

**ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АДАКИТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
(Центральная Сибирь): ПЕТРОГЕНЕЗИС, ГЕОДИНАМИКА И U/Pb ВОЗРАСТ**
**А.Е. Верниковская^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, П.И. Кадильников^{1,2},
И.В. Романова^{1,2}, А.Н. Ларионов³**

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

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

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Основываясь на новых геолого-структурных, минералого-геохимических и изотопных (Sm-Nd, Rb-Sr и U-Th-Pb) данных для интрузивных и метаморфических пород Зимовейнинского массива, впервые в аккреционно-коллизивной структуре Южно-Енисейского кряжа юго-западного обрамления Сибирского кратона установлена адакит-габброидная ассоциация. Показано, что адакиты (кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты) и ассоциирующие с ними габбро-анортозиты этого массива формировались в интервале 576—546 млн лет назад (U-Th-Pb исследования цирконов, метод SHRIMP-II), на заключительном этапе неопротерозойской эволюции активной континентальной окраины Сибирского кратона. Полученные результаты свидетельствуют о генетических взаимоотношениях адакитов с вмещающими их обогащенными Nb метабазами Зимовейнинского массива. Исследуемые в статье позднепротерозойские адакиты могли образоваться в обстановке трансформного скольжения литосферных плит после прекращения субдукции как из корового, так и мантийно-корового источников, подобно кайнозойским магматическим комплексам трансформной окраины восточного обрамления Евразии.

Адакиты, габбро-анортозиты, обогащенные Nb метабазиты, U-Th-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные, поздний неопротерозой, активная и трансформная континентальная окраина, Сибирский кратон, Енисейский кряж.

**LATE NEOPROTEROZOIC ADAKITES OF THE YENISEI RIDGE (Central Siberia):
PETROGENESIS, GEODYNAMICS, AND U-Pb AGE**

**A.E. Vernikovskaya, V.A. Vernikovskiy, N.Yu. Matushkin,
P.I. Kadil'nikov, I.V. Romanova, and A.N. Larionov**

Based on new geostructural, mineralogical, geochemical, and isotope (Sm-Nd, Rb-Sr, and U-Th-Pb) data for igneous intrusions and metamorphic rocks of the Zimoveinyi massif, an adakite-gabbroid association has been identified for the first time in the Yenisei Ridge (southwestern framing of the Siberian craton). This study demonstrates that the adakites (quartz diorites, tonalites, and plagiogranites) and associated gabbro-anorthosites of this massif formed in the interval 576–546 Ma (U-Th-Pb zircon SHRIMP-II analysis) at the final Neoproterozoic evolution stage of the active continental margin of the Siberian craton. Our results point to a genetic relationship between the adakites and the host Nb-enriched metabasites of the Zimoveinyi massif. The studied late Neoproterozoic adakites might have formed from both crustal and mantle-crustal sources in the setting of transform strike-slip of lithospheric plates during a halt in subduction, similarly to Cenozoic igneous complexes of the transform margin in the eastern framing of Eurasia.

Adakites, gabbro-anorthosites, Nb-enriched metabasites, U-Th-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope data, late Neoproterozoic, active and transform continental margin, Siberian craton, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Исследование петрогенезиса и геодинамических обстановок образования адакитов, среди которых присутствуют и гранитоиды, вызывает большой интерес, объясняемый во многом сходством их геохимических характеристик с породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (TTG) ассоциации. Прежде всего это относится к высоким содержаниям Na_2O , значениям отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и Sr/Y , а также истощению пород тяжелыми редкоземельными элементами [Drummond, Defant, 1990; Defant et al., 1992; Martin et al., 1999]. Изучение адакитов важно для понимания процесса роста континентальной

коры в постархейское время, в отличие от TTG ассоциации, характеризующей формирование основной ее массы в архее [Taylor, McLennan, 1985]. Доминирующий процесс корообразования в архее — частичное плавление молодой горячей субдущирующей литосферы в условиях повышенного геотермального градиента. Благоприятные физико-химические условия для образования магм, подобного составу TTG ассоциации, создаются при ограниченных *P-T* режимах, отвечающих условиям стабильности граната, что вызывает особый интерес к выяснению геодинамических обстановок их зарождения. Адакиты по сравнению с породами TTG ассоциации отличаются значительно меньшими объемами магматических проявлений и большим разнообразием геодинамических обстановок их формирования. Эти породы разделяются на несколько классификационных типов по геохимическим и геодинамическим характеристикам, как показано, например, в обзорах [Zhang et al., 2005; Xiao, Clemens, 2007]. Толентовые и известково-щелочные адакиты относятся к производным плавления молодого и горячего субдущирующего океанского слэба, а образование более обогащенных калием известково-щелочных разностей рассматривается в результате высокотемпературных процессов, происходящих в основании континентальной коры, при ее утолщении в обстановке активной континентальной окраины или коллизионном событии. Вопрос о магматических источниках этих пород является часто дискуссионным. Магматическими источниками обогащенных калием адакитов может быть как вновь образованный в основании нижней коры материал базитового слоя, так и породы, близкие по составу с TTG ассоциацией.

Рис. 1. Схема тектонического строения и неопротерозойские магматические комплексы Енисейского кряжа, составленная с использованием [Качевский и др., 1998; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский и др., 2008, 2016; Романова и др., 2012].

(PP-NA?) в обрамлении Сибирского кратона офиолитовым образованиям [Попов, Изох, 2013]. В то же время высокий уровень метаморфизма этих базитов, неясность в данных их геохимической направленности, а также отсутствие до настоящего времени возрастных оценок для разнообразных по составу (от основных до кислых) прорывающих их интрузивных образований, оставляли неясными вопросы петрогенезиса и геодинамических условий формирования магматических и метаморфических пород Зимовейнинского массива. Приведенные в настоящей статье результаты исследований, базирующиеся на геолого-структурных, минералого-геохимических и впервые полученных U-Th-Pb геохронологических (SHRIMP метод по цирконам) данных, свидетельствуют о позднепротерозойском магматическом событии, характеризующем ранний этап геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ АДАКИТОВОГО МАГМАТИЗМА

На Енисейском крыже адакиты ранее были установлены в составе тейского коллизионного гранитоидного комплекса с возрастом 883—861 млн лет, размещенного в пределах Центрально-Ангарского террейна заангарского фрагмента Енисейского крыжа [Верниковский и др., 2016] (см. рис. 1). Этот террейн, основываясь на палеотектонических реконструкциях, на момент формирования пород тейского комплекса находился далеко за пределами Сибирского кратона. Гранитоиды с адакитовыми характеристиками тейского комплекса были отнесены к обогащенному калием типу, их образование связывается с плавлением материала в основании континентальной коры, вследствие ее экстремального утолщения на заключительной стадии коллизионного процесса. Только через 100 млн лет после образования пород тейского комплекса произошла коллизия Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном с образованием гранитоидов синколлизионного аяхтинского (761—749 млн лет) и постколлизионного глушихинского (752—718 млн лет) комплексов [Vernikovsky et al., 2003; Верниковская и др., 2007]. Габброиды, трахибазальты, гранитоиды А-типа, а также карбонатиты, включая зоны контактовых метасоматитов с Nb оруденением, являются характерной особенностью магматизма позднепротерозойского татарского комплекса активной континентальной окраины (711—629 млн лет) [Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012; Верниковская и др., 2013]. Эти породы локализованы в узкой полосе Татарско-Ишимбинской сутурной зоны, образованной вследствие вышеупомянутой коллизии. Формирование карбонатитсодержащих магматических ассоциаций в надсубдукционных комплексах рассматривается, например, для плиоцен-четвертичного магматизма Тиренского моря [Peccherillo, Frezzotti, 2015], согласуясь с петрологическим моделированием и численными расчетами, а также экспериментальными данными о возможности формирования карбонатитовых расплавов в подобных обстановках [Gerya, Meilick, 2011; Tumati et al., 2013; Poli, 2015].

Исследуемые в настоящей работе адакиты и ассоциирующие с ними магматические и метаморфические породы установлены в пределах Зимовейнинского массива, расположенного в южном фрагменте Татарско-Ишимбинской сутурной зоны (Южно-Енисейский крыж), на ее сопряжении с Приенисейской тектонической зоной. К последней приурочены островодужные породы (вулканиты дифференцированных серий, габброиды и плагиограниты) Приенисейского пояса, синхронные по возрасту с татарским комплексом [Верниковский и др., 1999, 2001; Vernikovsky et al., 2003].

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Зимовейнинский массив, находящийся в северо-западной части Южно-Енисейского крыжа, представляет собой тектонически ограниченную линзовидную пластину (площадь 14×6 км²), вытянутую в северо-западном направлении (аз. 330—340°). С востока массив ограничен Ковдорским разломом сдвигонадвиговой кинематики от Ангаро-Канского террейна (рис. 2). Этот террейн состоит из метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций пород атамановской, кузеевской (канской) и енисейской серий [Кузнецов, 1941; Докембрийские..., 1986; Попов, 2001]. В восточной части террейна эти метаморфические породы прорываются палеопротерозойскими гранитоидами Таракского массива (1.90—1.84 млрд лет) и гиперстенсодержащими гранитами — кузеевитами (1.73 млрд лет) [Бибикова и др., 1993, 2001; Ножкин и др., 2003], тогда как в центральной и западной его частях они интродуцированы кембрий-ордовикскими сиенитами, диоритами и гранитоидами Посольненского и Нижнеканского массивов. Образование последних связывается с коллизионными событиями, происходившими 511—455 млн лет назад [Верниковская и др., 2004]. На западе и северо-западе тектоническая граница Зимовейнинского массива проходит по Приенисейскому шву, который характеризуется сдвиговзбросовой кинематикой [Старосельцев и др., 2003; Верниковский и др., 2009] и перекрывается чехлом Западно-Сибирской плиты. В исследуемой части Южно-Енисейского крыжа (см. рис. 2), как показывают геологические материалы [Геологическая..., 1965, 2003; Качевский и др., 1998], наблюдаются отличия стилей деформаций в метаморфических породах Ангаро-Канского террейна по сравнению с

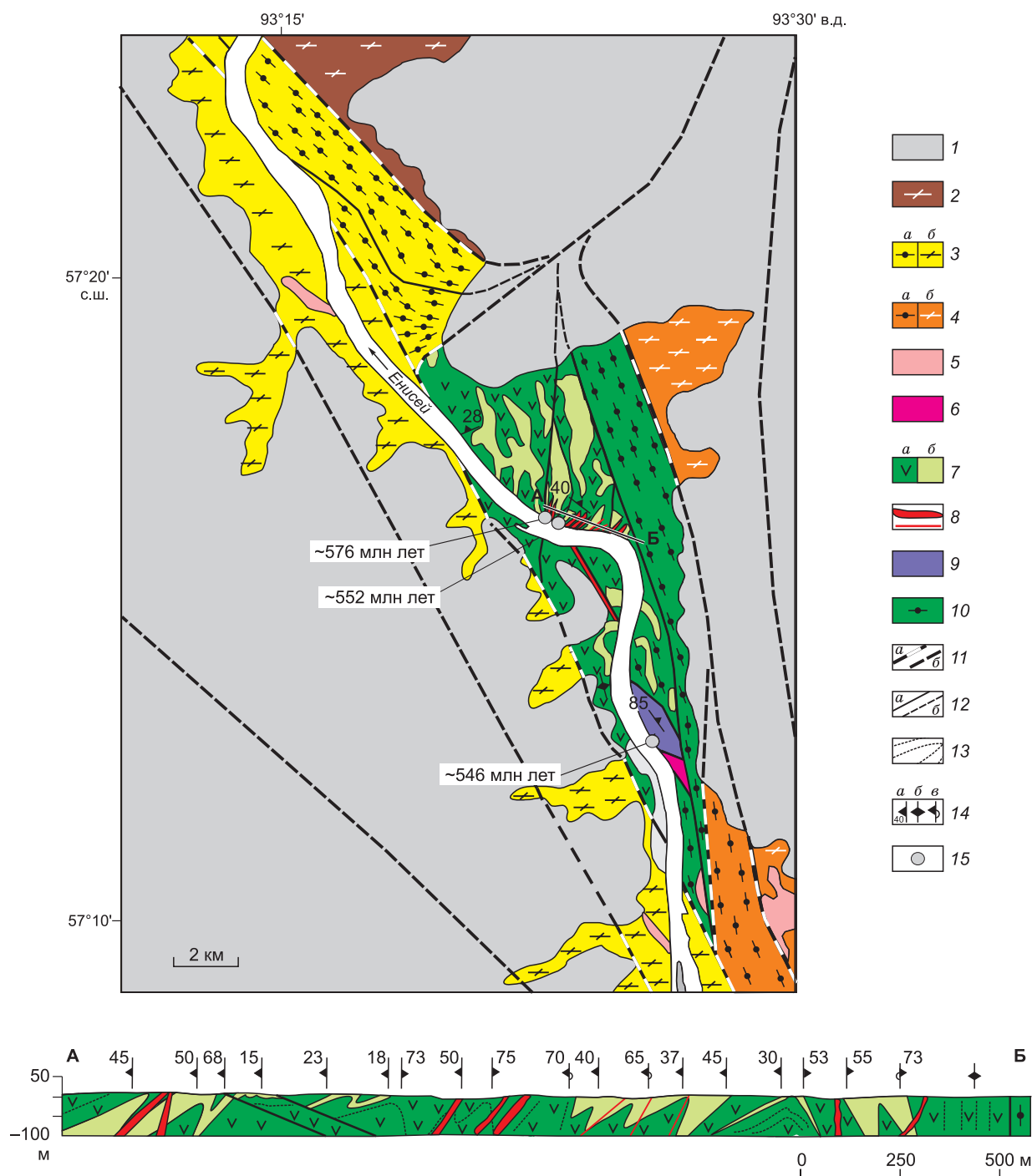


Рис. 2. Геолого-тектоническое строение Зимовейнинского массива Южно-Енисейского кряжа, составленная с использованием [Геологическая..., 1965, 2003].

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — амфиболиты, орто- и парагнейсы, мраморы Ангаро-Канского террейна (?); 3 — Приенисейская тектоническая зона: катаклазиты, милониты (а), блоки гиперстен-калишпат-гранатовых гнейсов (РРЗ?) (б); 4 — Ковдорская тектоническая зона: катаклазиты, милониты (а), амфиболиты, орто- и парагнейсы, мраморы (РРЗ?) (б); 5 — гранитоидные интрузии кембрий-ордовикского коллизионного послосольненского комплекса (?); 6 — гранатовые гранулиты среднего и кислого состава; 7 — ортопороды, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций: метабазальты с прослоями метаандезитов (а), метагаббро (б); 8 — дайки адakitов; 9 — расслоенные интрузии габброидов: габбро-анортозиты, пироксениты; 10 — катаклазиты и милониты с реликтами метабазитов; 11 — главные разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 12 — прочие разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 13 — границы метаморфических толщ; 14 — направление и угол падения полосчатости: наклонная (а), субвертикальная (б); 15 — места отбора проб для геохронологических исследований показаны U/Pb оценки возраста цирконов из магматических пород.

породами Приенисейской и Ковдорской тектонических зон. Так, полосчатость гнейсов енисейской серии имеет субширотное направление по сравнению с северо-западным, проявленным в гнейсах Приенисейской и Ковдорской тектонических зон.

Геолого-структурные исследования позволяют разделить Зимовейнинский массив на две части. В восточной, значительно тектонизированной части, имеющей ширину около 2 км, находятся катаклазиты и милониты с участками метабазитов, согласно деформированных с тектонитами Ковдорского разлома. Эти метабазиты, представленные разгнейсованными породами с реликтами вулканических и габброидных структур, распространены в западной части массива, скальные выходы которых изучены по обоим берегам Енисея (см. рис. 2). Участками метабазиты включают хорошо выраженные маломощные пластовые тела метавулканитов. Уровень метаморфизма этих пород достигает амфиболитовой и гранулитовой фации [Докембрийские..., 1986]. Метабазиты западной части массива деформированы в ряд гребневидных, наклонных до запрокинутых складок северо-западной вергентности, соответствуя характерным направлениям деформаций в Приенисейской и Ковдорской тектонических зонах. В северо-западной части массива направление вергентности складок и гнейсовидности меняется на северо-восточное, что хорошо объясняется деформациями надвиго-сдвиговой кинематики в Приенисейской тектонической зоне (см. рис. 2). В пределах центральной части массива установлены дайки адакитов (исследовано не менее 10), обнажающиеся преимущественно на правом берегу Енисея. Эти дайки (мощность от 0.5 до 5 м, угол падения от 45 до 75°, аз. падения от 305 до 325°), секущие метаморфические породы, приурочены к маломощным (до 10 м) протяженным разломным зонам северо-восточного простирания. Кроме адакитов в центральной части массива также присутствует тело расслоенных габбро-анортозитов (мощность около 1 км), находящееся в зоне милонитизации и катаклаза Ковдорского разлома (правый берег Енисея) (см. рис. 2). В этих интрузивных породах ориентировка магматической расслоенности характеризуется субсогласным простиранием со структурными элементами Зимовейнинского массива. Геологические данные показывают, на юге эти габбро-анортозиты имеют тектонический контакт с ортопородами среднего состава, метаморфизованными в гранулитовой фации метаморфизма, скальные выходы которых на правом берегу Енисея имеют протяженность около 50 м).

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АДАКИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД

Нами были исследованы три основные разновидности пород Зимовейнинского массива: дайки адакитов, интрузии габбро-анортозитов и вмещающие их метабазиты. Изучение минералогического состава пород было проведено с помощью электронного сканирующего микроскопа Tescan MIRA 3 LMU (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) с качественной и полуколичественной оценкой минерального и химического состава изучаемого зерна или агрегата по методике, описанной в [Лаврентьев и др., 2015] (составы пороодообразующих минералов и цирконов приведены в табл. 1—5). Определение в них содержания главных, редкоземельных и других трэйс-элементов в породах (данные приведены в табл. 6) выполнено с помощью масс-спектрометров — квадрупольного Agilent 7500ce (Япония) и высокого разрешения Element 2 (Германия) по методике [Smirnova et al., 2010] в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Относительная погрешность для рентгенофлуоресцентного метода составляла 1—5 %, для ICP-MS — 5—10%.

Адакиты (кварцевые диориты—тоналиты—плагиограниты) представлены мелкозернистыми породами с порфировидными вкрапленниками плагиоклаза (длиной до 4 мм). В них доминирует плагиоклаз андезин-олигоклазового состава и кварц с преобладанием первого (50 и 20 об. % соответственно). В плагиогранитах присутствует калиевый полевой шпат (до 5 %). Концентрация биотита аннит-сидерофиллит-истонит-флогопитового состава (рис. 3) в породах достигает 5—10 об. % и, кроме того, в кварцевом диорите присутствует амфибол паргасит-магнезиогастингситового ряда (рис. 4), содержание которого достигает 15 об. %. Адакиты содержат обогащенные Nb цирконы (рис. 5). Кроме того, среди аксессуарных и рудных минералов установлены апатит, монацит, рутил, сфен, ильменит, пирит, халькопирит, гематит, гетит, сидерит и куприт. Небольшие изменения пород связаны с замещением плагиоклаза альбитом и серицитом.

Габбро-анортозиты имеют крупнозернистую структуру (размер зерен > 10 мм) с мафитовыми и лейкократовыми обособлениями. Плагиоклаз, интенсивно серицитизированный представлен анортитом. Из пироксенов присутствуют диопсид и энстатит (рис. 6). Амфибол, отвечающий по составу паргаситу и магнезиальной роговой обманке (см. рис. 4), образует каемки вокруг клинопироксена. Из аксессуарных минералов присутствуют шпинель, хромшпинелиды и апатит.

Метабазиты (метабазальты и метагаббро) имеют гнейсовидную, полосчатую текстуру и гранонематобластовую структуру. Светлые полосы представлены агрегатом плагиоклаза и кварца, а темные — клинопироксеном и амфиболом. Амфибол замещается биотитом и хлоритом. В породе присут-

Таблица 1. Составы полевых шпатов из адакитов и габбро-анортозитов Зимовейнинского массива

Компонент	КД	КД	ТН	ТН	ТН	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	ГА	ГА	ГА
	Анде- зин	Анде- зин	Анде- зин	Анде- зин	Олиго- клаз	Олиго- клаз	Олиго- клаз	КПШ	КПШ	Анор- тит	Анор- тит	Битовнит
SiO ₂ , мас. %	58.6	59.7	59.5	60.5	60.8	62.17	62.41	64.89	64.72	46.4	46.4	47.04
Al ₂ O ₃	25.5	25.0	24.6	24.5	25.0	24.75	24.53	19.01	18.86	35	35.4	34.8
CaO	7.22	6.69	6.25	5.83	6.13	5.57	5.47	н.п.о.	н.п.о.	17.9	17.9	17.1
BaO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.47	1.17	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	7.31	7.64	7.83	8.16	8.11	8.56	8.80	1.19	1.13	1.24	1.33	1.73
K ₂ O	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.23	0.18	14.55	14.66	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.13	99.03	98.18	98.99	100.04	101.28	101.39	101.11	100.54	100.54	101.03	100.67
Si ⁴⁺ , ф.ед.	2.65	2.68	2.69	2.71	2.70	2.73	2.73	2.98	2.98	2.12	2.11	2.14
Al ³⁺	1.36	1.32	1.31	1.30	1.31	1.28	1.27	1.03	1.02	1.90	1.90	1.87
Ca ²⁺	0.35	0.32	0.30	0.28	0.29	0.26	0.26	0.00	0.00	0.87	0.87	0.83
Ba ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ⁺	0.64	0.67	0.69	0.71	0.68	0.73	0.75	0.11	0.10	0.11	0.12	0.15
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.85	0.86	0.00	0.0	0.00
X _{An}	0.35	0.33	0.31	0.28	0.29	0.27	0.25	—	—	0.90	0.90	0.87
X _{Ab}	0.65	0.67	0.69	0.72	0.71	0.73	0.75	—	—	0.10	0.10	0.13
Сумма	5.00	4.99	4.99	5.00	5.00	5.03	5.02	5.00	4.98	5.00	5.00	4.99

Примечание. Для таблиц 1—2, 4—5 используются аббревиатуры названий пород: КД — кварцевый диорит (пр. Z-11-10), ТН — тоналит (пр. А-09-32), ПГ — плагиогранит (пр. А-10-10), ГА — габбро-анортозиты (пр. А-09-34). Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны на 8 атомов кислорода. КПШ — калиевый полевой шпат. Здесь и в таблицах 2—5: н.п.о. — концентрация ниже предела обнаружения; прочерк — расчет не проводился.

стствует гранат. Минеральные ассоциации этих пород указывают на изменения в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Выявленные в пределах Зимовейнинского массива метавулканииты среднего состава, согласно минеральным ассоциациям (Ер+Аmf+Gr, Аmf+Срх+Gr, Орх+Срх+Gr) представляют собой породы, метаморфизованные в условиях от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма повышенных давлений [Добрецов и др., 1969].

Метабазиты (SiO₂ меняется от 44.59 до 52.24 мас. %) характеризуются невысокими содержаниями K₂O (< 0.74 мас. %) и умеренными Na₂O (до 2.46 мас. %). Содержания Al₂O₃ поднимаются до 16.87 мас. %, MgO — до 11.50 мас. %, а СаО — до 10.81 мас. %. Породы обогащены РЗЭ, Nb, Та, Ti, Sc, Y, отдельные пробы Zr, Hf и U (рис. 7, а, б). В этих породах сумма РЗЭ достигает 163 г/т. Содержания Nb в них в 10—80 раз выше по сравнению с таковыми в источниковом компоненте РМ (примитивная мантия), но ниже, чем в ОИВ (базальты океанических островов), соответствуя базитам NEB-типа.

Габбро-анортозиты (SiO₂ варьирует от 48.35 до 50.61 мас. %) имеют низкие содержания K₂O (< 0.14 мас. %) и Na₂O (< 1.54 мас. %). Они отличаются варьирующими содержаниями главных компонентов, особенно Al₂O₃ (6.72—23.72 мас. %) и MgO (8.04—18.68 мас. %), что, очевидно, связано с дифференциацией их на мафитовые и лейкократовые обособления. Эти породы характеризуются пониженными концентрациями трэйс-элементов, значения суммы РЗЭ которых < 8.6 г/т. В них наблюдаются отчетливые отрицательные аномалии Nb, иногда Та. Спектры распределений трэйс-элементов характеризуются наклоном в сторону увеличения содержаний крупноионных элементов (Rb, Ba и Th) и также ТРЗЭ (от Tb до Lu) (см. рис.

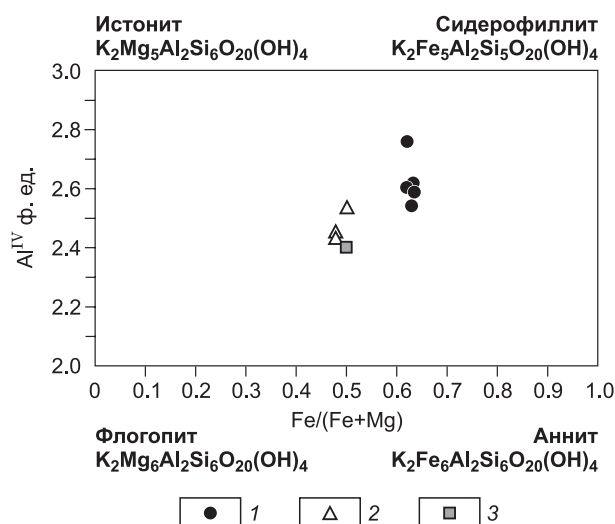


Рис. 3. Состав биотитов из адакитов Зимовейнинского массива на диаграмме Al^{IV}–Fe/(Fe+Mg), по [Micas, 1984].

1 — плагиогранит (пр. А-10-10), 2 — тоналит (пр. А-09-32), 3 — кварцевый диорит (пр. Z-11-10).

Таблица 2. Составы амфиболов из адakitов и габбро-анортзитов Зимовейнинского массива

Компонент	КД	КД	КД	КД	ГА	ГА	ГА	ГА	ГА	ГА	ГА
	Prg-Hst	Hst	Prg	Hst	Mhb	Mhb	Mhb	Prg	Prg	Prg	Prg
SiO ₂ , мас. %	43.1	42.6	42.5	42.2	46.4	49.6	48.8	44.8	45.3	45.7	43.9
TiO ₂	0.77	0.90	0.80	0.82	0.27	0.33	0.18	1.03	0.72	0.68	0.78
Al ₂ O ₃	12.5	12.5	12.4	12.8	8.22	9.11	8.43	14.9	14.7	13.9	15.1
Fe ₂ O ₃	5.54	5.72	5.10	6.10	6.59	5.85	6.27	3.03	2.55	2.85	2.76
FeO	14.0	13.9	14.3	13.51	7.20	5.16	2.54	3.60	3.48	3.60	3.33
MnO	0.36	0.26	0.23	0.26	н.п.о.	0.5	0.41	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
MgO	8.79	8.76	8.54	8.59	14.8	17.5	19.4	16.2	16.9	16.7	15.9
CaO	11.0	10.9	10.9	10.6	10.4	11.7	12.1	12.1	12.2	12.2	12.0
Na ₂ O	1.50	1.56	1.56	1.55	0.93	1.15	0.92	2.48	2.25	2.18	2.28
K ₂ O	0.55	0.52	0.49	0.49	0.2	н.п.о	н.п.о	0.22	0.20	0.13	0.20
Сумма	98.11	97.62	96.82	96.92	93.02	100.9	99.05	98.36	98.30	95.76	96.25
Si ⁴⁺ ф.ед.	6.42	6.38	6.42	6.36	6.87	6.83	6.80	6.30	6.35	6.43	6.29
Ti ⁴⁺	0.09	0.10	0.09	0.09	0.03	0.03	0.02	0.11	0.08	0.07	0.08
Al ³⁺ общ	2.20	2.21	2.21	2.28	1.43	1.48	1.39	2.47	2.43	2.31	2.55
Al ³⁺ IV	1.58	1.62	1.58	1.64	1.13	1.17	1.20	1.70	1.65	1.57	1.71
Al ³⁺ VI	0.62	0.59	0.63	0.62	0.30	0.31	0.18	0.77	0.78	0.74	0.80
Fe ⁺³	0.62	0.65	0.58	0.69	0.73	0.61	0.66	0.32	0.27	0.30	0.30
Fe ⁺²	1.74	1.74	1.81	1.71	0.89	0.60	0.30	0.43	0.41	0.42	0.40
Mn ²⁺	0.05	0.03	0.03	0.03	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	1.98	1.96	1.92	1.93	3.26	3.59	4.03	3.40	3.53	3.50	3.40
Ca ²⁺	1.76	1.75	1.76	1.70	1.65	1.73	1.76	1.82	1.83	1.84	1.84
Na ⁺	0.44	0.46	0.46	0.46	0.27	0.31	0.25	0.58	0.61	0.60	0.64
K ⁺	0.10	0.10	0.10	0.10	0.04	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.04
Сумма ф.ед.	15.40	15.38	15.38	15.35	15.17	15.24	15.26	15.45	15.55	15.49	15.54
Mg#	0.53	0.53	0.53	0.53	0.79	0.86	0.93	0.89	0.90	0.89	0.89
(Na+K) _A	0.53	0.55	0.55	0.55	0.31	0.31	0.25	0.62	0.58	0.60	0.63

Примечание. Аббревиатуры названий минералов и миналов здесь и в табл. 3 приведены согласно [Whitney, Evans, 2010]. Кристаллохимические формулы амфиболов рассчитаны на 23 атома кислорода. Составы пересчитаны по методу, предложенному в [Holland, Blundy, 1994] и усовершенствованному в [Leake et al., 1997]. Суммарное содержание Fe₂O₃ и FeO рассчитано на основе стехиометрии; Mg# = Mg²⁺/Mg²⁺+Fe²⁺.

7). У них выявлены как положительные аномалии Eu (значения Eu/Eu* достигают 2.66), сопровождаемые повышенными концентрациями Sr (до 109 г/т), так и их отсутствие.

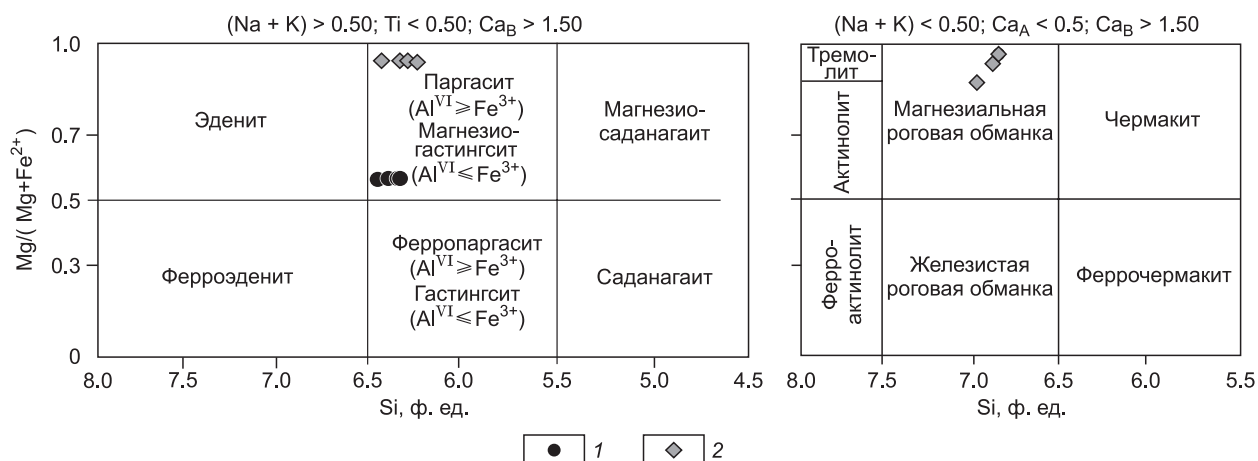


Рис. 4. Состав амфиболов из адakitов и габбро-анортзитов Зимовейнинского массива на диаграммах классификации Са-амфиболов, по [Leake et al., 1997, 2004].

1 — адакит, 2 — габбро-анортзит.

Таблица 3. Составы пироксенов из габбро-анортозитов Зимовейнинского массива

Компонент	Di	En	Di	En	En	Di	En	En	En	En
SiO ₂ , мас. %	53.3	55.7	53.3	54.6	55.5	53.8	54.8	55.8	54.5	55.0
TiO ₂	0.38	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.40	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	4.59	3.00	5.59	3.60	2.99	3.90	3.95	3.19	4.63	2.63
Fe ₂ O ₃	н.п.о.	0.03	н.п.о.	0.04	0.03	н.п.о.	0.05	н.п.о.	н.п.о.	0.01
FeO	3.36	13.2	3.72	14.3	13.2	3.33	12.5	12.8	12.7	12.9
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.26	0.28	н.п.о.	0.36	0.23	н.п.о.	0.32
MgO	15.5	29.6	14.8	28.5	29.5	15.5	29.3	29.8	28.7	29.3
CaO	23.5	0.13	22.9	0.36	0.31	23.5	0.20	0.18	0.21	0.21
Na ₂ O	0.53	н.п.о.	0.74	н.п.о.	н.п.о.	0.49	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	101.16	100.66	101.05	101.66	101.18	100.92	101.16	102.00	100.74	100.46
Si ⁴⁺ , ф.ед.	1.92	1.94	1.92	1.92	1.94	1.94	1.91	1.93	1.91	1.94
Ti ⁴⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.19	0.12	0.24	0.15	0.12	0.17	0.16	0.13	0.19	0.11
Fe ⁺³	0.00	>0.01	0.00	>0.01	>0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	>0.01
Fe ⁺²	0.10	0.39	0.11	0.42	0.38	0.10	0.38	0.42	0.37	0.42
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg ²⁺	0.83	1.54	0.79	1.49	1.54	0.83	1.53	1.55	1.50	1.54
Ca ²⁺	0.91	>0.01	0.88	0.01	0.01	0.91	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ⁺	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма, ф.ед.	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99	4.01	4.05	3.98	4.03
Di	85.57	—	83.16	—	—	86.46	—	—	—	—
Hed	10.31	—	11.58	—	—	10.42	—	—	—	—
Aeg	4.12	—	5.26	—	—	3.12	—	—	—	—
En	45.11	79.38	44.38	77.60	79.79	45.11	79.67	78.28	79.78	78.17
Fs	5.11	20.10	6.18	21.88	19.69	5.11	19.79	21.21	19.68	21.32
Wo	49.46	>0.52	49.44	0.52	0.52	49.46	0.54	0.51	0.54	0.51

Примечание. Кристаллохимические формулы пироксенов рассчитаны на 4 катиона и 6 атомов кислорода. Измеренное суммарное содержание Fe в ортопироксенах было пересчитано на FeO и Fe₂O₃ на основе стехиометрии. Расчеты конечных членов пироксенов Di = Mg, Hed = Fe²⁺, Aeg = Na, En = Mg, Fs = Fe²⁺, Wo = Ca. Миналы клинопироксенов: En — клиноэнстатит, Fs — клиноферросиллит.

Таблица 4. Составы биотитов из адакитов Зимовейнинского массива

Компонент	КД	ТН	ТН	ТН	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ	ПГ
SiO ₂ , мас. %	36.4	36.1	35.1	35.5	34.4	32.7	34.8	35.7	35.0
TiO ₂	1.40	2.69	3.49	2.47	2.84	2.95	2.90	3.02	3.24
Al ₂ O ₃	15.9	15.4	15.0	15.3	17.5	17.9	18.0	17.9	18.0
FeO	20.4	19.4	20.2	19.0	22.3	23.3	22.8	22.4	22.2
MnO	0.26	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.61	0.59	0.59	0.62	0.53
MgO	11.5	11.7	11.3	11.4	7.33	7.84	7.48	7.35	7.58
CaO	0.18	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.22	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
K ₂ O	8.36	8.75	8.50	8.69	9.11	5.91	8.66	9.29	8.75
Сумма	94.40	94.04	93.59	92.3	94.03	91.41	95.23	95.66	95.30
Si	5.60	5.56	5.47	5.57	5.41	5.24	5.39	5.47	5.40
Ti	0.16	0.31	0.41	0.29	0.34	0.36	0.34	0.35	0.38
Al общ	2.88	2.80	2.76	2.82	3.24	3.39	3.29	3.23	3.27
Al ^{IV}	2.40	2.44	2.53	2.43	2.59	2.76	2.61	2.53	2.60
Al ^{VI}	0.44	0.36	0.23	0.39	0.65	0.63	0.68	0.70	0.67
Fe ⁺²	3.00	3.00	3.03	3.06	3.06	3.13	3.02	2.98	3.01
Mn ²⁺	0.03	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
Mg ²⁺	2.65	2.70	2.62	2.67	1.72	1.88	1.73	1.68	1.75
Ca ²⁺	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
K ⁺	1.64	1.72	1.69	1.74	1.82	1.21	1.71	1.82	1.72
Сумма, ф.ед.	15.99	16.09	15.98	16.15	15.67	15.33	15.56	15.61	15.60
Fe#	0.53	0.53	0.54	0.53	0.64	0.62	0.64	0.64	0.63

Примечание. Кристаллохимические формулы биотитов рассчитаны на 22 атома кислорода; Fe# = Fe²⁺/Fe²⁺+Mg.

Таблица 5.

Составы цирконов из адakitов Зимовейнинского массива

Компо- нент	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	ТН	КД	КД	ПГ	ПГ
SiO ₂ , мас. %	32.9	32.1	31.9	31.5	32.1	31.2	31.1	31.0	31.3	31.3	31.1	31.8	31.2	32.7
ZrO ₂	66.0	64.4	66.7	65.8	64.8	65.6	64.8	64.2	65.2	64.6	63.6	62.4	63.9	67.8
HfO ₂	0.75	0.81	н.п.о.	н.п.о.	0.99	1.11	1.48	1.23	1.03	1.00	1.78	н.п.о.	1.19	1.37
Nb ₂ O ₅	н.п.о.	2.08	»	2.30	2.08	2.14	2.57	3.05	2.49	2.44	2.09	2.11	1.69	2.42
Al ₂ O ₃	0.35	0.38	»	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.57	н.п.о.	н.п.о.
FeO	н.п.о.	н.п.о.	1.33	0.41	»	»	»	0.54	»	0.39	»	1.45	»	1.20
CaO	»	»	н.п.о.	н.п.о.	»	»	»	н.п.о.	»	0.27	»	0.64	»	н.п.о.
SrO	»	»	»	»	»	»	»	»	»	н.п.о.	1.40	1.12	»	»
ThO ₂	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	н.п.о.	н.п.о.	0.80	»
UO ₂	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0.87	»
Сумма	100.00	99.77	99.93	100.01	99.97	99.99	99.95	100.02	100.02	100.00	99.97	100.09	99.65	105.49
Si ⁴⁺ , ф.ед.	1.00	0.98	0.98	0.97	0.98	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.96
Zr ⁴⁺	0.98	0.96	1.00	0.99	0.97	1.00	0.98	0.97	0.98	0.97	0.96	0.93	0.97	0.97
Hf ⁴⁺	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Nb ⁵⁺	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Al ³⁺	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Sr ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
Th ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
U ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Сумма, ф.ед.	2.00	2.00	2.01	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	2.00	2.00	2.01	2.04	1.99	2.00

Адакиты (SiO₂ варьирует от 63.81 до 72.06 мас. %) относятся к породам толеитовой и известково-щелочной магматических серий, в которых содержание K₂O меняется от 0.75 до 1.88 мас. %. Значения коэффициента A/CNK в них варьируют в узком интервале от 0.95 до 1.08 мол. %, отвечающем субальюминиевым разностям пород. Они имеют характерные высокие содержания Na₂O (4.1—5.03 мас. %) и значения Na₂O/K₂O (2.3—6.7). Кроме того, эти породы показывают высокие величины отношений (La/Yb)_{CN} (18—41) и Sr/Y (138—397) одновременно с низкими значениями (Yb)_{CN} (<3.1) и концентрациями Yb (<0.5 г/т) и Y (<4.54 г/т), что отражено в крутых наклонах спектров трэйс-элементов (см. табл. 6, рис. 7), а на дискриминационных диаграммах Y—Sr/Y [Defand, Drummond, 1990] и (Yb)_{CN}—(La/Yb)_{CN} [Martin, 1986], их положение соответствует полям адakitов. В адакитах устанавливаются небольшие положительные аномалии Eu, в которых значения Eu/Eu* варьируют в интервале 0.9—1.49, при этом содержания Sr достигают 1035 г/т. Отсутствие отрицательных аномалий Eu может говорить о повышенных давлениях, сопоставимых с условиями стабильности граната, благоприятных для формирования магм, подобных TTG типу [Martin et al., 2005]. Эта особенность, наряду с тем, что концентрации PЗЭ, а также Nb, Ta и Sr в адакитах комплементарны с содержаниями этих элементов во вмещающих их Nb-обогащенных метабазитах, позволяет рассматривать последние в качестве одного из компонентов их магматического источника. Помимо этого, адакиты, как и ассоциирующие с ними габбро-анортозиты, формировались с участием продуктов плавления метасоматизированного мантийного клина, что подчеркивается присутствием в них отрицательных Nb аномалий (более резких у адakitов), что характерно для надсубдукционных островодужных образований.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

U-Th-Pb изотопные анализы в цирконах для адakitов и габбро-анортозитов Зимовейнинского массива (пр. А-10-10, А-09-32, А-09-34), выделенных по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и магнитной сепарации, были выполнены на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), следуя методикам, описанным в [Larionov et al., 2004]. Морфология зерен оценивалась с использованием оптической микроскопии, внутренняя структура наблюдалась с помощью катодоллюминесцентного (CL) детектора на SEM CamScan.

Таблица 6.

Химический состав магматических пород Зимовейнинского массива

Компонент	A-09-34-1	A-09-34	A-09-35	A-09-34-2	Z-11-11	A-10-13	A-10-20	A-09-32-1	A-10-9	A-09-32	Z-11-10	Z-11-7	A-09-30	A-10-10	A-10-24	A-10-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас.%	48.35	48.63	50.04	50.61	44.59	49.60	50.00	50.50	52.24	63.81	67.24	69.03	70.01	70.11	71.78	72.06
TiO ₂	0.06	0.08	0.22	0.10	1.28	2.94	1.34	1.29	1.14	0.48	0.35	0.27	0.38	0.29	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	23.72	20.47	6.72	17.02	14.60	12.73	13.85	14.46	16.87	18.73	16.59	16.39	16.15	16.77	15.62	15.61
Fe ₂ O ₃ *	3.95	6.28	9.45	6.51	12.46	17.07	14.88	14.30	11.62	3.12	3.34	3.29	2.61	2.17	2.29	2.15
MnO	0.07	0.10	0.19	0.12	0.17	0.23	0.22	0.19	0.15	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03
MgO	8.04	11.84	18.68	13.45	11.50	5.02	5.96	5.89	7.36	1.54	1.27	0.59	0.84	0.92	0.66	0.67
CaO	12.77	9.89	13.84	10.97	10.81	9.11	10.59	9.47	7.74	5.80	4.59	4.59	3.79	4.03	3.16	3.14
Na ₂ O	1.54	1.35	0.40	1.05	2.01	2.46	2.27	2.46	2.33	5.03	4.10	4.20	4.59	4.57	4.53	4.25
K ₂ O	0.14	0.04	0.06	0.05	0.47	0.74	0.58	0.31	0.53	0.75	1.22	0.77	1.07	1.01	1.12	1.88
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.14	0.26	0.12	0.28	0.12	0.16	0.11	0.09	0.13	0.09	0.08	0.09
П.л.п.	1.42	1.10	0.43	0.26	2.07	-0.17	0.37	1.04	0.00	0.50	1.18	0.78	0.35	0.04	0.47	-0.11
Сумма	100.08	99.79	100.04	100.14	100.09	100.00	100.18	100.19	100.09	99.95	100.02	100.01	99.94	100.02	99.98	100.02
Li, г/т	9.69	5.40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	0.01	0.010	—	0.08	0.53	—	—	1.12	—	0.69	0.66	0.95	0.62	—	—	—
Sc	23.75	26.16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	92.75	109.65	—	123.95	217.14	—	—	328.52	—	70.24	40.45	26.85	33.90	—	—	—
Cr	229.12	353.38	—	—	610.54	—	—	—	—	—	36.39	42.94	—	—	—	—
Co	26.67	42.72	—	38.02	69.65	—	—	46.27	—	9.08	7.09	6.89	4.62	—	—	—
Ni	232.51	320.73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	30.55	13.08	—	—	99.24	—	—	—	49.89	—	32.79	64.79	—	—	—	—
Zn	25.20	34.75	—	—	85.55	—	—	—	94.18	—	49.34	31.98	—	—	—	—
Ga	8.31	8.54	—	6.84	15.84	—	—	19.78	18.42	20.24	17.33	16.31	16.05	—	—	—
Rb	7.65	2.51	2.31	0.69	8.71	11.45	15.07	0.81	7.31	7.61	25.54	19.13	14.38	17.04	32.06	42.16
Sr	91.36	109.31	9.47	53.71	290.25	385.39	131.43	276.04	302.29	1035.36	767.53	787.16	686.64	878.76	626.78	678.83
Y	1.72	1.66	9.50	4.11	16.32	29.34	31.80	23.82	9.58	3.00	4.06	3.76	1.90	2.21	4.54	4.18
Zr	2.15	7.07	2.38	19.57	87.26	218.09	74.37	88.25	36.88	82.29	141.91	115.08	122.36	93.52	108.62	127.35
Nb	0.05	0.04	0.73	0.50	16.18	30.81	7.56	5.41	5.06	0.74	2.00	2.30	0.86	1.13	2.55	2.81
Cs	0.30	0.16	—	—	—	—	—	—	0.16	—	—	—	—	—	—	—
Ba	29.81	—	30.24	—	124.20	202.54	157.05	—	278.96	382.99	666.74	452.60	504.82	604.38	411.13	1122.98

La	0.20	0.18	0.28	1.03	10.65	23.41	8.99	19.58	8.54	8.58	17.75	10.45	15.61	8.44	14.20	12.45
Ce	0.33	0.30	0.60	2.00	23.05	59.89	22.67	50.16	17.93	17.86	30.79	23.18	30.78	17.68	28.80	24.36
Pr	0.04	0.044	0.10	0.31	2.72	8.26	2.91	6.89	2.05	2.25	3.10	1.91	3.47	1.77	2.92	2.50
Nd	0.19	0.21	0.61	1.49	12.83	36.48	15.16	31.93	8.78	9.76	11.64	7.00	12.33	6.80	11.33	10.08
Sm	0.07	0.07	0.28	0.39	2.96	8.24	4.19	7.17	1.91	1.78	1.79	1.07	1.67	1.17	1.78	1.69
Eu	0.08	0.08	0.15	0.12	1.08	2.58	1.34	1.54	1.20	0.66	0.60	0.52	0.55	0.42	0.54	0.45
Gd	0.12	0.13	0.51	0.59	3.04	7.69	5.10	7.15	2.05	1.42	1.75	1.06	1.00	0.95	1.48	1.35
Tb	0.03	0.03	0.16	0.11	0.52	0.92	0.99	1.01	0.32	0.16	0.16	0.12	0.11	0.10	0.18	0.15
Dy	0.27	0.25	1.40	0.83	3.26	6.93	6.26	6.03	1.99	1.00	0.86	0.67	0.52	0.53	1.03	0.89
Ho	0.07	0.07	0.38	0.19	0.64	1.28	1.24	1.17	0.40	0.15	0.16	0.14	0.09	0.09	0.19	0.17
Er	0.24	0.24	1.33	0.54	1.82	3.40	3.54	3.05	1.19	0.27	0.55	0.53	0.14	0.34	0.64	0.58
Tm	0.04	0.05	0.22	0.11	0.23	0.47	0.56	0.46	0.18	0.05	0.07	0.07	0.04	0.03	0.07	0.08
Yb	0.34	0.36	1.60	0.73	1.48	3.03	3.47	2.95	1.25	0.32	0.46	0.49	0.26	0.23	0.47	0.50
Lu	0.05	0.06	0.24	0.11	0.23	0.42	0.56	0.42	0.20	0.05	0.08	0.08	0.04	0.03	0.08	0.08
Hf	0.08	—	0.14	0.57	2.22	6.07	2.23	2.99	1.26	2.51	3.58	3.08	3.16	2.54	3.38	3.69
Ta	0.008	—	0.17	0.05	0.92	2.05	0.49	0.39	0.37	0.06	0.05	0.15	0.05	0.08	0.12	0.18
Pb	2.48	0.31	—	—	1.29	—	—	—	5.09	—	8.46	14.17	—	—	—	—
Th	0.031	0.016	0.30	0.22	1.27	3.63	3.49	0.12	0.14	1.02	3.62	3.85	2.90	1.66	2.86	2.86
U	0.01	0.008	0.09	0.09	0.30	0.96	0.73	0.07	0.06	0.37	0.28	0.41	0.21	0.25	0.61	0.67
Na ₂ O+K ₂ O	1.68	1.39	0.47	1.10	2.48	3.20	2.85	2.77	2.86	5.78	5.32	4.97	5.66	5.58	5.65	6.12
Na ₂ O/K ₂ O	11.00	33.75	6.48	21.00	4.31	3.32	3.92	7.94	4.38	6.71	3.37	5.44	4.29	4.52	4.03	2.26
(La/Yb) _{CN}	0.40	0.34	0.12	0.96	4.87	5.25	1.76	4.51	4.64	17.95	26.33	14.51	40.77	25.28	20.55	17.05
(Yb) _{CN}	2.11	2.24	9.95	4.56	9.22	18.81	21.58	18.33	7.76	2.02	2.84	3.04	1.62	1.41	2.91	3.08
Sr/Y	53.06	65.67	1.00	13.08	17.78	13.13	4.13	11.59	31.54	345.03	188.88	209.30	361.80	396.84	137.94	162.59
Eu/Eu*	2.66	2.56	1.20	0.77	1.09	0.99	0.89	0.66	1.85	1.26	1.03	1.49	1.29	1.20	1.01	0.90

Примечание. 1—4 — габбро-анортозиты; 5,7,8 — метабазиты: амфибол-клинопироксен-гранатовые гнейсы; 6, 9 — метабазиты: амфибол-клинопироксеновые гнейсы; 10—16 — адакиты: кварцевый диорит (10), тоналит (11), плагиограниты (13—16). Содержания элементов в отношениях нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995]: $(La/Yb)_{CN}$ и $Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [Gd_{CN} \times Sm_{CN}]^{0.5}$. Прочерк — нет анализа.

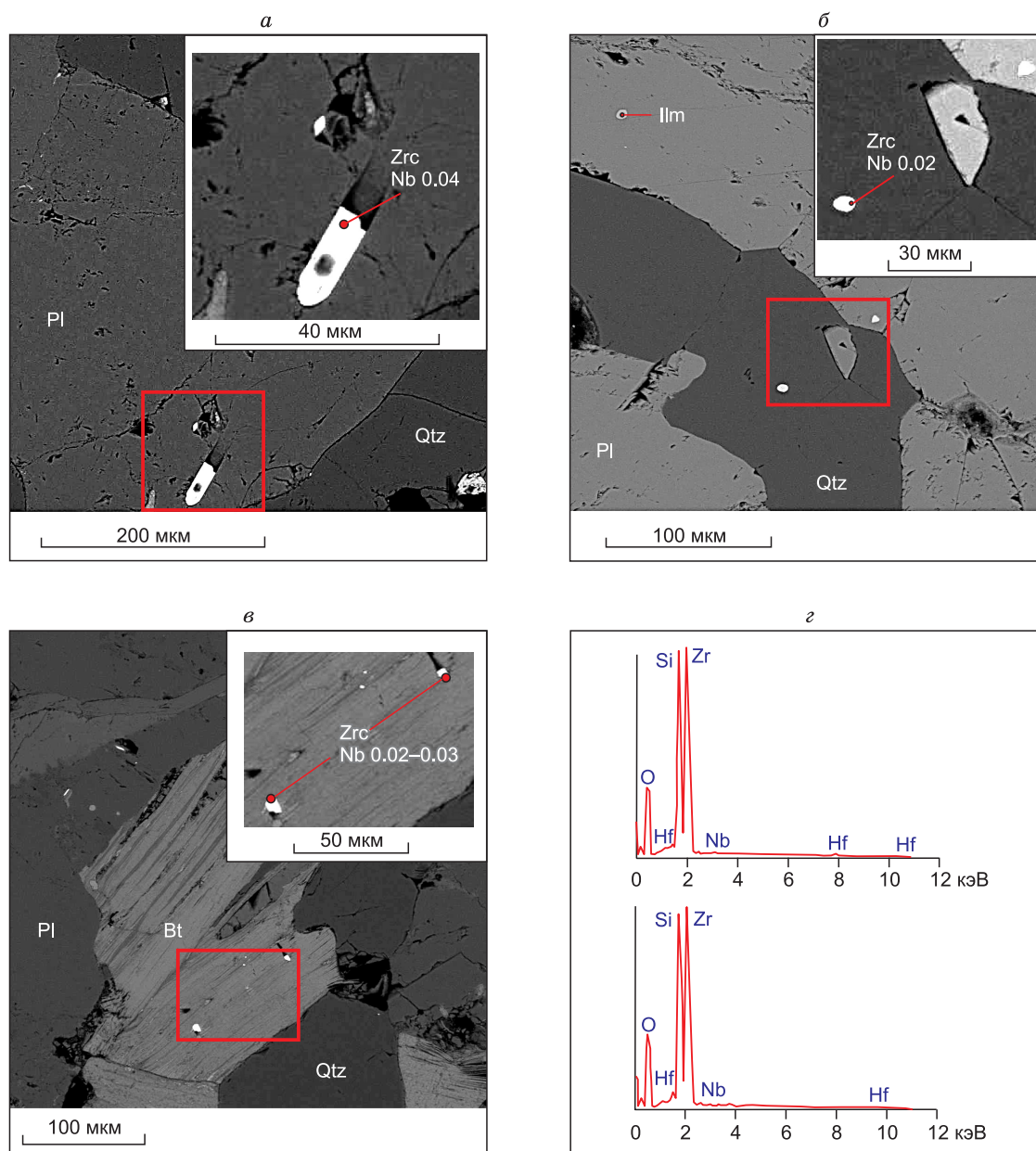


Рис 5. Микрофотографии (а-в) и энергетические спектры характеристического излучения зерен цирконов (г) из адакитов Зимовейнинского массива.

Фотографии в обратнорассеянных электронах.

а — кварцевый диорит, пр. Z-11-10; б — тоналит, пр. А-09-32; в — плагиогранит, пр. А-10-10. Цифрами показаны концентрации Nb в ф. ед. с использованием данных табл. 5.

Цирконы из адакита (плагиогранит, пр. А-10-10) — прозрачные и просвечивающие, преимущественно идиоморфные/субидиоморфные, дипирамидально-призматические (рис. 8, б). Преобладают зерна с двумя призмами и сочетанием тетрагональной и дитетрагональной пирамид. Размер зерен изменяется от 100 до 250 мкм. Цирконы по всей видимости содержат древние ядра, их присутствие подтверждается CL-фотографиями (см. рис. 8, б): унаследованная компонента отмечена практически в 100% цирконов, тогда как новообразованный магматический циркон формирует каймы различной толщины (<10—50 мкм). CL-зональность роста в магматических каймах проявлена слабо вследствие повышенных содержаний U (табл. 7). В большинстве случаев для анализа выбирали именно магматогенные каймы. Были получены двенадцать анализов (см. табл. 7). Два анализа показали значительно более древние датировки (1731, 855 млн лет), которые интерпретируются как возраст древних ядер цирконов.

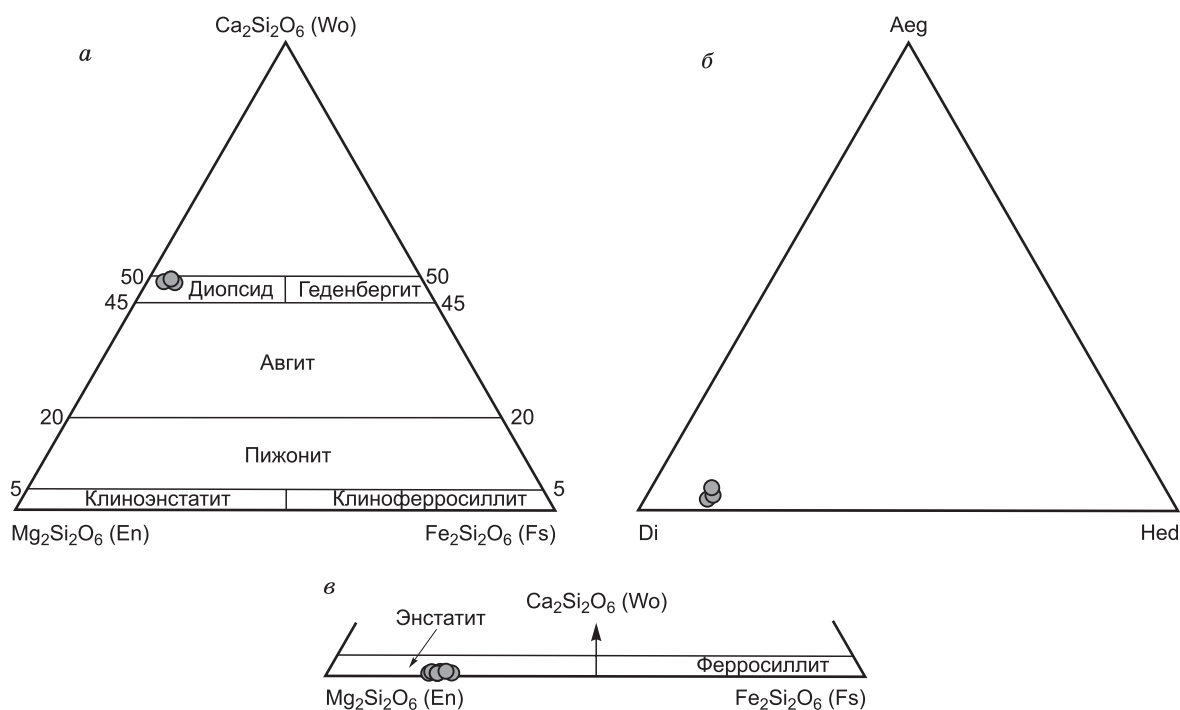


Рис. 6. Состав пироксенов из габбро-анортозитов Зимовейнинского массива (пр. А-09-34) по классификации [Morimoto et al., 1988] на диаграммах Ca-Mg-Fe-пироксенов (а), Аег-Di-Hed (б), ортопироксенов (в).

Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросиллит, Di — диопсид, Аег — эгирин, Hed — геденбергит.

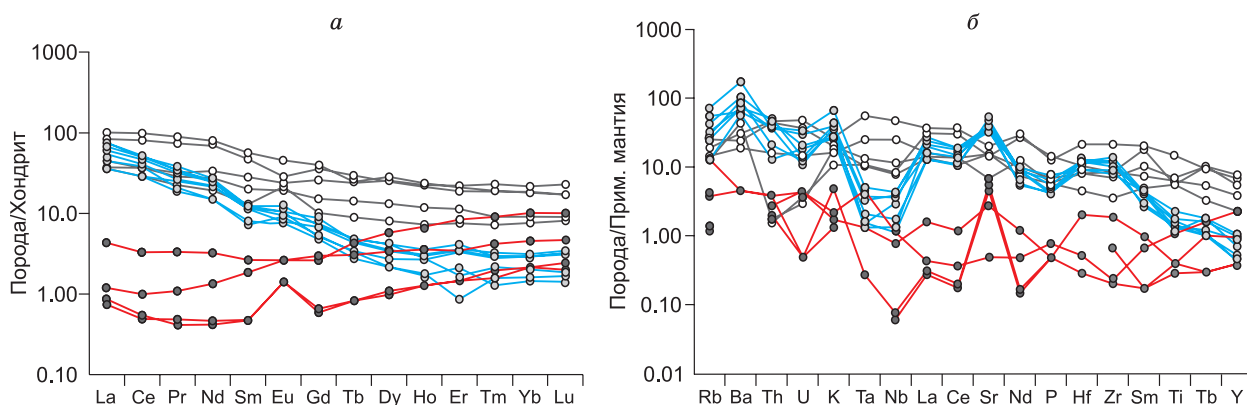


Рис. 7. Диаграммы распределений РЗЭ (а) и спайдер-диаграммы (б) для магматических пород Зимовейнинского массива.

Синие линии — адакиты, красные — анортозиты, серые — метабазиты NEB-типа. Содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии согласно [McDonough, Sun, 1995].

Один анализ показывает наиболее молодую датировку (555 млн лет), что может быть отражением потерь радиогенного Pb. По остальным девяти результатам рассчитан конкордантный возраст, соответствующий 576 ± 4 млн лет (см. рис. 8, а), отвечающий времени магматической кристаллизации этой породы.

Цирконы из адакита (тоналит, пр. А-09-32) близки с предыдущими по форме, отличаясь присутствием помимо прозрачных бесцветных также слабоокрашенных зерен. Длина зерен достигает 300 мкм. Возможно, что цирконы содержат крупные расплавные включения, что подтверждается слабой выраженностью CL-зональности роста, вследствие проявленных широких полос или блоков с различ-

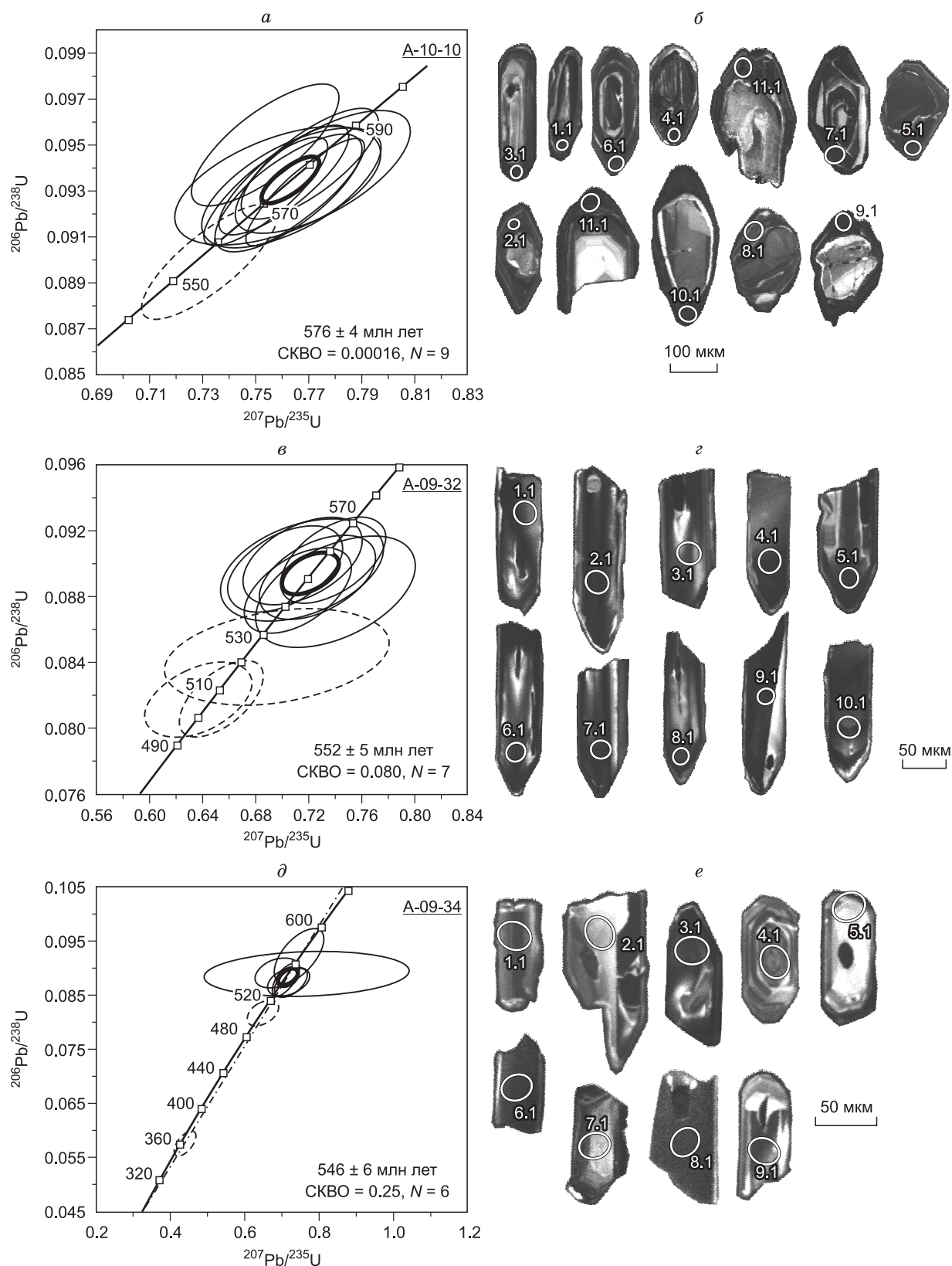


Рис. 8. Диаграммы с конкордией и катодолюминесцентные (CL) микрофотографии для цирконов из интрузивных пород Зимовейнинского массива:

плагиогранита, пр. А-10-10 (а, б), тоналита, пр. А-09-32 (в, з), габбро-анортозита, пр. А-09-34 (д, е).

Кружки с номерами показывают приблизительные положения аналитических сайтов для представительных зерен цирконов.

Таблица 7. **Результаты U-Th-Pb-изотопных исследований цирконов (метод SHRIMP-II) из плагиогранита (пр. А-10-10), тоналита (пр. А-09-32) и анортозита (пр. А-09-34) Зимовейнинского массива Южно-Енисейского кряжа**

№ ана- лит. точки	Содержание, г/т			Изотопные отношения						Корре- ляция оши- бок	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 А-10-10													
9.1	94.3	1221	479	0.40	0.00	11.1 ± 1.1	0.0591 ± 0.9	0.73 ± 1.4	0.090 ± 1.1	0.8	555 ± 6	571 ± 19	+3
12.1	63.5	796	47	0.06	0.00	10.8 ± 1.1	0.0595 ± 1.0	0.76 ± 1.5	0.093 ± 1.1	0.7	573 ± 6	587 ± 22	+3
5.1	187	2344	377	0.17	0.00	10.8 ± 1.0	0.0600 ± 0.6	0.77 ± 1.2	0.093 ± 1.0	0.9	573 ± 6	603 ± 13	+5
6.1	115	1445	256	0.18	—	10.8 ± 1.0	0.0588 ± 0.7	0.75 ± 1.3	0.093 ± 1.0	0.8	573 ± 6	561 ± 16	-2
11.1	44.6	557	35	0.06	—	10.7 ± 1.2	0.0595 ± 1.4	0.76 ± 1.8	0.093 ± 1.2	0.6	574 ± 6	584 ± 31	+2
8.1	34.6	432	31	0.07	—	10.7 ± 1.1	0.0590 ± 1.8	0.76 ± 2.1	0.093 ± 1.1	0.5	575 ± 6	567 ± 39	-1
4.1	115	1433	148	0.11	0.00	10.7 ± 1.0	0.0591 ± 0.8	0.76 ± 1.3	0.093 ± 1.0	0.8	576 ± 6	569 ± 17	-1
7.1	64.4	799	55	0.07	0.00	10.7 ± 1.2	0.0599 ± 1.3	0.78 ± 1.7	0.094 ± 1.2	0.7	578 ± 6	602 ± 28	+4
2.1	84.3	1043	254	0.25	0.02	10.6 ± 1.0	0.0593 ± 0.9	0.77 ± 1.4	0.094 ± 1.0	0.8	580 ± 6	580 ± 19	-0
10.1	130	1591	224	0.15	0.02	10.5 ± 1.1	0.0576 ± 1.0	0.75 ± 1.5	0.095 ± 1.1	0.8	585 ± 6	513 ± 22	-15
10.1	130	1591	224	0.15	0.02	10.5 ± 1.1	0.0576 ± 1.0	0.75 ± 1.5	0.095 ± 1.1	0.8	585 ± 6	513 ± 22	-15
1.1	60.9	500	25	0.05	1.19	7.1 ± 1.1	0.0714 ± 2.7	1.40 ± 2.9	0.142 ± 1.1	0.4	855 ± 9	970 ± 54	+13
3.1	80.4	304	215	0.73	—	3.2 ± 1.2	0.1069 ± 0.7	4.54 ± 1.4	0.308 ± 1.2	0.8	1731 ± 18	1747 ± 13	+1
Проба А-09-32													
1.1	29.2	416	270	0.67	0.45	12.2 ± 1.1	0.0564 ± 2.3	0.636 ± 2.6	0.0817 ± 1.1	0.4	506 ± 6	470 ± 52	-8
2.1	28.3	403	360	0.92	0.06	12.2 ± 1.2	0.0580 ± 1.6	0.653 ± 2.0	0.0818 ± 1.2	0.6	507 ± 6	528 ± 35	+4
3.1	11.6	160	64	0.41	—	11.9 ± 1.4	0.0598 ± 4.8	0.696 ± 5.0	0.0843 ± 1.4	0.3	522 ± 7	597 ± 103	+13
6.1	19.7	259	174	0.69	—	11.3 ± 1.6	0.0608 ± 2.9	0.740 ± 3.3	0.0883 ± 1.6	0.5	545 ± 8	631 ± 63	+14
5.1	17.8	235	171	0.75	—	11.3 ± 1.2	0.0584 ± 2.0	0.711 ± 2.3	0.0884 ± 1.2	0.5	546 ± 6	544 ± 43	-0
7.1	27.8	362	298	0.85	—	11.2 ± 1.2	0.0590 ± 2.2	0.726 ± 2.5	0.0892 ± 1.2	0.5	551 ± 6	569 ± 47	+3
8.1	10.8	140	58	0.42	—	11.2 ± 1.4	0.0578 ± 3.2	0.714 ± 3.5	0.0896 ± 1.4	0.4	553 ± 7	523 ± 71	-6
4.1	19.6	255	115	0.47	0.16	11.2 ± 1.2	0.0568 ± 2.2	0.702 ± 2.5	0.0897 ± 1.2	0.5	554 ± 6	482 ± 49	-15
9.1	20	259	168	0.67	0.17	11.1 ± 1.2	0.0575 ± 2.3	0.715 ± 2.6	0.0902 ± 1.2	0.5	556 ± 6	512 ± 50	-9
10.1	27.1	350	166	0.49	0.13	11.1 ± 1.2	0.0593 ± 1.9	0.738 ± 2.2	0.0902 ± 1.2	0.5	557 ± 6	579 ± 40	+4
Проба А-09-34													
9.1	3.27	680	418	0.64	0.84	178.6 ± 2.4	0.0464 ± 15.8	0.036 ± 16.0	0.0056 ± 2.4	0.2	36.0 ± 0.9	19.5 ± 380	-85
4.1	14.5	293	147	0.52	0.00	17.4 ± 1.6	0.0552 ± 2.1	0.438 ± 2.7	0.0576 ± 1.6	0.6	361 ± 6	420 ± 47	+14
2.1	19.2	273	214	0.81	0.36	12.2 ± 1.2	0.0575 ± 2.4	0.648 ± 2.7	0.0817 ± 1.2	0.4	506 ± 6	512 ± 54	+1
3.1	18.3	244	135	0.57	—	11.4 ± 1.3	0.0600 ± 2.1	0.723 ± 2.5	0.0874 ± 1.3	0.5	540 ± 7	604 ± 46	+11
6.1	22	293	136	0.48	—	11.4 ± 1.2	0.0595 ± 3.0	0.717 ± 3.2	0.0875 ± 1.2	0.4	541 ± 6	585 ± 65	+8
8.1	50.3	666	590	0.92	0.16	11.4 ± 1.4	0.0585 ± 1.6	0.710 ± 2.1	0.0879 ± 1.4	0.7	543 ± 8	550 ± 34	+1
5.1	8.18	107	54	0.52	4.10	11.2 ± 1.9	0.0625 ± 14.5	0.766 ± 14.7	0.0890 ± 1.9	0.1	549 ± 10	690 ± 310	+21
1.1	19.6	256	274	1.11	0.44	11.2 ± 1.3	0.0559 ± 3.3	0.687 ± 3.5	0.0892 ± 1.3	0.4	551 ± 7	448 ± 73	-24
7.1	40.4	509	195	0.39	0.33	10.8 ± 2.2	0.0586 ± 2.9	0.746 ± 3.7	0.0923 ± 1.2	0.6	569 ± 12	552 ± 63	-3

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; 1σ ошибки калибровки стандарта TEMORA для пр. А-10-10 — 0.30%, для проб А-09-34 и А-09-32 — 0.39%; ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) — нерадиоогенный свинец скорректирован по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % — дискордантность.

Таблица 8. Sm-Nd и Rb/Sr изотопные данные для валовых проб плагиигранита (пр. А-10-10) и кварцевого диорита (пр. А-09-32) Зимовейнинского массива

Проба	U-Pb возраст, млн лет	Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
		г/г											
A-10-10	576	0.974	6.149	19.76	714.5	0.0957	0.512196±12	0.0799	0.705185±12	0.7045	−8.6	−1.2	1234
A-09-32	552	1.733	9.288	9.67	1120	0.1128	0.512572±9	0.0249	0.703178±26	0.7030	−1.3	4.6	876

Примечание. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — величина ошибки (2σ) соответствует последним значащим цифрам.

ной степени CL-свечения (см. рис. 8, з). Морфология и внутренняя структура указывают на то, что в данной пробе цирконы представляют гомогенную магматическую популяцию. Результаты анализа цирконов из этой пробы образуют конкордантный кластер (7 из 10, см. табл. 7, рис. 8, в). Три результата с более молодыми оценками возраста (522, 507, 506 млн лет) отражают небольшие потери радиогенного Pb. Оценка 552 ± 5 млн лет интерпретируется как возраст кристаллизации этого образца.

Циркон из габбро (габбро-анортозит, пр. А-09-34) представлен преимущественно прозрачными и в подчиненном количестве непрозрачными зернами и их обломками. Размер зерен циркона изменяется от 30 до 100 мкм, хотя некоторые обломки могут быть фрагментами более длиннопризматических зерен. В некоторых цирконах, подобно предыдущей пробе, вероятно присутствие расплавных включений. CL-структура, идиоморфизм и присутствие зерен с хорошо выраженной магматической зональностью указывают на магматическое происхождение цирконов (см. рис. 8, е). Несмотря на малое количество цирконов, сепарированное из данной пробы, большинство полученных U/Pb результатов (6 из 9) образует конкордантный кластер, позволяющий установить возраст кристаллизации этой породы 546 ± 6 млн лет (см. табл. 7, рис. 8, д). Оставшиеся три более молодые оценки возраста могут быть связаны как с загрязнением образца в процессе его подготовки (36, 361 млн лет), так и с небольшой потерей радиогенного Pb (506 млн лет).

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ АДАКИТОВ

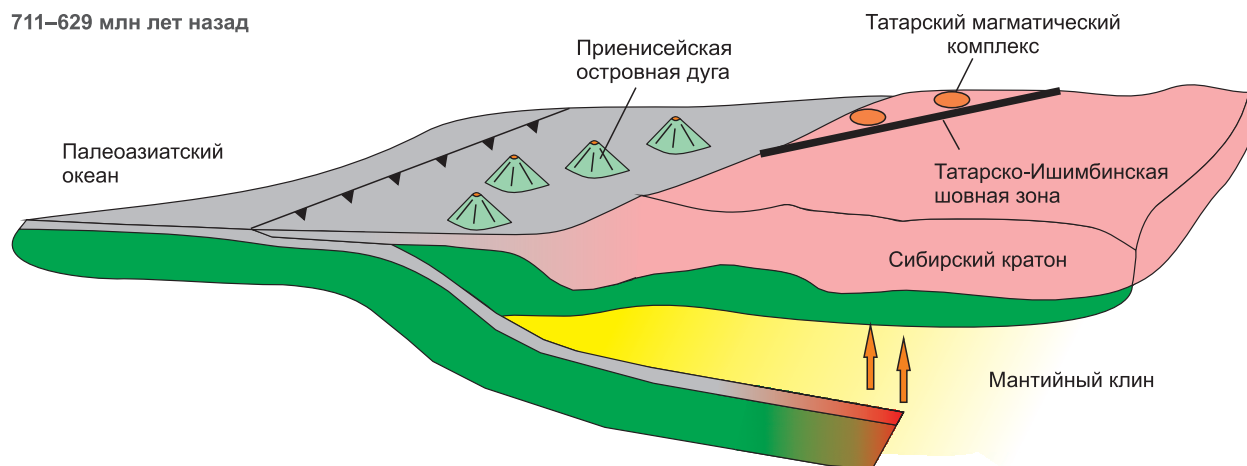
Изотопный анализ Sm, Nd, Rb и Sr выполнен авторами на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1 в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методикам, описание которых было дано ранее [Богомоллов и др., 2002]. Результаты анализов для двух проб адацитов (пр. плагиигранита А-10-10 и кварцевого диорита А-09-32) Зимовейнинского массива представлены в таблице 8.

Адакиты имеют широкий разброс величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, возрастающих от –8.6 в плагииграните до –1.3 в кварцевом диорите, и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, снижающихся соответственно от 1234 до 876 млн лет. Эти породы имеют невысокие значения первичного отношения Sr, варьирующие от 0.7045 в плагииграните до 0.7030 в кварцевом диорите. Таким образом, Sm-Nd, Rb-Sr изотопные данные указывают, что адакиты Зимовейнинского массива, вероятно, образовались из смешанного мантийно-корового магматического источника.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований впервые в пределах Зимовейнинского массива Южно-Енисейского кряжа была выявлена ассоциация адацитов (кварцевые диориты, тоналиты и плагииграниты) и габбро-анортозитов. Эти породы, основываясь на полученных U/Pb геохронологических данных по цирконам, были образованы на границе позднего неопротерозоя и палеозоя в интервале 576—546 млн лет назад. Адакиты, наиболее ранние породы этой ассоциации, вероятно, являются продуктами плавления субдуцирующей океанической коры, смешанными с веществом метасоматизированного мантийного клина, а также с континентальным коровым материалом — метабазитами NEB-типа. Последнее хорошо согласуется с U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными, отвечающими мантийно-коровой природе этих пород. Этому процессу, протекавшему на границе позднего неопротерозоя и раннего кембрия, способствовали (рис. 9): 1. Образование утолщенной континентальной коры (переходного типа) на юго-западной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона за счет аккреции и обдукции островодужных и офиолитовых комплексов Приенисейского пояса, и, как следствие, «остановки» субдукции с открытием «slab window». 2. Присутствие в Татарско-Ишимбинской тектонической зоне еще не остывших обогащенных Nb магматических пород, продуктов предшествующего события, к которым относятся базиты татарского комплекса активной континентальной окраины, претерпевших в низах коры переходного типа метаморфизм в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. 3. Поступление мантийных потоков и формирование зимовейнинского комплекса активной континентальной

711–629 млн лет назад



576–546 млн лет назад

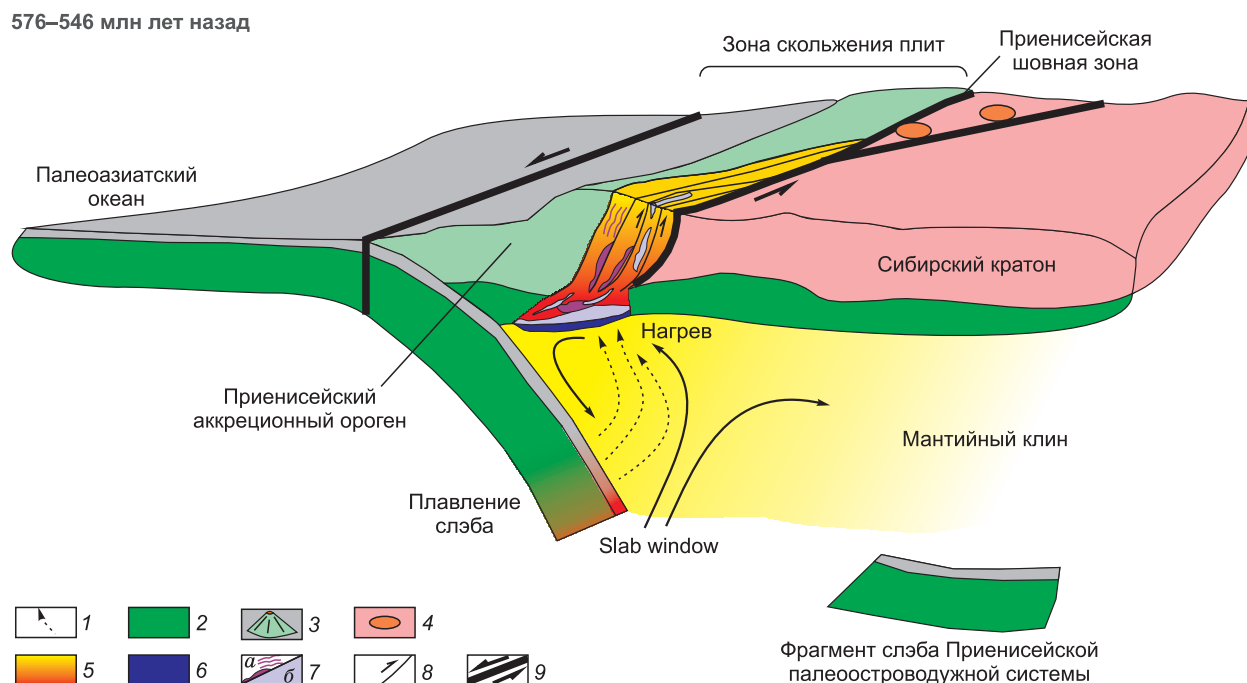


Рис. 9. Тектоническая модель эволюции юго-западной активной окраины Сибирского кратона на этапах магматизма 711–629 и 576–546 млн лет.

1 — конвективные потоки тепла в зоне мантийного клина; 2 — литосферная мантия; 3, 4 — магматические комплексы: 3 — приенисейский островодужный (697–628 млн лет); 4 — татарский активной континентальной окраины (711–629 млн лет); 5 — метабазиты NEB-типа из области сочленения Приенисейской и Татарско-Ишимбинской тектонических зон; 6 — андерплейтинг; 7 — магматические породы Зимовейнинского массива: адакиты (576–552 млн лет) (а), габбро-анортозиты (~546 млн лет) (б); 8 — разломы; 9 — система трансформных разломов.

окраины: на ранней стадии внедрение адакитов (576–552 млн лет) — средних и кислых пород, содержащих обогащенные Nb цирконы, а на заключительной (около 546 млн лет), протекающей с обильным поступлением мантийного материала — габбро-анортозитов. Последнее хорошо согласуется с широким присутствием в этот позднепротерозойский (переходный к фанерозою) период на юго-западной окраине Сибирского кратона надсубдукционных комплексов в пределах Алтае-Саянской складчатой области, обзор в [Руднев, 2013], а также с имеющимися палеомагнитными данными для островодужных систем этого возраста [Метелкин и др., 2007; Метелкин, 2013] и последующей кембрий-раннеордовикской историей аккреционно-коллизийных событий Южно-Енисейского кряжа [Верниковская и др., 2004]. Предшествующие этим процессам события, относящиеся к островодужному магматизму приенисейского комплекса, происходили со стороны западной окраины Сибирского кратона в условиях косой субдукции с омоложением на юго-восток.

Трансформная кинематика тектонических движений сохранялась при формировании субдукционных комплексов на границе позднего неопротерозоя и кембрия, что подтверждается тектоническими моделями и палеомагнитными реконструкциями. Поздненеопротерозойские адакиты Зимовейнинского массива могли образоваться как из корового, так и мантийно-корового источника, в обстановке трансформного скольжения литосферных плит, что объясняется близкими источниковыми характеристиками этих пород с более ранними обогащенными щелочами и Nb магматическими породами татарского комплекса активной континентальной окраины, и хорошо согласуется с тектоническим строением исследуемого района Южно-Енисейского края. Подобная геодинамическая обстановка рассматривается для магматических комплексов кайнозойской трансформной окраины в восточном обрамлении Евразии [Ханчук и др., 2009; Чашин и др., 2011; Grebennikov et al., 2016; Khanchuk et al., 2016].

Таким образом, как показали исследования, Зимовейнинский массив Южно-Енисейского края включает адакиты, ассоциирующие с габброидами, и вмещающие их тектонизированные метабазиты, представляя собой отдельный тектонический блок в аккреционно-коллизивной структуре Енисейского края. Полученные результаты свидетельствуют о генетических взаимоотношениях, исследуемых адакитов с вмещающими их метабазитами NEB-типа и показывают, что эти адакиты и ассоциирующие с ними габбро-анортозиты, формировались на заключительном этапе неопротерозойской эволюции активной континентальной окраины в юго-западном обрамлении (в современных координатах) Сибирского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского края. Изв. РАН // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1, № 1, с. 35—40.

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангара-Канского выступа (Енисейский край) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // Геохимия, 2002, № 9, с. 946—951.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском крае // ДАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лавский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // ДАН, 2013, т. 448, № 5, с. 552—562.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского края // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255—259.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском Крае // ДАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского края и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 63—90.

Геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Енисейская серия. Лист О-46-XXVIII (Бол. Мурта) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, ФГУП «Красноярскгеолсъемка», 2003, 1 л.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Издание первое. Енисейская серия. Лист О-46-XXII / Ред. Е.А. Шнейдер. Красноярск, КГУ, 1965, 1 л.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма / Ред. В.С. Соболева. М., Недра, 1969, 432 с.

Докембрийские кристаллические комплексы Енисейского кряжа. Путеводитель Енисейской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск, ИГТ СО АН СССР, 1986, 117 с.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500 000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 1998, 6 л.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 15 (57). Томск, Зап.-Сиб. геол. управление, 1941, 250 с. (Избр. труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 217 с.)

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родины в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 881—891.

Попов Н.В. Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1028—1041.

Попов Н.В., Изох А.Э. Дифференцированные габброиды Южно-Енисейского кряжа как индикаторы раннепротерозойских субдукционных событий // ДАН, 2013, т. 450, № 2, с. 212—217.

Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Позднепротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1530—1555.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1-2), с. 76—85.

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы Всероссийского симпозиума «Вулканизм и геодинамика» (Петропавловск-Камчатский, 22—27 сентября 2009 г.). Петропавловск-Камчатский, Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2009, т. 1, с. 32—37.

Щакин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // ДАН, 2011, т. 438, № 5, с. 649—654.

Aguillón-Robles A., Caimus T., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgois J., Michaud F. Late Miocene adakite and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California // *Geology*, 2001, № 29, p. 531—534.

Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // *Chin. Sci. Bull.*, 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662—665.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica, an overview // *J. Geol. Soc. Lond.*, 1992, v. 149, p. 569—579.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 21503—21521.

Gerya T., Meilick F.I. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: Effects of rheological weakening by fluids and melts // *J. Metamorph. Geol.*, 2011, v. 29, p. 7—31.

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // *Lithos*, 2016, v. 261, p. 250—261.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447.

Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.*, 2016, v. 120, p. 117—138.

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 // *Geol. Soc. London, Memoirs*, 2004, v. 30, p. 69—74.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral names // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.

Leake B.E., Wooley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // *Amer. Miner.*, 2004, v. 89, p. 883—887.

Martin H. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology*, 1986, v. 14, p. 753—756.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*, 1999, v. 46, p. 411—429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R.P., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

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

Micas // *Rev. Miner.*, 1984, v. 13 / Ed. S.W. Bailey. *Miner. Soc. America, BookCrafters Inc.*, p. 584.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Miner.*, 1998, v. 73, p. 1123—1133.

Peccerillo A., Frezzotti M.L. Magmatism, mantle evolution and geodynamics at the converging plate margins of Italy // *J. Geol. Soc. London*, 2015, v. 172, p. 407—427.

Petrone C.M., Ferrari L. Quaternary adakite – Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: is there any slab melt evidence? // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 156, № 1, p. 73—86.

Poli S. Carbon mobilized at shallow depths in subduction zones by carbonatitic liquids // *Nature Geosci.*, 2015, v. 8, p. 633—636.

Smirnova E.V., Flem B., Anchutina E.A., Mysovskaya I.N., Lozhkin V.I., Petrov L.L. Determination of REE, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th and U in LSHC-1 and Amf-1 Geological RMs by Solution and Laser Ablation ICP-MS // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2010, v. 34, № 1, p. 49—65.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 1985, 312 p.

Tumati S., Fumagalli P., Tiraboschi C., Poli S. An experimental study on COH-bearing peridotite up to 3.2 GPa and implications for crust–mantle recycling // *J. Petrol.*, 2013, v. 54, p. 453—479.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.

Whitney D.L., Evans B.P. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95 p. 185—187.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // *Lithos*, 2007, v. 95, № 3-4, p. 399—414.

Zhang H.X., Niu H.C., Sato H., Yu X.Y., Shan Q., Zhang B., Ito J., Nagao T. Late Paleozoic adakites and Nb-enriched basalts from northern Xinjiang, NW China: evidence for the southward subduction of the Palaeo-Asian Ocean // *The Island Arc*, 2005, v. 14, p. 55—68.