонент, отражающих корообразующие процессы 840 млн лет назад на расстоянии в несколько сот километров от окраины Сибири и термальные события на рубеже палеозоя—мезозоя при формировании Карского орогена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты 19-17-00091-П, 21-17-00052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Precambrian Res. 2001. V. 110. № 1–4. P. 127–141.
2. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.
3. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
4. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Lyapunov S.M., Neimark L.A., Proskurnin V.F., Chernykh A.I., Safonova I.Yu. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Plagiogranites of the Chelyuskin Ophiolite Belt // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. № 10. P. 961–974.
5. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. // GSL. Memoirs. 2004. V. 30. P. 233–248.
6. Верниковская А.Е., Пиис В.Л., Верниковский В.А., Джи Д.Г., Травин А.В. Геохимия и петрология позднепротерозойских гранитов Мамонто-Шренковского террейна (Центральный Таймыр) // Геохимия. 2002. № 5. С. 486–498.
7. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З. Докембрийские граниты Фаддеевского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U—Pb, Sm—Nd) данные // ДАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 653–657.
8. Кузьмин В.К., Проскурнин В.Ф., Ларионов А.Н. О позднерифейском возрасте гранитоидов снежинского комплекса, Северо-Восточный Таймыр, по данным цирконометрии // Записки Российского минералогического общества. 2007. Ч. 136. Вып. 1, С. 42–49.
9. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 — м. Челюскин. Объяснительная записка. 2013. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 568 с.
10. Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Шнейдер Г.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-48-I, II (устье р. Заозерная). Объяснительная записка. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ “ВСЕГЕИ”. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2019. 227 с.
11. Priyatkin N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.

- The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *Int. Geol. Rev.* 2017. V. 59. №. 13. P. 1632–1656.
12. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.
 13. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Mineral. And Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
 14. Худoley А.К., Чемберлен К.Р., Шмитт А.К., Харрисон Т.М., Прокопьев А.В., Сирс Д.У., Веселовский Р.В., Проскурнин В.Ф. Новые данные U–Pb датирования интрузий основного состава Таймыра, северной и юго-восточной Сибири по бадделеиту и их следствия для тектоники и стратиграфии региона // *Изотопные системы и время геологических процессов. Мат-лы IV Российской конференции по изотопной геологии.* СПб.: ИП Каталкина. 2009. Т. II. С. 243–245.
 15. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 16. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *GSL. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
 17. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // *Геология и геофизика.* 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.
 18. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics.* 2005. V. 398. P. 225–243.
 19. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // *Minerals.* 2020. V. 10. № 6. 571.
 20. Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабищев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, центральная Арктика) // *Геология и геофизика.* 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.

NEW EVIDENCE OF THE INDEPENDENT PRECAMBRIAN TECTONIC HISTORY OF THE FADDEY TERRANE OF THE CENTRAL TAIMYR ACCRETIONARY BELT

N. Yu. Matushkin^{a,b,#}, Corresponding Member of the RAS D. V. Metelkin^{b,a},
Academician of the RAS V. A. Vernikovskiy^{a,b}, V. F. Proskurnin^c, V. V. Abashev^{a,b},
A. N. Larionov^c, and B. S. Petrushkov^d

^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation

^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

^cA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation

^dNornickel Technical Services LLC, St. Petersburg, Russian Federation

[#]E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru

New geostructural, petro-geochemical, U–Pb geochronological and paleomagnetic data for sills of metagabbro-dolerites of the Severnobyrranga and Yasnenskiy complex specify the paleotectonic position of the Faddey terrane of the Central Taimyr accretionary belt. The structural position of the sills in the rocks of the Oktyabr and Zhdanov formations is indicative of their intrusion before deformations caused by the accretion of the Central Taimyr belt. The U–Th–Pb age of crystallization for the metagabbro-dolerites has been established as 1357 ± 9 Ma. The primary paleomagnetic record reflecting the time of intrusion has not been preserved, but two metachronous components have been identified. The first one corresponds to crust formation processes at ca. 840 Ma due to collision, probably of continent – island arc type involving the cratonic block that included the Faddey and Mamont-Shrenk terranes. These collisional events took place several hundreds of kilometers from the Siberian margin. The second component corresponds to thermal events on the Paleozoic–Mesozoic boundary and reflects the strike-slip deformation in the Kara orogen.

Keywords: geochronology, paleomagnetism, Faddey terrane, Central Taimyr accretionary belt, Kara orogen, Siberian Arctic margin