

ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

РИОЛИТ-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОЙ ЗОНЫ:
СВИДЕТЕЛЬСТВО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ
В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В.Ф. Проскурнин, В.А. Верниковский^{1,2}, Д.В. Метелкин^{1,2}, Б.С. Петрушков, А.Е. Верниковская¹,
А.В. Гавриш, А.А. Багаева, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, Н.П. Виноградова, А.Н. Ларионов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Центрально-Таймырский аккреционный пояс включает два гранитно-метаморфических террейна: Фаддеевский и Мамонто-Шренковский, в состав которых входят наиболее древние магматические образования Таймырского складчатого пояса в арктическом обрамлении Сибирского кратона — гранитоиды и гранитогнейсы с U/Pb возрастом цирконов около 900—830 млн лет. Обогащенные [FeO*/(FeO* + MgO)] гранитоиды этих террейнов — продукты высокофракционированных магм I-типа. В этой статье представлены результаты новых петрографических, геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследований кислых пород вулканоплутонической ассоциации (район р. Ленинградская) Фаддеевского террейна Северо-Восточного Таймыра, образованных на заключительном этапе аккреционно-коллизийного события континент—островная дуга, около 870—820 млн лет назад. Установлена принадлежность изученных пород к протяженному гранитоидному поясу, протягивающемуся от Мамонто-Шренковского до Фаддеевского террейнов, в котором все магматические тела единообразно деформированы и ориентированы. Рассчитанный палеомагнитный полюс заметно отличается от соответствующего по возрасту интервала траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири. Угловое расстояние между полюсами в $33.8^\circ \pm 5.4^\circ$ свидетельствует о том, что формирование изученной вулканоплутонической ассоциации проходило на значительном расстоянии от таймырской окраины Сибирского палеоконтинента.

Граниты, риолиты, геохимия, геохронология, неопротерозой, аккреционно-коллизийные события, палеомагнитные реконструкции, арктическое обрамление Сибирского кратона.

THE RHYOLITE–GRANITE ASSOCIATION IN THE CENTRAL TAIMYR ZONE:
EVIDENCE OF ACCRETIONARY-COLLISIONAL EVENTS IN THE NEOPROTEROZOIC

V.F. Proskurnin, V.A. Vernikovskiy, D.V. Metelkin, B.S. Petrushkov, A.E. Vernikovskaya,
A.V. Gavrish, A.A. Bagaeva, N.Yu. Matushkin, N.P. Vinogradova, and A.N. Larionov

The Central Taimyr accretionary belt includes two granite-metamorphic terranes: Faddei and Mamont-Shrenk, which include the oldest igneous formations of the Taimyr folded area in the Arctic framing of the Siberian craton—granitoids and granite-gneisses with U–Pb zircon ages of 900–830 Ma. The [FeO*/(FeO* + MgO)] — enriched granitoids of these terranes are products of highly fractionated I-type magmas. This paper presents results of new petrographic, geochemical, geochronological, and paleomagnetic investigations of acid rocks from a volcanic-plutonic association (in the region of the Leningradskaya River) in the Faddei terrane in the northeastern Taimyr area. These rocks formed during the final stage of continent–island arc accretion and collision that occurred at approximately 870–820 Ma. We established that the studied rocks belong to a long granitoid belt extending from Mamont-Shrenk to Faddei terrane, where all the igneous bodies are deformed and oriented uniformly. The paleomagnetic pole we calculated differs significantly from the apparent polar-wander path interval of corresponding age for Siberia. The $33.8 \pm 5.4^\circ$ angular distance between the poles indicates that the formation of this volcanic-plutonic association took place at a significant distance from the Taimyr margin of the Siberian paleocontinent.

Granites, rhyolites, geochemistry, geochronology, Neoproterozoic, accretion and collision, paleomagnetic reconstructions, Arctic framing of the Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Установление природы и возраста вулканоплутонических ассоциаций в арктических областях крайне необходимо для понимания последовательности формирования активных континентальных окраин, островодужных систем, орогенных поясов и областей плюмового магматизма при разработке корректных палеогеодинамических реконструкций Арктики [Лаверов и др., 2013; Верниковский и др., 2013; Добрецов и др., 2013]. Неопротерозойские гранитоиды Таймырской складчатой области, выделяемые в единый коллизионный комплекс [Верниковский, 1996], размещены в пределах Центрально-Таймырской аккреционной зоны (рис. 1). Они размещены в пределах разобщенных друг относительно друга докембрийских тектонических блоков — Мамонто-Шренковском и Фаддеевском террейнах. Эти гранитоиды локализованы среди высокометаморфизованных пород, занимая 50—60 % площади этих террейнов [Беззубцев и др., 1986; Верниковский, 1996]. Комплексы Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов имеют тектонические контакты с вулканогенными и терригенно-карбонатно-вулканогенными комплексами позднего неопротерозоя, часть которых перекрыта венд-палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями чехла. Внедрение Мамонто-Шренковских гранитоидов происходило в интервале 894—885 млн лет, а образование кислых интрузивных пород Фаддеевского террейна несколько позднее — 846—833 млн лет, основываясь на U-Pb геохронологических данных по цирконам [Верниковский, 1996; Верниковский и др., 1998; Pease et al., 2001; Кузьмин и др., 2007]. Геологические данные позволяли интерпретировать эти гранитоиды в качестве синкинематических образований [Беззубцев и др., 1986; Захаров и др., 1993; Верниковский, 1996]. Вместе с тем этот вопрос требует более детальной проработки, так как данный гранитометаморфический комплекс пород был деформирован и метаморфизован вторично, вероятно, в результате предвендских или вендских аккреционных событий.

Настоящее исследование базируется на материалах полевых работ (2010—2012 гг.) российских геологов в Арктике, в результате которых выполнено геологическое картирование участка р. Ленинградская (Северо-Восточный Таймыр), где впервые установлена неопротерозойская риолит-гранитовая вулканоплутоническая ассоциация Фаддеевского террейна, проведено петролого-геохимическое изучение магматических пород, получены U-Pb оценки возраста по цирконам (метод SHRIMP-II) и проведены палеомагнитные исследования. Использование прецизионных геохимических и геохронологических данных способствует решению сложных задач о природе докембрийских кислых магматических образований. Проведенные исследования позволяют установить их геодинамические обстановки и на основании палеомагнитных исследований дать оценку пространственного положения вулканоплутонической ассоциации в момент её формирования.

ГЕОЛОГИЯ

Геологическое положение неопротерозойских гранитоидов Таймыра и ассоциирующих с ними кислых вулканитов определяется их приуроченностью к Центрально-Таймырскому аккреционному поясу (см. рис. 1), где они прорывают близковозрастные отложения и повсеместно несут признаки катаклаза и динамометаморфизма [Беззубцев и др., 1986]. Магматические тела вовлечены в складчато-надвиговую структуру, образованную минимум в два этапа: 1) аккреции Центрально-Таймырского блока к Сибири в позднем докембрии [Верниковский и др., 1997] и 2) коллизии Карского микроконтинента и Сибири в позднем палеозое [Верниковский и др., 1995; Metelkin et al., 2005]. Как следствие гранитоиды образуют деформированные и вытянутые в СВ-ЮЗ направлении штоки и линзообразные тела, нередко имеют тектонические контакты с вмещающими породами.

Исследуемые гранитоиды относятся к снежинскому (ждановскому) гранитовому комплексу [Забияка и др., 1986; Проскурнин, 1991]. В тектоническом плане они приурочены к зоне сочленения барковского синклиория Центрально-Таймырского террейна и Северо-Быррангской тектонической зоны Южного Таймыра. Крупные тела данного комплекса известны в районе горы Октябрьская, в бассейнах рек Жданова, Снежная (Ждановский массив), Бырранга (Моховой массив), Скалистая, Озерная (Скалистый массив); меньшие по размерам тела гранитов расположены на правом берегу р. Снежная, в истоках ручьев Каркасный, Командный (группа Барковских массивов) (рис. 2).

Указанные интрузивные тела в форме штоков и линз прорывают мезопротерозойские вулканогенно-карбонатно-терригенные и углеродистые отложения октябрьской и ждановской толщ и выстраиваются в полосу, огибающую Фаддеевский кратонный террейн с северо-запада. Массивы в плане имеют овальную форму и ориентированы согласно северо-восточному простиранию слоистости метаморфизованных вмещающих толщ. Экзоконтактовые изменения обычно затушеваны более поздними процессами динамометаморфизма, скарны и мраморы по доломитам превращены в серпентиниты и листвениты. Гранитоидные интрузивы, вмещающие породы, включая многочисленные силлы и дайки метагаббро-долеритов мезопротерозойского возраста (1357 ± 9 млн лет — SHRIMP-II, неопубликованные данные), смяты в складчато-надвиговую структуру. На изученной территории выделяются три крупных и не-

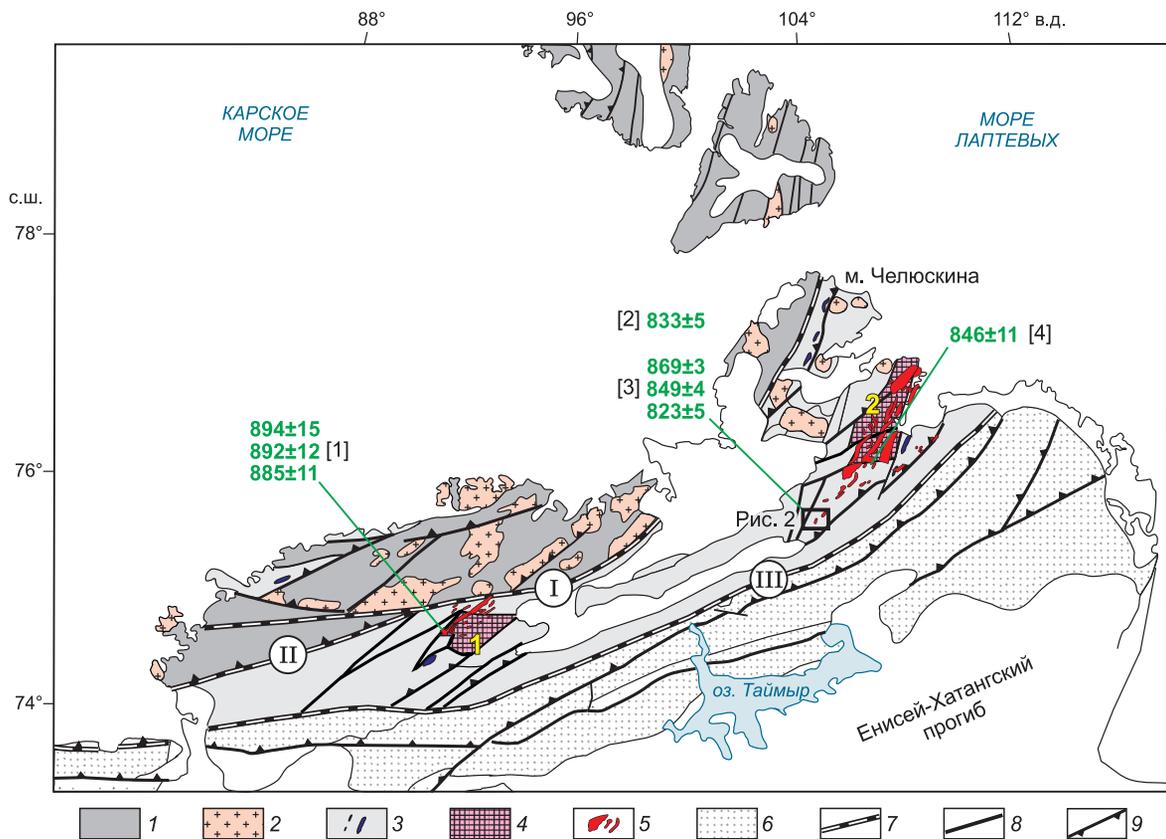


Рис. 1. Геологическое положение аккреционно-коллизонных гранитоидов с возрастом 900—830 млн лет в структуре Таймыро-Североземельского орогена.

1 — Карский микроконтинент (NP—PZ); 2 — коллизонные гранитоиды (300—264 млн лет); 3 — Центрально-Таймырский аккреционный пояс (NP) с офиолитами; 4 — Мамонто-Шренковский (1) и Фаддеевский (2) кратонные террейны; 5 — гранитоиды (900—830 млн лет); 6 — Южно-Таймырский складчатый пояс (PZ—MZ); 7 — сuture: I — Главная Таймырская, II — Диабазовая; III — Пясино-Фаддеевская; 8 — сбросы, взбросы и сдвиги; 9 — надвиги. U-Pb возраст цирконов из кислых интрузивных и вулканических пород: [1] — [Pease et al., 2001], [2] — [Кузьмин и др., 2007], [3] — наст. раб., [4] — [Верниковский, 1996].

сколько более мелких тектонических чешуй, приуроченных к надвигам северо-западного падения. С надвигами ассоциируют складки, размеры которых составляют от нескольких до 30 м. Складки округлые, от открытых до замкнутых, от прямых до умеренно наклоненных; углы падения слоев на крыльях часто крутые, до запрокинутых вблизи надвигов. Строение тектонических пластин и общее северо-западное падение структур указывают на их образование в обстановке продольного сжатия с СЗ на ЮВ в сторону Сибирского кратона (в современных координатах).

Деформированная октябрьская и ждановская толщи, а также гранитоиды перекрыты со структурным несогласием неопротерозойскими-нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными и черносланцевыми отложениями, метаморфизованными не выше пренит-пумпеллиитовой фации [Забияка и др., 1986; Верниковский, 1992]. С другой стороны древние деформации осложнены, по-видимому, складчатостью палеозойского этапа, проявленной в виде плейчатости и вторичных деформаций осевых плоскостей. Мезозойский тектономагматический этап проявлен развитием редких триасовых даек оливиновых габбро-долеритов, а также раннемезозойскими разломами.

Таким образом, геологическое положение снежинских гранитоидов указывает на их близкий возраст с вмещающими породами и становление до основного тектонического события в конце неопротерозоя. С другой стороны, интрузивы снежинского комплекса прорывают вулканы кислого состава, включающие: метатуфы, кварциты и метариолиты. Эти вулканы относились в разное время к октябрьской [Забияка и др., 1986], ждановской [Беззубцев и др., 1986] и к дорожнинской свите [Проскурнин, 1997; Государственная..., 2009]. Совместно с массивами гранитоидов снежинского комплекса кислые вулканы образуют пояс, протягивающийся более чем на 150 км — от среднего течения р. Коралловая, через верховья р. Ленинградская до р. Жданова. Метариолиты приурочены преимущественно

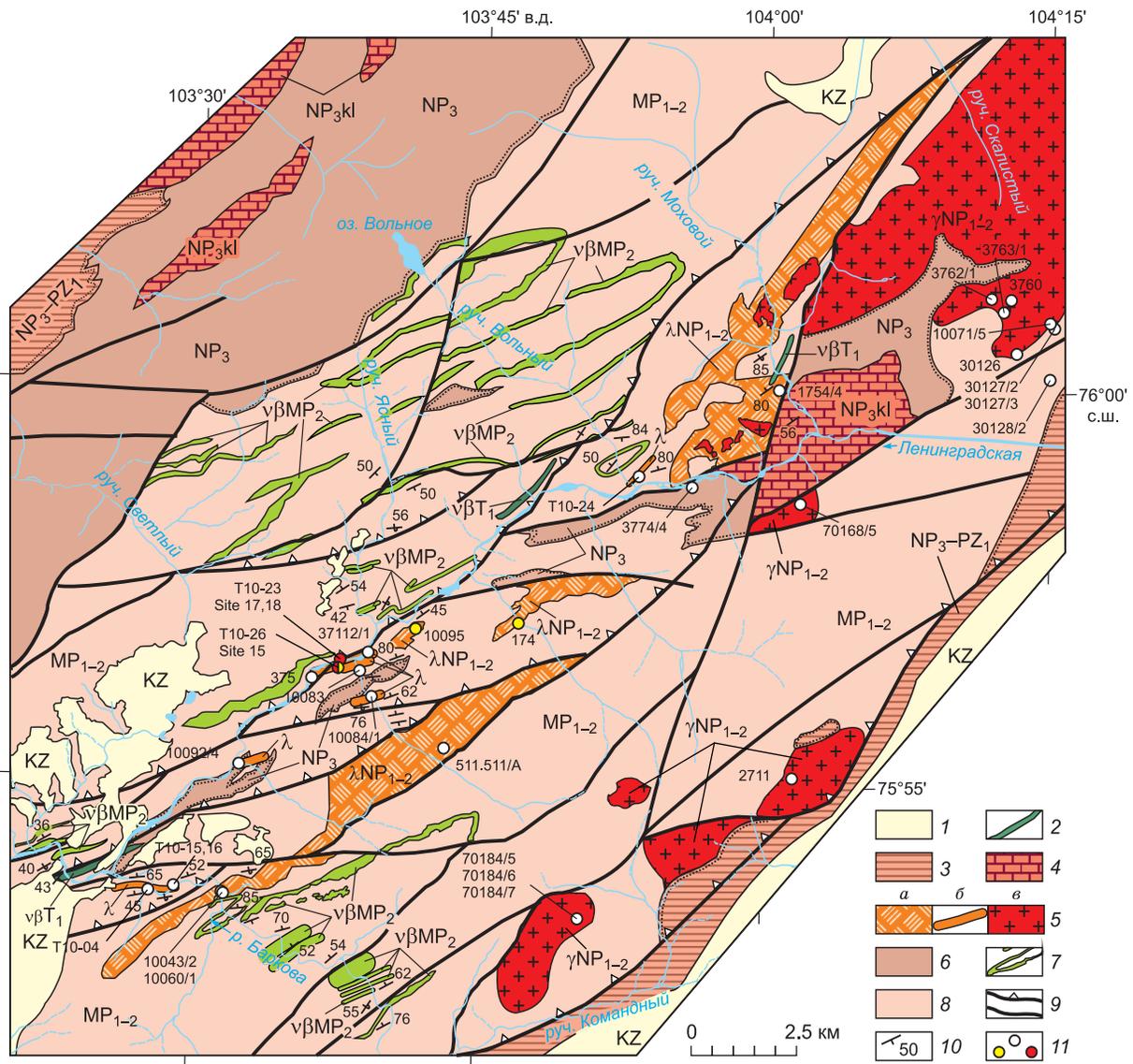


Рис. 2. Геологическая карта района верховьев р. Ленинградская.

1 — юрско-кайнозойские отложения; 2 — дайки габбро-долеритов (T_1); 3 — карбонатно-терригенные отложения (NP_3 — PZ_1); 4 — отложения колосовской свиты (NP_3): доломиты, известняки строматолитовые, оолитовые, обломочные, редкие прослои аргиллитов; 5 — комплексы вулканоплутонического пояса (869—823 млн лет): а — осадочно-вулканогенная толща с метариолитами, метабаазальтами, их туфами и пачкой кварцитов, б — поток риолит-порфиров слабометаморфизованный, мощностью от первых метров до 20 м, в — гранитоиды снежинского комплекса; б — отложения становской свиты (NP_3): алевриты, песчаники полимиктовые зеленые, красновато-фиолетовые с прослоями известняков, конгломератов и гравелитов кварцевых; 7 — силлы и дайки мезопротерозойских толеитовых и субщелочных метагаббро-долеритов (мощность 5—50 м); 8 — вулканогенно-терригенные отложения октябрьской и ждановской толщ (MP_{1-2}); 9 — надвиги и разломы неясной кинематики; 10 — залегание слоев; 11 — места отбора проб на петрографические и геохимические (белый круг), геохронологические (желтый круг) и палеомагнитные (красный круг) исследования.

к тектонической чешуе в центральной части района вдоль р. Ленинградская и слагают несколько протяженных потоков с варьрующей от 1 до 30 м мощностью.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

Исследуемые кислые интрузивные породы представлены среднекрупнозернистыми биотитовыми гранитоидами с порфировидной структурой и массивной текстурой. Они состоят из калиевого полевого шпата-пертита (30—35 до 60 %), плагиоклаза, альбит-олигоклазового состава (от 5 до 30 %) и кварца

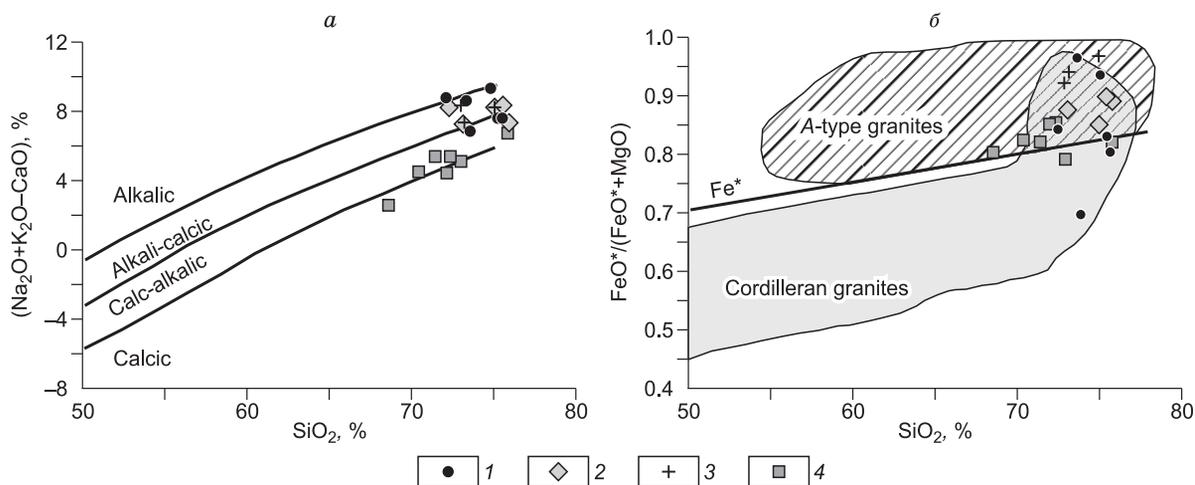


Рис. 3. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (щелочно-известковый индекс MAlI)— SiO_2 (а) и $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})-\text{SiO}_2$ (б) по [Frost et al., 2001] для гранитоидов Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов.

а — показаны поля известковой (calcic), известково-щелочной (calc-alkalic), щелочно-известковой (alkali-calcic) и щелочной (alkalic) магматических серий; б — выше линии Fe^* расположено поле железистых пород, ниже линии Fe^* — магнезиальных пород; $\text{Fe}^* = \text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$; Cordillerian granites — кордильерские граниты, A-type granites — граниты I-типа. Гранитоиды Фаддеевского (1, 2) и Мамонто-Шренковского (3, 4) террейнов в районах: 1 — р. Ленинградская (см. табл. 1); 2 — рек Жданова, Карпинского, Пека, Фаддея [Верниковский, 1996]; 3 — междуречья Тихой и Мамонта [Верниковский, 1996]; 4 — левобережья р. Москвичка — оз. Направляющее [Верниковская и др., 2002].

(35 %). В гранитах широко развиты мирмекиты. Биотит (3—5 %) с включениями циркона замещается мелкочешуйчатым яркоокрашенным хлоритом. Из аксессуаров, помимо циркона, встречается апатит и лейкоксенизированный сфен. Рудный минерал (< 1 %) — магнетит.

Кислые метавулканииты — лейкократовые породы, имеющие серую, светло-серую, розоватую и голубоватую окраску, с флюидално-полосчатой, реже массивной текстурой. В них устанавливается микрофельзитовая, а в некоторых разновидностях — микросферолитовая, микролитовая и микропойкилитовая структуры основной массы. В порфировых вкрапленниках, составляющих 10—15 % объема пород, присутствуют кварц, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат, часто с пертитовой структурой. Темноцветные минералы, представленные чешуйками биотита и мусковита, находящиеся в тонкозернистой основной массе, составляют первые проценты объема пород. Среди аксессуарных минералов встречены циркон, апатит и монацит, из рудных — магнетит.

Как в вулканических, так и интрузивных породах в разной степени проявлены процессы катаклаза, а в первых и рассланцевание. В них устанавливаются вторичные изменения, помимо хлоритизации, пелитизация, альбитизация, эпидотизация, карбонатизация, окварцевание и березитизация. Последняя в вулканитах характеризуется интенсивной серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией пород.

Аналитические исследования проводились в лабораториях ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определены содержания главных элементов в породах выпол-

Рис. 4. Диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$, по [Whalen et al., 1987], для гранитоидов Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов.

FG — поле фракционированных гранитов, OGT — поле нефракционированных гранитов M-, I- и S-типов; M, I и S — средние значения для гранитов M-, I- и S-типов; FI и FS — средние значения для фракционированных гранитов I- и S-типов. Усл. обозн. — см. пояснения к рис. 3.

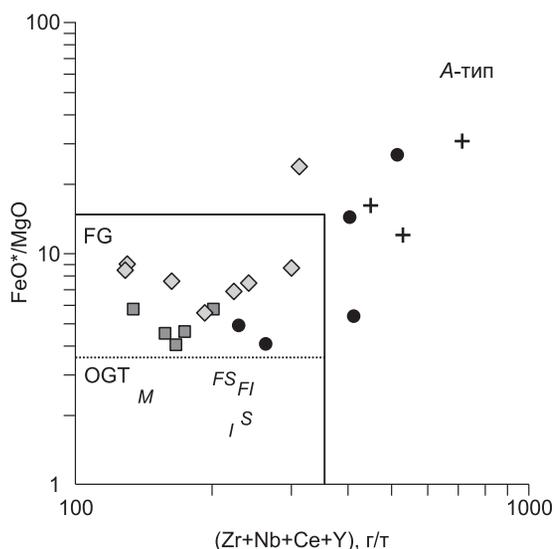


Таблица 1. Химический состав гранитоидов района р. Ленинградская Фаддеевского террейна

Компонент	538	537/2	1754/4	538/1	10083	3760
SiO ₂ , мас. %	72.61	73.78	74.00	75.19	75.60	75.80
TiO ₂	0.26	0.20	0.30	0.12	0.07	0.24
Al ₂ O ₃	13.74	13.50	13.30	12.44	12.00	12.20
Fe ₂ O ₃	1.27	1.23	0.47	1.35	1.36	0.94
FeO	1.58	1.60	0.84	0.66	0.39	0.91
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
MgO	0.51	0.10	0.55	0.13	0.33	0.43
CaO	0.10	0.10	1.43	0.10	0.78	0.44
Na ₂ O	4.23	4.23	2.61	4.66	2.41	2.55
K ₂ O	4.74	4.56	5.74	4.85	6.05	5.57
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.06	0.02	< .05	0.03
П.п.п.	0.98	0.64	0.70	0.70	0.63	0.86
Сумма	100.09	100.01	100.02	100.25	99.64	99.99
Li, г/т	10.10	8.21	—	11.90	—	30.20
Be	1.95	1.30	—	2.08	—	1.73
Sc	3.53	2.97	—	2.48	4.24	2.04
V	4.25	3.56	—	2.49	1.55	8.63
Cr	13.60	14.10	—	14.80	223	15.60
Co	0.85	0.69	—	0.49	< 1	1.55
Ni	1.42	0.90	—	1.65	7.97	2.80
Cu	1.57	2.44	—	2.25	47.9	8.21
Zn	76.40	81.30	—	71.30	89.3	38.70
Ga	—	—	—	—	—	—
Rb	153.00	157.00	—	167.00	114	235.00
Sr	16.50	14.00	—	12.30	26.6	25.50
Y	43.80	64.00	—	76.80	45	20.70
Zr	252.00	324.00	—	170.00	126	151.00
Nb	16.50	20.20	—	17.30	14.2	9.80
Cs	—	—	—	—	—	—
Ba	760.00	701.00	—	398.00	1180	570.00
La	25.00	45.40	27.40	81.30	19.30	43.50
Ce	95.20	104.00	57.20	138.00	44.30	81.00
Pr	7.18	11.60	6.64	19.90	5.89	8.53
Nd	27.60	45.10	24.00	72.00	24.20	29.10
Sm	6.83	10.20	4.47	16.70	5.91	5.12
Eu	0.86	1.02	1.09	1.15	0.86	0.49
Gd	6.22	9.55	4.87	14.90	5.79	4.22
Tb	1.16	1.61	0.67	2.21	1.02	0.63
Dy	7.46	10.10	3.92	12.00	6.97	3.38
Ho	1.58	2.16	0.79	2.43	1.52	0.69
Er	4.42	6.60	2.36	6.52	4.63	2.11
Tm	0.66	1.07	0.31	0.92	0.70	0.32
Yb	4.55	7.16	2.34	6.14	4.76	2.29
Lu	0.63	0.93	0.37	0.80	0.67	0.32
Hf	7.81	10.30	—	6.37	5.36	4.35
Ta	1.14	1.38	—	1.33	1.14	0.89
Pb	28.00	16.30	—	12.70	50.7	18.20
Th	13.40	17.60	—	15.90	7.91	17.20
U	2.95	3.13	—	3.01	2.33	2.63
(La/Yb) _{CN}	3.73	4.31	7.95	8.99	2.75	12.90
(La/Sm) _{CN}	2.29	2.78	3.83	3.04	2.04	5.31
Eu/Eu*	0.40	0.32	0.71	0.22	0.45	0.32
A/CNK, мол. %	1.14	1.14	1.27	0.96	1.14	1.19

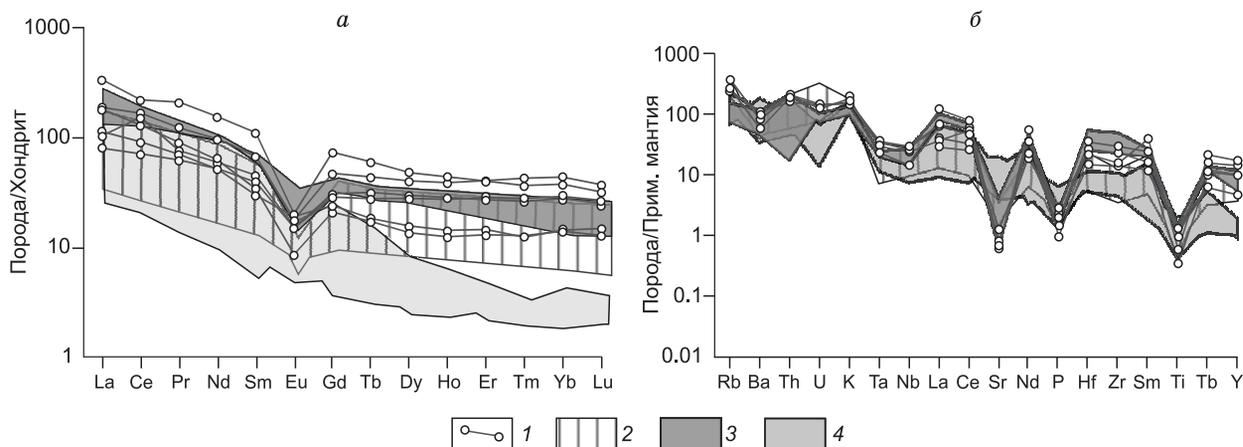


Рис. 5. Диаграммы распределений РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) для гранитоидов Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов.

Здесь и на рис. 6 содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии согласно [McDonough, Sun, 1995]. Гранитоиды Фаддеевского (1, 2) и Мамонто-Шренковского (3, 4) террейнов в районах: 1 — р. Ленинградская (см. табл. 1); 2 — рек. Жданова, Карпинского, Пека, Фаддея [Верниковский, 1996]; 3 — междуречья Тихой и Мамонта [Верниковский, 1996]; 4 — левобережья р. Москвичка — оз. Направляющее [Верниковская и др., 2002].

нено 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.

Химические составы кислых интрузивных и вулканических пород района р. Ленинградская представлены соответственно в таблицах 1 и 2. Содержание SiO_2 в гранитоидах этого района меняется от 72.61 до 75.80 мас. %, величина $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — от 8.12 до 9.51 мас. %, а значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — от 1 до 2.5. На диаграмме SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составы пород располагаются в области субщелочных гранитов и лейкогранитов по [Магматические..., 1983]. Эти породы относятся к щелочно-известковой интрузивной серии от переходных разностей к щелочной до известково-щелочной серий, по [Frost et al., 2001], подобно породам районов рек Фаддея, Жданова, Карпинского, Пека, Фаддеевского террейна, тогда как в Мамонто-Шренковском террейне гранитоиды имеют более широкие вариации состава — до известково-щелочной и менее известковой серии (рис. 3, а) [Верниковский, 1996; Верниковская и др., 2002]. Большинство гранитоидов этих террейнов — насыщенные железом породы, характеризующиеся высокими значениями $[\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})]$, по [Frost et al., 2001], отвечающие одновременно составам гранитов кордильерского типа (или гранитов I типа) и А-типа (см. рис. 3, б). Магнезиальные гранитоиды устанавливаются в подчиненном количестве как в Фаддеевском (район р. Ленинградская), так и Мамонто-Шренковском (район междуречья Тихой и Мамонта) террейнах (см. рис. 3, б). Кроме того, их составы соответствуют как полю фракционированных гранитов (I-, S-типы), так и полю гранитов А-типа, по [Whalen et al., 1987], образуя тренды увеличения значений FeO^*/MgO с ростом $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (рис. 4). В них наблюдаются невысокие концентрации P_2O_5 (0.06—0.02 мас. %) с тенденцией снижения с увеличением SiO_2 , и, наоборот, при её уменьшении — повышения содержаний Pb (12.7—50.7 мас. %), что характерно для гранитов I-типа [Chappell, White, 1992]. Составы гранитоидов меняются от металаюминиевых до высокопералюминиевых величин ($\text{A}/\text{CNK} = 0.90$ —1.32 мол. %), для которых не устанавливается связь роста коэффициента A/CNK с увеличением концентраций SiO_2 , при этом для гранитов района р. Ленинградская его значения невысокие, находящиеся в узком пределе 0.95—1.12 (табл. 1). Исследуемые гранитоиды обогащены K, Rb, Th, U, Hf, Zr, Ta, Nb, большинством РЗЭ, исключая Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2$ —0.7), Sr, P и Ti и характеризуются слабо и умеренно фракционированными спектрами РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 2.75$ —12.90) (рис. 5, а, б). Они имеют сходство распределений несовместимых элементов с гранитоидами других районов Фаддеевского террейна и района междуречья Тихой и Мамонта Мамонто-Шренковского террейна, отличаясь более высокими концентрациями высокозарядными и тяжелых редкоземельных элементов от пород района левобережья р. Шренк—оз. Направляющее.

В кислых метавулканитах района р. Ленинградская концентрация SiO_2 варьирует от 69.50 до 76.60 мас. %, значение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — от 7.72 до 8.33—9.11 мас. %, K_2O преобладает над Na_2O . В отдельных случаях устанавливаются разности, как пр. № 10084/1 (табл. 2), с менее высокой величиной

Таблица 2. Химический состав метавулканитов района р. Ленинградская Фадеевского террейна

Компонент	10095	10084/1	3774/1	174/1	511/A	10060/4	511	T10-04	37112/1	T10-16	375	T10-26	T10-23
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	69.50	72.60	72.80	73.00	74.90	75.60	76.31	76.40	76.60	77.40	78.70	79.10	80.10
TiO ₂	0.18	0.09	0.26	0.35	0.16	0.11	0.09	0.07	0.07	0.07	0.11	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	15.80	12.60	14.00	14.70	13.61	13.30	12.46	13.10	12.70	12.60	11.80	11.20	11.00
Fe ₂ O ₃	1.90	2.39	0.50	1.91	1.32	1.59	1.34	1.01	0.67	0.66	0.44	1.36	2.11
FeO	0.94	0.13	1.15	0.56	0.80	0.63	0.78	0.61	0.02	0.61	0.56	0.24	0.31
MnO	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
MgO	0.59	0.39	0.79	0.77	0.25	0.91	0.20	0.47	0.38	0.37	0.07	0.62	0.27
CaO	0.94	2.19	0.12	0.62	0.20	0.44	0.20	0.30	0.14	0.44	0.05	0.41	0.31
Na ₂ O	1.97	4.67	0.09	0.50	2.23	2.32	2.73	1.38	1.36	1.32	1.58	0.09	0.09
K ₂ O	5.75	2.46	9.02	5.11	5.74	3.33	5.22	5.31	6.97	5.15	4.30	5.44	3.36
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
П.п.п.	1.81	2.07	1.07	2.31	1.06	1.46	0.73	1.26	0.98	1.18	1.38	1.41	2.39
Сумма	99.41	99.67	100.00	99.92	100.13	99.72	99.70	100.00	100.00	99.90	100.00	99.90	100.00
Li, г/т	—	—	9.98	—	14.70	—	6.51	17.20	—	5.66	—	9.57	2.13
Be	—	—	1.67	—	0.90	—	0.90	1.52	—	1.25	—	2.11	2.26
Sc	9.35	3.5	—	—	5.48	7.7	4.94	—	—	—	—	—	—
V	12.9	3.03	0.05	—	2.49	16	2.49	2.49	0.05	2.49	—	9.61	2.49
Cr	59.7	153	0.02	—	15.90	—	15.20	15.00	0.02	25.00	—	21.20	14.60
Co	1.55	1.99	1.88	2.93	0.54	1.52	0.49	0.60	1.58	0.60	0.9	1.50	1.26
Ni	2.42	8.32	3.21	10.4	1.00	3.27	2.51	2.59	4.43	4.91	4.12	4.20	8.18
Cu	6.16	23	21.1	4.15	0.90	6.8	1.11	3.59	8.12	8.58	5.15	15.10	9.79
Zn	76.2	1830	41.7	—	51.10	23.1	88.20	58.10	7.35	196.00	—	51.40	37.80
Ga	—	—	—	—	—	—	—	17.60	—	15.20	—	20.00	23.00
Rb	180	50.5	127	189	241.00	113	196.00	190.00	190	144.00	192	200.00	110.00
Sr	19.8	64.6	15.7	29.6	25.30	9.7	14.70	26.00	6.73	15.10	12.4	7.85	1.89
Y	30.5	26.8	42.6	—	35.80	29.5	26.40	29.40	47.4	33.20	—	61.30	64.70
Zr	237	155	281	268	274.00	169	162.00	171.00	216	156.00	161	119.00	128.00
Nb	15.6	20.6	26.7	—	15.40	13.9	15.90	15.80	37.7	14.20	—	16.20	23.40
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	913	185	0.08	—	982.00	374	400.00	473.00	0.03	472.00	—	171.00	105.00
La	52.30	50.70	57.00	38.40	43.00	47.00	23.20	41.90	53.00	46.90	32.30	20.50	33.00
Ce	105.00	108.00	120.00	87.80	105.00	93.70	49.70	92.30	121.00	99.60	75.00	52.40	77.20
Pr	12.00	13.00	13.60	9.74	10.50	11.70	5.89	11.30	14.90	12.20	10.60	7.38	10.20
Nd	45.20	46.90	50.10	35.80	40.60	44.30	22.50	42.10	53.90	45.80	44.80	28.70	38.70
Sm	8.34	7.95	9.52	7.15	8.10	8.43	4.72	8.14	8.12	8.87	10.80	7.36	7.88
Eu	1.30	0.21	0.99	1.34	1.14	0.63	0.45	0.67	0.24	0.80	0.22	0.12	0.12
Gd	6.78	7.08	8.56	5.89	6.92	6.58	4.23	6.79	6.64	7.99	11.70	7.77	7.95
Tb	0.97	0.88	1.26	0.89	1.06	0.93	0.75	1.00	1.01	1.10	1.96	1.34	1.49
Dy	5.18	5.29	7.69	4.39	6.20	5.36	4.28	5.41	6.46	5.94	12.30	9.17	9.99
Ho	1.01	1.00	1.55	0.91	1.39	1.02	0.91	1.01	1.74	1.14	2.67	2.03	2.15
Er	2.85	3.19	4.57	2.58	3.89	3.06	2.67	3.19	6.21	3.30	8.09	6.78	7.07
Tm	0.45	0.52	0.65	0.40	0.55	0.41	0.39	0.49	1.05	0.51	1.20	1.06	1.13
Yb	3.10	4.06	4.15	2.71	3.99	2.81	2.94	3.46	7.50	3.02	7.67	6.70	7.53
Lu	0.45	0.66	0.66	0.44	0.53	0.45	0.39	0.43	1.25	0.45	1.17	0.96	1.03
Hf	7.77	6.23	10.4	—	7.41	6.12	5.42	5.16	10.7	4.86	—	5.82	5.82
Ta	1.27	1.57	1.74	—	1.06	1.24	1.04	1.28	2.63	1.09	—	2.17	1.94
Pb	1.67	1650	85.9	2.51	5.16	< 1	7.09	9.03	13.6	66.30	4.77	31.30	433.00
Th	13.8	16.3	18.3	—	14.30	13.1	12.70	12.70	23.8	11.60	—	18.40	18.50
U	2.99	5.84	4.17	—	2.25	2.41	2.17	2.70	4.46	2.23	—	11.70	6.34
(La/Yb) _{CN}	11.46	8.48	9.33	9.63	7.32	11.36	5.36	8.23	4.80	10.55	2.86	2.08	2.98
(La/Sm) _{CN}	3.92	3.98	3.74	3.35	3.32	3.48	3.07	3.21	4.08	3.30	1.87	1.74	2.62
Eu/Eu*	0.53	0.09	0.33	0.63	0.46	0.26	0.31	0.27	0.10	0.29	0.06	0.05	0.05
A/CNK, мол. %	1.67	1.22	1.41	2.31	1.38	1.79	1.23	1.63	1.30	1.63	1.63	1.86	2.91

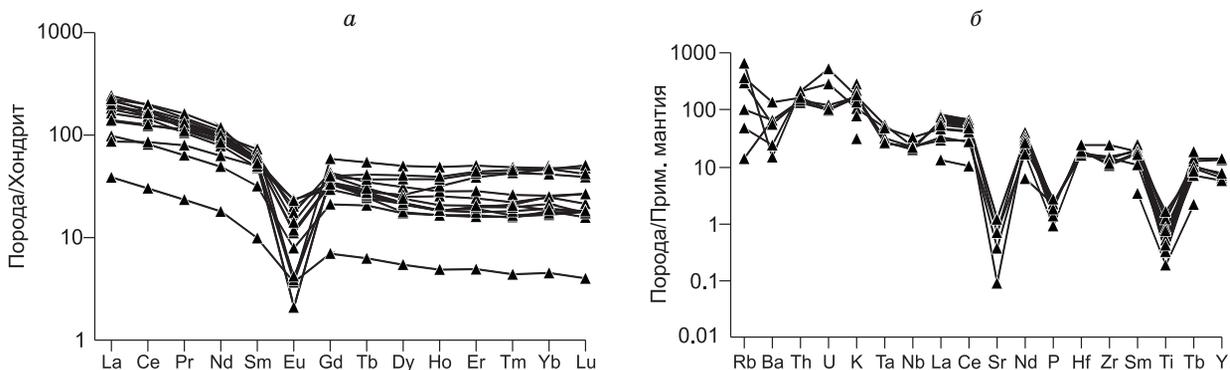


Рис. 6. Диаграммы распределений РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) для кислых метавулканитов р. Ленинградская (Фаддеевский террейн) по данным табл. 2.

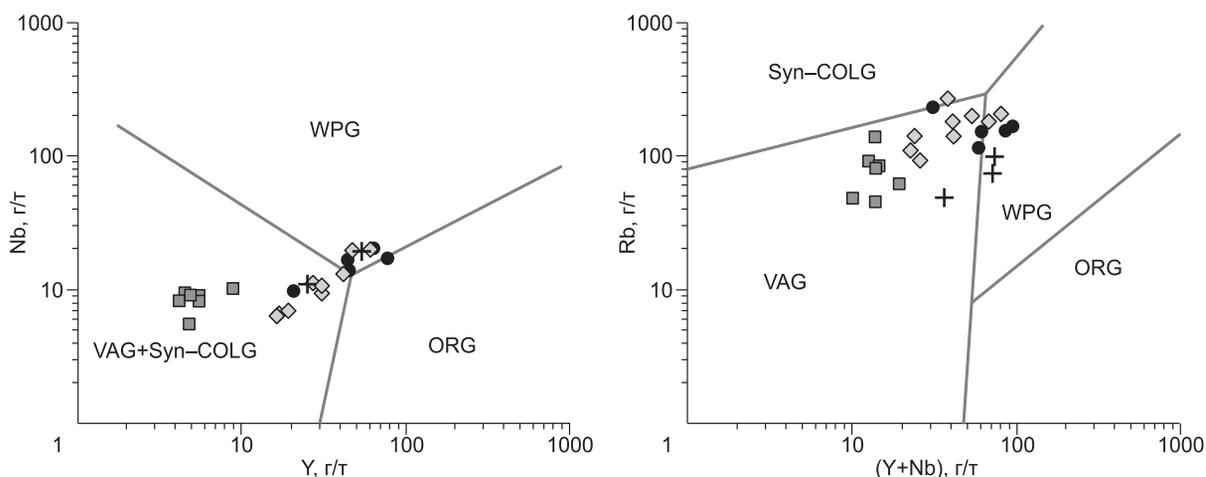


Рис. 7. Дискриминационные геохимические диаграммы [Pearce et al., 1984] для гранитоидов Маонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов.

Поля гранитоидов: syn-COLG — коллизионных, VAG — островодужных, WPG — внутриплитных и ORG — океанских хребтов. Условные обозначения см. на рис. 3.

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (72.60 мас. %) и повышенными содержаниями Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.5$). На диаграмме SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Магматические..., 1985] в меньшей степени измененные разности вулканитов соответствуют полям трахириодацитов и трахириолитов, риолитов, реже — риодацитов. Они имеют широкий разброс величины $[\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})]$, соответствуя как железистым, так и магнезиальным породам. Как и для гранитоидов этого района составы метавулканитов меняются от метаалюминиевых до высокопералюминиевых величин ($A/\text{CNK} = 0.88$ — 2.53 мол. %), для которых не устанавливается связь роста коэффициента A/CNK с увеличением концентраций SiO_2 (см. табл. 2). В интенсивно окварцованных кислых вулканитах возрастает содержание SiO_2 (до 80.10 мас. %), а в березитизированных разностях снижается величина щелочности, прежде всего за счет резкого уменьшения содержаний Na_2O (до < 0.1 мас. %). Метавулканиты комагматичны гранитоидам района р. Ленинградская, имея однотипный с ними характер распределений РЗЭ и мультиэлементных спектров. Среди метавулканитов по сравнению с гранитоидами устанавливаются более дифференцированные разности с повышенными концентрациями U и пониженными Ba, Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.05$ — 0.63) и Sr (рис. 6).

На дискриминационных диаграммах Nb—Y и Rb—(Y + Nb) [Pearce, 1984] точки составов гранитоидов р. Ленинградская попадают как в поля коллизионной, островодужной, так и внутриплитной обстановок (рис. 7). Подобная неопределенность может наблюдаться в постколлизионных гранитах, характеризующихся разнообразием магматических источников [Pearce, 1996], что объясняется характером предшествующего коллизионного процесса (континент—континент, континент—островная дуга или

островная дуга—островная дуга). На этих диаграммах наблюдается геохимическая эволюция, заключающаяся в увеличении концентраций Rb, Yb и Nb в наиболее дифференцированных разностях гранитоидов Мамонто-Шренковского и Фаддеевского террейнов.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

U-Pb анализ проводился для цирконов из метариолитов (пробы № 174/1, 10095 и T10-26), выделенных по стандартной методике и выполнен на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), следуя методике, описанной в [Larionov et al., 2004]. В выборках циркона из всех проб преобладают идиоморфные зерна, хотя в пр. T10-26 явно присутствуют окатанные ксеноморфные индивиды, захваченные, вероятно, из осадочных пород. Катодолуминесцентная структура (КЛ) (рис. 8), как и идиоморфизм, указывает на магматическое происхождение циркона, хотя КЛ цирконов пр. 174/1 предполагает наличие захваченных ядер. Сравнительно низкая интенсивность КЛ-свечения части цирконов пр. T10-26 при сходном с другими двумя пробами содержании U, возможно, вызвана присутствием примесей, подавляющих КЛ, что может означать их кристаллизацию из обогащенной редкими элементами, сильно дифференцированной магмы. Для анализа выбирались только идиоморфные цирконы без явных ядер, трещин и включений, руководствуясь оптическими, КЛ и BSE (изображение в обратнорассеянных электронах) микрофотографиями.

Проба № 174/1: результаты 18 анализов образуют когерентный кластер с конкордантным возрастом 869 ± 3 млн лет, СКВО = 0.022 (см. рис. 8, а). Анализ цирконов из метариолит-порфириров из пр. № 10095 (Усть-Ясенский субвулканический массив) выявил конкордантный возраст (12 результатов) 823 ± 5 млн лет, СКВО = 1.2 (см. рис. 8, б). Одно из измерений в зерне с высоким содержанием U = 1955 г/т отвечает датировке 511 ± 14 млн лет (зерно 13.1, таблица 3), что, скорее всего, указывает на потерю свинца. Проведенные анализы зерен цирконов из метариолита пробы № T10-26 показали два результата с U ~ 500 г/т, указывающие на частичную потерю свинца, тогда как 9 других результатов образуют конкордантный кластер, соответствующий времени магматической кристаллизации этой породы 846 ± 7 млн лет, СКВО = 1.18 (см. рис. 7, с).

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ

Петромагнитные и палеомагнитные характеристики пород получены по образцам из трех пространственно сближенных фрагментов крупного обнажения метариолитов, расположенного на левом и правом берегах р. Ленинградская вблизи устья руч. Риолитовый (см. рис. 2). Всего изучено 30 образцов. Метариолиты этого обнажения из всего описанного петрографического многообразия выбраны не случайно. В силу специфики палеомагнитных исследований, целью которых являлась оценка пространственного положения вулканоплутонической ассоциации в момент формирования, пригодными и доступными для анализа оказались только эти магматические породы. Они сравнительно меньше преобразованы и подвержены процессам бластокатаклаза, бластомилонитизации, образуют уверенные коренные выступы с ясно различимыми структурными элементами. Общее падение эффузивной толщи на северо-запад под крутым углом около 65° незначительно меняется вдоль обнажения.

Исследования магнитных свойств метариолитов проведены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) с использованием криогенного магнитометра 2G Enterprise и интегрированной в него установкой для размагничивания переменным магнитным полем.

Изученные метариолиты характеризуются низкой величиной естественной остаточной намагниченности (NRM) — в пределах 0.01—10 мА/м. Для определения состава носителей намагниченности проведен термомагнитный анализ по методике Лаури [Lowrie, 1990]. Намагничивание осуществлялось путем последовательного приложения постоянного магнитного поля различной величины вдоль трех взаимно-перпендикулярных осей: 1.4 Тл по оси z, затем 0.4 Тл по оси y и в последнюю очередь 0.12 Тл по оси x. В итоге в исследуемых образцах созданы три взаимно-перпендикулярные компоненты изотермической остаточной намагниченности (IRM), соответствующие трем диапазонам остаточной коэрцитивной силы. Далее эти образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до 650°C с шагом 50°C . В результате для каждого образца получены три графика зависимости IRM x, y, z от температуры, которые позволяют определить по деблокирующим температурам состав ферромагнитных минералов, различающихся по магнитной жесткости. Установлено, что в составе IRM преобладает низкокоэрцитивная компонента (кривая IRM_x) с деблокирующей температурой в интервале $550\text{—}600^\circ\text{C}$ (рис. 9), что соответствует магнетиту в псевдооднодоменном (PSD) или многодоменном (MD) состоянии. Диапазон значений остаточной коэрцитивной силы (< 140 мТл) этой компоненты совпадает с данными ступенчатой чистки переменным полем.

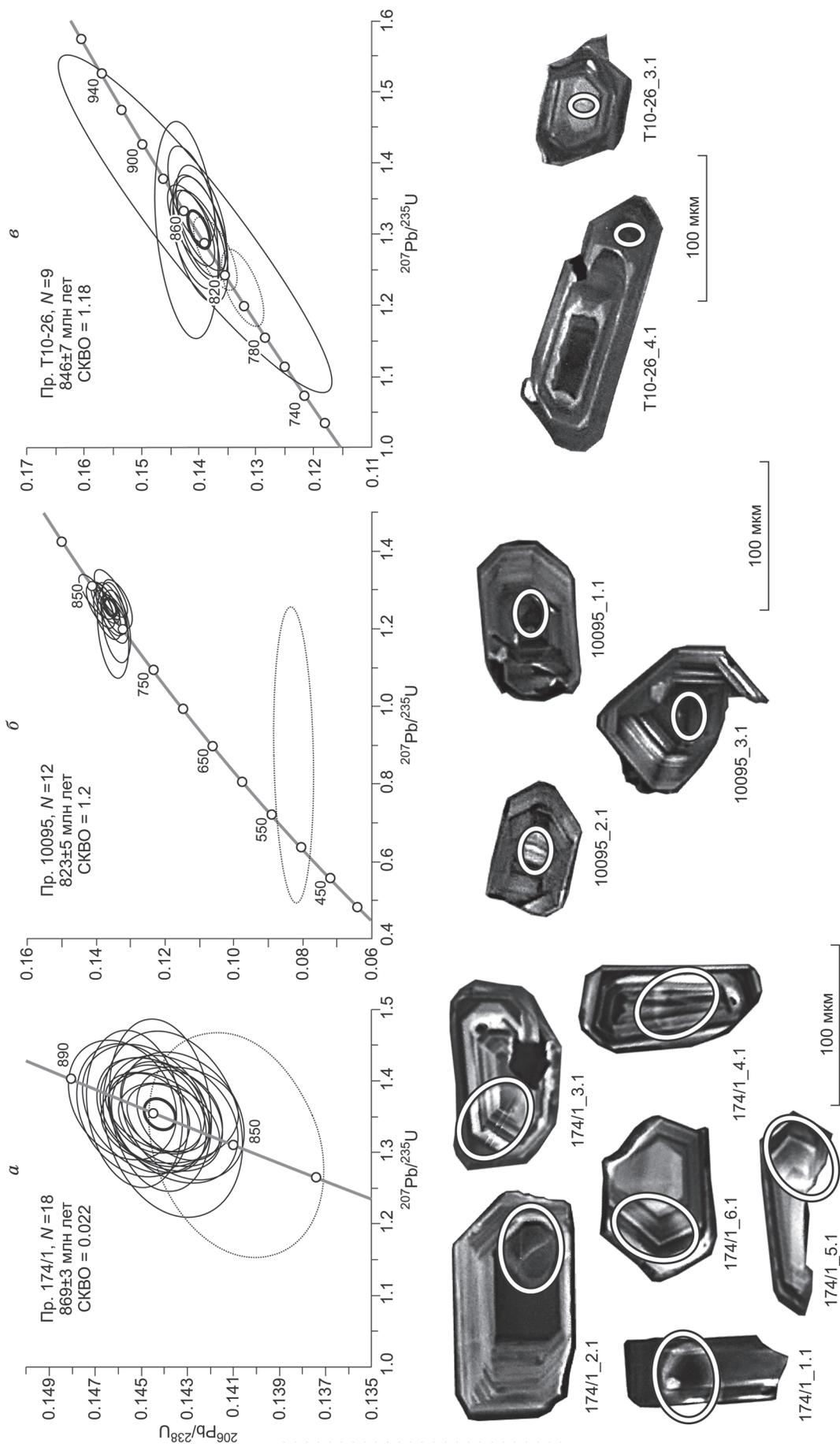


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов из проб № 174/1 (а), 10095 (б) и Т10-26 (в) метавулканитов р. Ленинградская (Фалдеевский террейн).

Таблица 3.

**Результаты U/Th/Pb-изотопных исследований цирконов из метариолитов
(пробы 174/1 и T10-26) и метариолит-порфира (пр. 10095)**

№ аналит. точки	Содержание, г/т			Изотопные отношения						Err согг	Возраст, млн лет		D, %
	²⁰⁶ Pb*	U	Th	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 (±%)	
Проба 174/1													
1.1	41.4	333	219	0.68	0.41	6.931 ± 0.58	0.0677 ± 2.3	1.347 ± 2.3	0.14424 ± 0.58	0.247	868.6 ± 5	860 ± 47	-1
2.1	51.7	415	360	0.90	0.19	6.912 ± 0.5	0.068 ± 1.6	1.355 ± 1.7	0.14466 ± 0.5	0.295	871 ± 4	867 ± 34	0
3.1	23.5	188	116	0.64	0.29	6.906 ± 0.78	0.0682 ± 2.6	1.361 ± 2.7	0.1448 ± 0.78	0.287	871.6 ± 6	874 ± 54	0
4.1	24.8	197	141	0.74	0.38	6.877 ± 0.68	0.0678 ± 2.7	1.359 ± 2.8	0.14537 ± 0.68	0.242	874.9 ± 6	863 ± 57	-1
5.1	25.3	203	116	0.59	0.19	6.925 ± 0.68	0.0681 ± 2.2	1.356 ± 2.3	0.14439 ± 0.68	0.292	869.4 ± 6	871 ± 46	0
6.1	26.6	215	85	0.41	0.05	6.929 ± 0.64	0.0681 ± 1.5	1.356 ± 1.7	0.14432 ± 0.64	0.383	869.1 ± 5	872 ± 32	0
7.1	18.1	144	87	0.62	0.16	6.857 ± 0.66	0.0683 ± 2.4	1.373 ± 2.5	0.14583 ± 0.66	0.260	877.5 ± 5	878 ± 51	0
8.1	28.5	227	185	0.84	1.16	6.93 ± 0.63	0.0687 ± 3.5	1.366 ± 3.6	0.14416 ± 0.63	0.176	868.1 ± 5	891 ± 73	3
9.1	12.8	103	63	0.64	0.18	6.934 ± 0.78	0.0681 ± 2.2	1.353 ± 2.4	0.1442 ± 0.78	0.328	868.4 ± 6	870 ± 46	0
10.1	39.3	318	164	0.53	0.07	6.944 ± 0.45	0.0678 ± 1.4	1.347 ± 1.5	0.144 ± 0.45	0.307	867.2 ± 4	864 ± 29	0
11.1	12.1	98	61	0.64	0.27	6.964 ± 0.8	0.068 ± 2.5	1.346 ± 2.7	0.1436 ± 0.8	0.303	864.8 ± 7	868 ± 53	0
12.1	25.4	202	116	0.59	0.47	6.88 ± 0.59	0.0679 ± 3.2	1.361 ± 3.3	0.1453 ± 0.59	0.182	874.5 ± 5	867 ± 67	-1
13.1	14.8	120	62	0.53	0.18	6.982 ± 0.76	0.0684 ± 2.6	1.351 ± 2.7	0.1432 ± 0.76	0.278	862.8 ± 6	881 ± 54	2
14.1	32.9	266	132	0.51	0.17	6.939 ± 0.52	0.0686 ± 1.8	1.364 ± 1.9	0.14408 ± 0.52	0.275	867.7 ± 4	888 ± 38	2
15.1	12.6	102	58	0.59	0.54	6.963 ± 0.86	0.0676 ± 3.9	1.339 ± 4	0.1436 ± 0.86	0.214	864.7 ± 7	858 ± 82	-1
16.1	30.2	245	251	1.06	0.14	6.976 ± 0.53	0.0684 ± 1.8	1.352 ± 1.9	0.14333 ± 0.53	0.281	863.5 ± 4	881 ± 38	2
17.1	31.4	254	163	0.66	0.16	6.953 ± 0.62	0.0675 ± 1.7	1.339 ± 1.8	0.1438 ± 0.62	0.339	866.1 ± 5	854 ± 36	-1
18.1	7.5	62	28	0.47	0.52	7.095 ± 1.1	0.0674 ± 4.8	1.31 ± 4.9	0.1409 ± 1.1	0.230	849.7 ± 9	851 ± 99	0
Проба 10095													
1.1	62.3	538	546	1.05	0.12	7.4 ± 1.1	0.0664 ± 1.1	1.23 ± 1.6	0.135 ± 1.1	0.7	815 ± 9	818 ± 23	+0
2.1	22.4	195	120	0.63	0.07	7.5 ± 1.3	0.0684 ± 1.6	1.26 ± 2.1	0.134 ± 1.3	0.6	809 ± 10	881 ± 33	+9
3.1	36.2	313	320	1.06	0.23	7.4 ± 1.2	0.0661 ± 1.7	1.23 ± 2.1	0.135 ± 1.2	0.6	814 ± 9	808 ± 36	-1
4.1	41.9	357	291	0.84	0.28	7.3 ± 1.2	0.0656 ± 1.7	1.24 ± 2.1	0.137 ± 1.2	0.6	826 ± 9	792 ± 36	-4
5.1	52.4	446	518	1.20	0.00	7.3 ± 1.2	0.0673 ± 0.9	1.27 ± 1.5	0.137 ± 1.2	0.8	827 ± 9	847 ± 20	+2
6.1	44.4	373	273	0.76	0.15	7.2 ± 1.2	0.0658 ± 1.4	1.26 ± 1.9	0.139 ± 1.2	0.7	837 ± 10	800 ± 29	-5
7.1	19.3	167	104	0.65	0.52	7.4 ± 1.4	0.0642 ± 4.0	1.20 ± 4.3	0.135 ± 1.4	0.3	816 ± 11	749 ± 85	-10
8.1	38.7	332	280	0.87	0.09	7.4 ± 1.4	0.0690 ± 1.3	1.29 ± 2.0	0.136 ± 1.4	0.7	820 ± 11	897 ± 27	+9
9.1	48.5	411	369	0.93	0.07	7.3 ± 1.2	0.0669 ± 1.2	1.27 ± 1.7	0.137 ± 1.2	0.7	830 ± 10	833 ± 25	+0
10.1	35.7	297	209	0.72	0.00	7.1 ± 1.5	0.0665 ± 1.1	1.28 ± 1.8	0.140 ± 1.5	0.8	844 ± 12	822 ± 24	-3
11.1	27.1	233	141	0.62	0.18	7.4 ± 1.3	0.0668 ± 1.8	1.25 ± 2.2	0.136 ± 1.3	0.6	820 ± 10	832 ± 38	+1
12.1	40.3	350	382	1.13	0.26	7.5 ± 1.3	0.0652 ± 2.9	1.21 ± 3.1	0.134 ± 1.3	0.4	811 ± 10	781 ± 61	-4
13.1	139	1955	445	0.24	0.10	12.1 ± 2.9	0.0768 ± 17.6	0.87 ± 17.9	0.083 ± 2.9	0.2	511 ± 14	1115 ± 352	+56
Проба T10-26													
2.1	58.12	511	244	0.49	0.16	7.55 ± 1.2	0.067 ± 1.4	1.22 ± 1.8	0.132 ± 1.2	0.63	802 ± 9	840 ± 29	5
8.1	59.44	504	201	0.41	0.00	7.29 ± 1.1	0.067 ± 1.2	1.27 ± 1.6	0.137 ± 1.1	0.69	829 ± 9	846 ± 25	2
5.1	25.59	213	134	0.65	—	7.16 ± 1.3	0.069 ± 2.1	1.32 ± 2.4	0.140 ± 1.3	0.52	842 ± 10	884 ± 43	5
3.1	37.85	316	91	0.30	0.00	7.16 ± 1.2	0.068 ± 1.3	1.30 ± 1.8	0.140 ± 1.2	0.69	843 ± 10	861 ± 27	2
7.1	14.35	120	62	0.54	0.00	7.16 ± 1.4	0.067 ± 2.4	1.29 ± 2.8	0.140 ± 1.4	0.50	843 ± 11	839 ± 51	-1
6.1	16.67	139	68	0.51	0.00	7.15 ± 1.4	0.068 ± 1.9	1.31 ± 2.4	0.140 ± 1.4	0.59	844 ± 11	864 ± 40	3
1.1	26.95	223	138	0.64	—	7.11 ± 1.3	0.067 ± 1.8	1.29 ± 2.2	0.141 ± 1.3	0.58	848 ± 10	827 ± 38	-3
9.1	12.61	104	36	0.35	0.00	7.10 ± 0.9	0.068 ± 2.7	1.31 ± 7.4	0.141 ± 6.9	0.93	849 ± 55	860 ± 56	1
4.1	45.75	377	157	0.43	—	7.08 ± 1.2	0.067 ± 1.3	1.31 ± 1.8	0.141 ± 1.2	0.67	852 ± 10	849 ± 27	0
10.1	37.85	312	159	0.53	—	7.07 ± 1.2	0.070 ± 1.7	1.36 ± 2.1	0.141 ± 1.2	0.57	852 ± 10	915 ± 35	7
11.1	12.20	100	68	0.71	0.40	7.03 ± 1.5	0.067 ± 4.5	1.31 ± 4.8	0.142 ± 1.5	0.32	858 ± 12	825 ± 94	-4

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; 1σ ошибки калибровки стандарта TEMORA для пробы — 174/4 — 0.28 % (среднее из 14), для пробы 10095 — 0.32 %, для пробы T10-26 — 0.38 %; ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % — дискордантность.

Рис. 9. График зависимости $IRM(T)/IRM_{max}$ по результатам термомагнитного анализа метариолитов р. Ленинградская по методике Лурье.

На врезке показана зависимость модуля NRM от величины приложенного переменного магнитного поля по результатам AF-размагничивания.

На графиках для средне- и высококоэрцитивной компонент (IRM_y и IRM_z) видны деблокирующие температуры соответственно $250\text{ }^\circ\text{C}$ и $100\text{ }^\circ\text{C}$, указывающие на присутствие маггемита и, вероятно, гидроксидов железа. О частичном низкотемпературном окислении зерен магнетита в породах также свидетельствуют повышенные значения деблокирующих температур [Кудрявцева, 1988], в некоторых образцах достигающие $600\text{ }^\circ\text{C}$.

Таким образом, совместный анализ результатов термомагнитных исследований по методике Лари [Lowrie, 1990] и ступенчатого размагничивания переменным полем указывает на то, что основными носителями NRM в исследуемых метариолитах являются крупные (PSD и MD) зерна магнетита с признаками низкотемпературного окисления. Мы предполагаем, что магнетит является одним из первичных магматических акцессорных минералов в этих породах. В таком случае связанная с ним намагниченность отвечает моменту формирования вулканического пояса.

Для установления компонентного состава NRM все образцы были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем (AF-размагничивание) амплитудой до 140 мТл. Полученные в результате ортогональные диаграммы, иллюстрирующие поведение вектора остаточной намагниченности, довольно сильно различаются. Одни диаграммы свидетельствуют о практически однокомпонентном составе NRM, при этом характеристическая компонента (ChRM), как ожидалось, соответствует магнетиту (рис. 10). В других картина существенно более сложная, иногда неинтерпретируемая, что предполагает присутствие в NRM значительной доли вторичной намагниченности. Таким образом, качество палеомагнитного сигнала зависит от степени низкотемпературного окисления и кон-

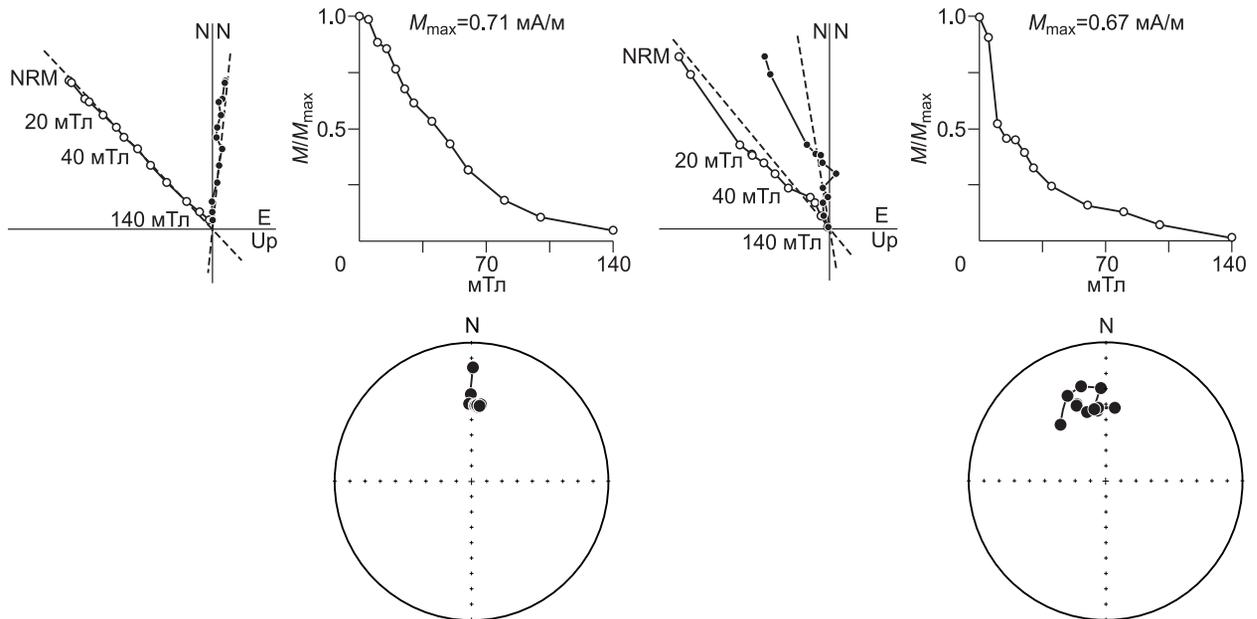
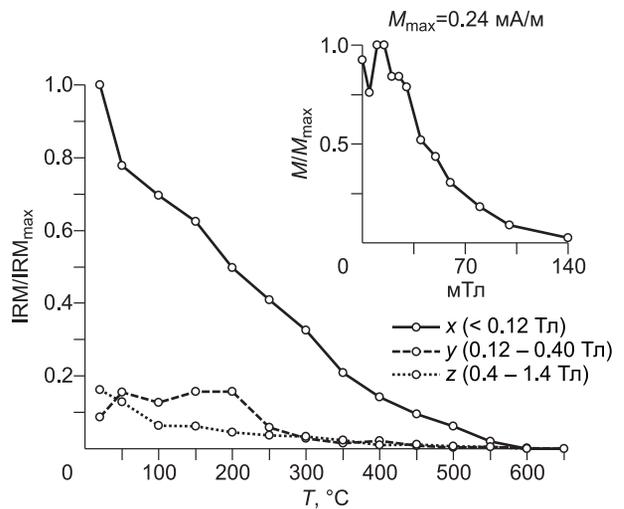


Рис. 10. Характерные ортогональные диаграммы, графики NRM/AF и стереограммы по результатам AF-размагничивания метариолитов р. Ленинградская.

Темные точки на ортогональных диаграммах — проекции вектора намагниченности на горизонтальную плоскость, светлые — на вертикальную плоскость, штриховая линия — стабильная компонента намагниченности.

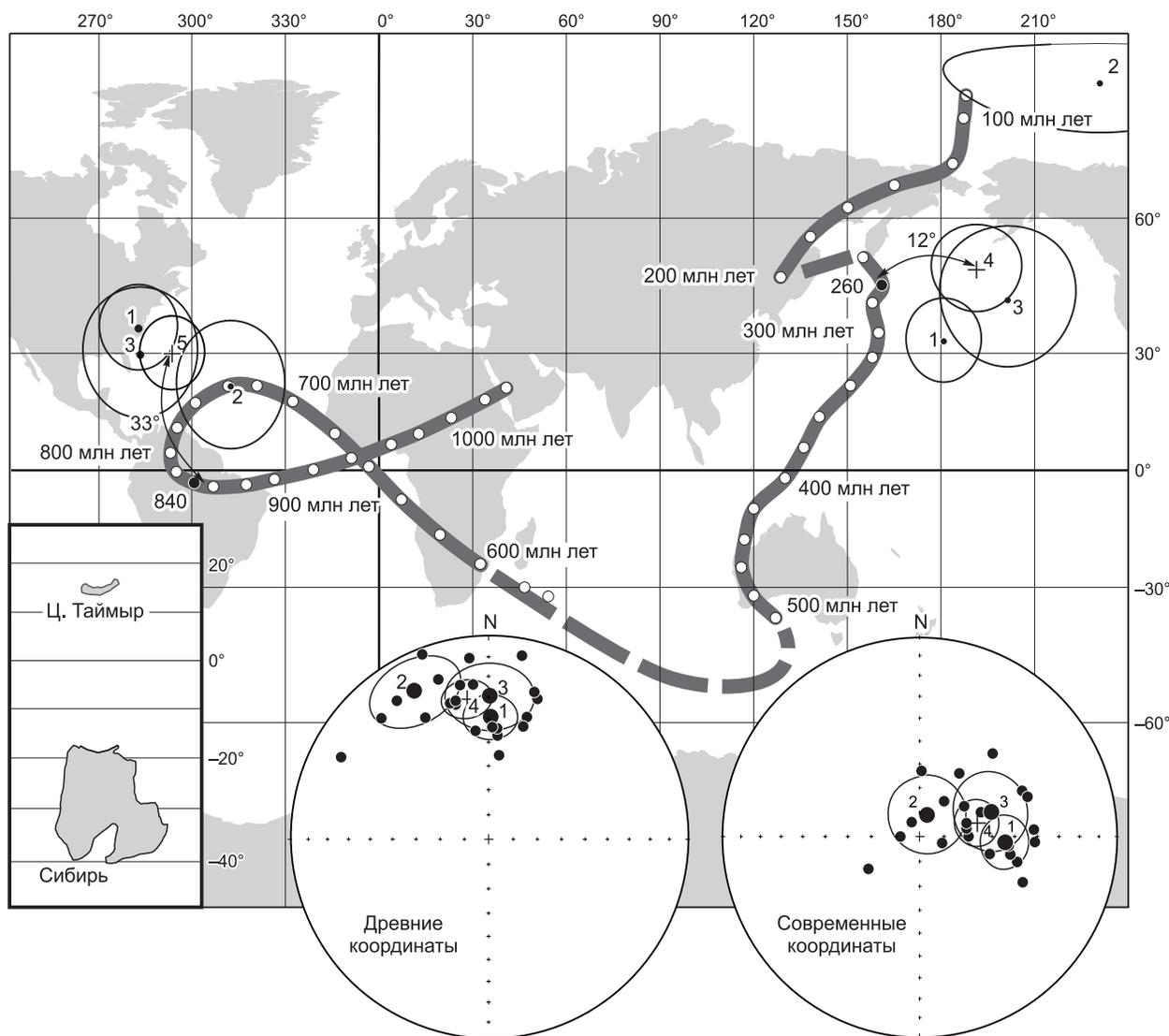


Рис. 11. Распределение установленных палеомагнитных направлений (на стереограммах) и положение рассчитанных палеомагнитных полюсов (см. табл. 4) относительно ТКДП Сибири.

На врезке — палеогеографическая реконструкция взаимного положения Центрально-Таймырского террейна и Сибирского крона согласно приведенным палеомагнитным данным в предположении, что установленная намагниченность приобретена в момент формирования риолитов.

центрации продуктов этого процесса. По результатам компонентного анализа направление ChRM удалось с разной степенью точности определить для 22 образцов. Для расчета среднего палеомагнитного направления использована статистика на уровне образцов, поскольку кучность распределения направлений по каждому изученному фрагменту обнажения низкая и овал доверия широкий (рис. 11, табл. 4).

Виртуальный геомагнитный полюс VGP, рассчитанный по направлению в древней системе координат, в предположении, что установленная намагниченность первичная и характеризует эпизод нормальной полярности, находится в относительной близости от неопротерозойского интервала траектории кажущегося движения полюса Сибири [Метелкин и др., 2012]. Однако угловое расстояние до соответствующего по возрасту сибирского полюса составляет более 30° (см. рис. 11). Простой интерпретацией такого расхождения может быть предположение об удаленном от таймырской окраины Сибири образовании изученной вулканоплутонической ассоциации, т.е. формирование пояса проходило за пределами Сибирского палеоконтинента.

В другом варианте интерпретации (если предполагать вторичную природу NRM) координаты палеомагнитного полюса следует рассчитать по направлению в современной системе координат и проверить на сходимость с имеющимися фанерозойскими полюсами Сибири, когда могло произойти пере-

Таблица 4. Палеомагнитные направления, координаты палеополюсов и палеошироты по результатам изучения метариолитов (координаты обнажения: 75.94° с.ш., 103.62° в.д.)

№ п/п	Обнажение	n/N	Совр. коор.		Древ. коор.		k	α_{95}	Палеополюс		A_{95}	ПШ
			D	I	D	I			Φ	Λ		
1	10ta15	8/12	93.5	54.4	0.7	38.8	31.0	10.1	—	—	—	—
2	10ta17	7/10	17.2	80.2	333.1	18.1	15.0	16.1	—	—	—	—
3	10ta18	7/8	70.5	58.5	0.2	29.1	15.4	15.9	—	—	—	—
4	Среднее	22/30	76.4	65.7	—	—	11.9	9.4	49.3	191.1	13.8	47.9
5			—	—	351.0	29.9	12.8	9.0	29.9	293.6	7.4	16.0
Ожидаемое на 240—260 млн лет			107.9	68.7	—	—	—	5.8	46.0	161.0	9.0	52.1
Ожидаемое на 840—860 млн лет			—	—	342.1	-31.0	—	6.9	-3.3	300.8	5.8	-16.7

Примечание. Номер по порядку соответствует номерам на рис. 11. n/N — количество единичных векторов, использованное в статистике, к общему количеству изученных образцов; D — склонение в градусах; I — наклонение в градусах; k — кучность, α_{95} — радиус 95%-го овала доверия, Φ — широта, Λ — долгота, A_{95} — соответствует радиусу 95%-го овала доверия для палеополюса и палеошироты; ПШ — палеоширота для реконструируемого блока в градусах с.ш., ожидаемые направления рассчитаны из ТКДП Сибири, по [Метелкин и др., 2012]: использованы полюсы на 260 и 840 млн лет.

магничивание пород. Надо сказать, что кучность палеомагнитных направлений в современной системе координат незначительно ниже и VGP не образуют такой «плотной» группы, как в древних координатах. Направление и соответственно полюс для обнажения 10ta17 существенно отличается от других (см. табл. 4, рис. 11). Тем не менее палеополюс, рассчитанный для среднего по всем образцам направления в современной системе координат, близок к позднепермско-раннетриасовым полюсам Сибири. В пределах ошибки определения он не различается по широте и лишь немного сдвинут по долготе на восток (см. рис. 11). Угловое расстояние между ожидаемым для координат точки отбора на 260 млн лет и полученным средним палеомагнитным направлением в современной системе координат составляет всего $11.7^\circ \pm 8.1^\circ$. Таким образом, нельзя полностью исключить возможность переманчивания изученных метариолитов на рубеже палеозоя и мезозоя, которому, как известно, отвечает значительное по масштабам термальное событие, связанное с образованием крупнейшей трапповой провинции.

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обогащенные $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ гранитоиды Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов — продукты наиболее широкомасштабного корового процесса в неопротерозое, устанавливаемого в пределах Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Они имеют разнообразные геохимические характеристики, отвечая одновременно составам гранитов A - и I -типов. Магнезиальные гранитоиды среди них выявлены в резко подчиненном количестве. Наиболее железистые породы, как известно [например, Frost, Frost, 2008], могут образовываться при дифференциации или частичном плавлении преимущественно базальтового материала. Формирование пород с геохимическими характеристиками гранитов A -типа Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов могло происходить вследствие дифференциации магмы I -типа, источником которой являлся материал островодужной природы. Тектоническая обстановка, приведшая к формированию таких масштабных магматических процессов преобразования континентальной коры и, как установлено ранее, в подчиненном количестве ее новообразования [Верниковская и др., 2002] связаны, скорее всего, с аккреционно-коллизийным событием — континент—островная дуга или островная дуга—островная дуга. Подобные гранитоиды с геохимическими характеристиками I - и A -типов гранитов описаны в разных регионах мира. Так, в Центральной Анатолии в Турции их образование в позднемеловое время происходило на постколлизийной стадии (коллизия континент—островная дуга) [Ilbeyli et al., 2004]. В Северо-Восточном Китае формирование аккреционно-коллизийных гранитов с характеристиками, близкими к A -типу, связывают с высокой степенью фракционирования магмы I -типа [Wu et al., 2003].

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что во время исследуемого коллизийного события в небольших объемах формировались высокодифференцированные продукты — кислые вулканыты. Такие комагматичные гранитоидам вулканические породы установлены на р. Ленинградская Фаддеевского террейна. Вулкано-плутоническая ассоциация формировалась на этапах эволюции субщелочной магмы, связанной с фракционированием калиевого полевого шпата (Ba), плагиоклаза (Sr, Eu), апатита (P) и сфена (Ti). Полученные U/Pb геохронологические данные для цирконов из кислых

метавулканитов отвечают возрастному интервалу 869—823 млн лет, что соответствует возрасту цирконов из гранитоидов этого района [Кузьмин и др., 2007], а также района р. Жданова Фаддеевского террейна [Верниковский, 1996; Верниковский и др., 1998]. Анализ имеющихся геохронологических данных показывает, что на раннем этапе этого коллизионного процесса (894—885 млн лет назад) формировались гранитоиды Мамонто-Шренковского террейна (район левобережья р. Шренк—оз. Направляющее) [Pease et al., 2001; Верниковская и др., 2002], а на заключительном (869—823 млн лет назад) гранитоиды и кислые вулканиды Фаддеевского террейна (районы рек Ленинградская, Жданова, Карпинского, Пека, Фаддея). Установлена тенденция поведения химических элементов в эволюции континентальной коры Центрального Таймыра в период 890—820 млн лет назад, заключающаяся в увеличении концентраций SiO_2 , K, U, Th, Rb, Ta, Nb, Ce, La, Hf, Zr, Sm, Nd, Tb и Y и значений FeO^*/MgO , и уменьшении Eu, Ba, P, Ti, что генетически связано с эволюцией высокофракционированных магм I-типа.

Геологическая позиция исследуемых гранитоидов и метариолитов согласуется с выводами об относительно узком временном интервале их формирования, в результате единого аккреционно-коллизионного процесса. На что указывает их структурная приуроченность к чешуйчато-надвиговым структурам, свидетельствующим о надвигании с северо-запада Центрально-Таймырского блока на структуры Сибирского кратона. Прослеживается принадлежность их и к гранитоидному поясу, протягивающемуся от Мамонто-Шренковского до Фаддеевского террейнов (см. рис. 1), в котором все магматические тела аналогично деформированы и ориентированы. В современной структуре пояс разбит на два сонаправленных сегмента, разобщенных правым сдвигом, которые до коллизионного события составляли единую структуру совместно с кратонными террейнами и обрамляющими их офиолитовыми поясами [Vernikovskiy et al., 1994; Khain et al., 1997]. Вероятно, что смещение сегментов произошло во время косой коллизии на фоне вращения Центрально-Таймырского составного блока относительно Сибирского кратона, что согласуется с палеомагнитными данными. Завершение аккреционно-коллизионных событий фиксируется перекрытием гранитоидов и риолитов отложениями пассивной окраины.

Таким образом, геологическое положение пород исследуемой вулканоплутонической ассоциации, а также их U-Pb возраст указывают на то, что они входили в состав Центрально-Таймырского блока до его присоединения к Сибирскому палеоконтиненту. Об этом же свидетельствуют полученные палеомагнитные данные (см. рис. 11). Несмотря на то, что обоснованного доказательства первичной природы намагниченности, установленной в метариолитах, найти не удалось, и палеомагнитные направления в современной системе координат сходны с позднепермско-раннетриасовыми, мы предполагаем древнюю природу ее характеристической компоненты, которая субсинхронна становлению вулканоплутонической ассоциации. Полученные недавно палеомагнитные определения по породам островодужного комплекса оз. Три Сестры, расположенного вблизи от района настоящих работ, показали, что тектонические процессы, связанные с эволюцией Центрально-Таймырского аккреционного террейна, происходившие 960 млн лет назад, протекали на расстоянии свыше 500 км от континентальной окраины Сибири [Верниковский и др., 2011]. Учитывая эти данные и принимая первичную природу намагниченности в метариолитах, вероятно, на Таймырской океанской окраине за 100 млн лет после формирования субдукционной системы размеры окраинного моря значительно увеличились. Либо здесь следует предполагать существование серии субдукционных зон, разделенных бассейнами, в пределах которых происходило постепенное образование Центрально-Таймырской аккреционно-коллизионной структуры. Так, реконструируемый гранитоидный пояс может отражать, к примеру, аккреционно-коллизионное событие между Фаддеевским кратонным террейном и одной из наиболее удаленных от континента островных дуг. Полное же закрытие Таймырского окраинного моря и столкновение Центрально-Таймырского аккреционного террейна с Южно-Таймырской окраиной Сибири имели место лишь в эдиакарское время, около 600 млн лет назад [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001].

Следует также обратить внимание на подобные гранитоиды тейского комплекса Енисейского кряжа с возрастом 880—864 млн лет [Vernikovskiy et al., 2007], которые, как и описываемые таймырские, образовались за пределами Сибирского кратона, а затем вошли в состав его западного складчатого обрамления 760—720 млн лет назад во время коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирью. Подобие составов этих гранитоидов и близкий возраст позволяют предполагать их формирование в пределах одной структуры, а затем последовательную аккрецию с кратоном вдоль западной окраины.

Исследования выполнены при поддержке программы Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-1 и РФФИ (гранты 10-05-00128 и 11-05-00131) и Роснедра (государственный контракт № 38 от 19 мая 2009 г.).

ЛИТЕРАТУРА

Беззубцев В.В., Залялеев Р.М., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000. Объяснительная записка // Красноярск, 1986, 177 с.

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. 1—13.

Верниковский В.А. Метаморфические формации и геодинамика Северного Таймыра // Геология и геофизика, 1992 (11), с. 51—59.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 203 с.

Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 50—64.

Верниковский В.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Позднерифейско-вендское событие в формировании Северного Таймыра (на основе Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar датирования гранатовых амфиболитов Становского офиолитового пояса) // Докл. РАН, 1997, т. 352, № 2, с. 218—221.

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 // Докл. РАН, 1998, т. 363, № 5, с. 653—657.

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 // Докл. РАН, 2011, т. 436, № 5, с. 647—653.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000000 (третье поколение). Лист S-48 — оз. Таймыр (восточная часть). Объясн. записка / Ред. В.Ф. Проскурнин. СПб., Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009, 253 с. + 5 вкл.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А., Сердюк С.С., Злобин М.Н. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск, Наука, 1986, 144 с.

Захаров Ю.И., Чухонин В.Ф., Проскурнин В.Ф. Новые изотопно-геохронологические данные для гранитоидов Шренко-Мамонтовского выступа полуострова Таймыр // Докл. АН СССР, 1993, т. 332, № 1, с. 58—61.

Кудрявцева Г.П. Ферримангнетизм природных оксидов. М., Недра, 1988, 232 с.

Кузьмин В.К., Проскурнин В.Ф., Ларионов А.Н. О позднерифейском возрасте гранитоидов снежининского комплекса, Северо-Восточный Таймыр, по данным цирконометрии // Записки Российского минералогического общества, 2007, ч. 136, вып. № 1, с. 42—49.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, № 1, с. 1—32.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, ч. 2, 1985, с. 371—768.

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.

Проскурнин В.Ф. Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой системы, их рудоносность и геодинамические особенности формирования // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, СНИИГиМС, 1991, с. 33—39.

Проскурнин В.Ф. Стратиграфия вулканических образований докембрия полуострова Таймыр // Недра Таймыра. Вып. 2. Норильск, 1997, с. 23—44.

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., 1992, v. 83, p. 1—26.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol., 2008, v. 49, № 11, p. 1955—1969.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.

Ilbeyli N., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey // *Lithos*, 2004, v. 72, № 3—4, p. 163—182.

Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // *Ofioliti*, 1997, v. 22 (2), p. 195—200.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. London, Geological Society, Memoirs, 2004, v. 30, p. 69—74.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.*, 1990, v. 17, p. 159—162.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.

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.

Pease V., Gee D., Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Kireev S. The Mamont-Shrenk terrane: a Mesoproterozoic complex in the Neoproterozoic accretionary belt of central Taimyr, Northern Siberia // *Terra Nova*, 2001, v. 13, p. 270—280.

Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*, 1996, v. 19, № 4, p. 120—125.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, № 25, p. 956—983.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Mesoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precam. Res.*, 2001, v. 110, p. 127—141.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Lyapunov S.M., Neimark L.A., Proskurnin V.F., Chernykh A.I., Safonova I.Y. Petrology, geochemistry, and tectonic settings of plagiogranites of the Chelyuskin Ophiolite Belt // *Intern. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, p. 961—974.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880—864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precam. Res.*, 2007, v. 154, p. 175—191.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis // *Lithos*, 2003, v. 66, p. 241—273.

*Рекомендована к печати 3 сентября 2013 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
16 июля 2013 г.*