

УДК 551.24+551.71+550.93(470.21)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В АРХЕЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ШИТА (НА ПРИМЕРЕ ПОЛИГОНА ВОЧЕ-ЛАМБИНА)

© 2011 г. Л. Н. Морозова, Т. Б. Баянова, П. А. Серов

Геологический институт КНЦ РАН
184209, Мурманская область, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14
E-mails: morozova@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru,
serov@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 30 мая 2011 г.

На основе структурных и изотопно-геохимических методов изучено геологическое развитие тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород архейского фундамента полигона Воче-Ламбина, включая последовательность проявления различных эндогенных процессов. Sm-Nd и U-Pb методами даны возрастные оценки времени магматической кристаллизации главных типов изученных гранитоидных пород. Выделены два корообразующих события, связанные с внедрением тоналит-трондьемит-гранодиоритовых расплавов в интервале времени от ~2.9 до 2.82 млрд. лет и 2.81 млрд. лет тому назад и разделенные метаморфизмом, мигматизацией и деформациями. Первичные расплавы тоналит-трондьемитового состава могли быть образованы на глубинах, соответствующих давлению от 15–16 кбар до 22 кбар, в равновесии с реститами состава гранатовых амфиболитов из деплетированных мантийных источников без примеси корового вещества. В тоналит-трондьемитовых гнейсах определены цирконы с возрастом $3\ 158.2 \pm 8.2$ млн. лет. Это значение возраста является сейчас самым древним, установленным для магматических пород Кольского региона. Цирконы этого типа характеризуются низкими концентрациями свинца и урана, а также низким U/Th отношением (0.2), характерным для древнейших цирконов из ТТГ пород. Зрелая континентальная кора, способная при ее плавлении давать гранитные расплавы, возникла только к рубежу 2.7 млрд. лет. Первые коровые микроклин-олигоклазовые граниты имели смешанный (коровый и ювенильный) источник.

Ключевые слова: *тоналит-трондьемитовые гнейсы, возраст, архей, Кольский полуостров.*

ВВЕДЕНИЕ

Данные о геологическом развитии, составе и изотопном возрасте тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород, широко распространенных в архее Балтийского (Фенноскандинавского) щита, являются принципиально важными для разработки геодинамической модели формирования архейской континентальной коры. На полигоне Воче-Ламбина ранее были выделены два разных типа архейских тоналит-трондьемитовых гнейсов, развитых на участках “Южный” и “Базовый”, при этом, как минимум, один из них относился к древнейшему архейскому фундаменту Кольского региона [5]. Однако сведения об их возрасте и особенностях их состава оставались неполными либо отсутствовали. Поэтому установление точного возраста тоналит-трондьемитовых гнейсов древнейшего архейского фундамента, а также их геохимических и изотопно-геохимических параметров, характеризующих области генерации исходных для этих пород расплавов, является актуальной задачей.

Целью данного исследования является: (1) установление возраста гранитоидов, (2) анализ ред-

коэлементного и изотопного состава пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации, (3) выделение основных этапов архейского корообразования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Полигон Воче-Ламбина расположен на границе Беломорского подвижного пояса и Кольского домена [5, 11]. В его строении выделяют два структурно-вещественных комплекса (нижний – мезоархейский инфракompлекс, и верхний – неоархейский супракомплекс) (рис. 1), которые были неоднократно деформированы, метаморфизованы и мигматизированы в условиях амфиболитовой фации. Нижний комплекс сложен породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации с жилами разновозрастных гранитов и пегматитов и дайками базитов. Верхний комплекс состоит из четырех вулканогенно-осадочных толщ, слагающих Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс.

В геологической истории района были выделены три эндогенных цикла (табл. 1): мезоархейский (беломорский), неоархейский (лопий-

ский) и палеопротерозойский (карельский) [5]. В мезоархейском цикле (~3.15–2.9 млрд. лет) были сформированы гранитоиды, преобразованные в тоналит-трондьемитовые гнейсы, содержащие подчиненное количество гранодиоритов и амфиболитов. Началу неархейского цикла (2.8–2.7 млрд. лет) отвечало образование супракомплекса, а окончанию – его метаморфизм и деформация. Метаморфизм неархейского цикла протекал при $T = 560–610^{\circ}\text{C}$ и $P = 6.3–9.4$ кбар. Наиболее интенсивно были проявлены деформации палеопротерозойского цикла (2.5–1.8 млрд. лет). В период 2491–2403 млн. лет [8] происходило заложение Главного разлома и Воче-Ламбинской сдвиговой зоны, которая была повторно активизирована 1.9 млрд. лет тому назад [8] в условиях регионального северо-восточного сжатия и коллизии Центрально-Кольского и Беломорского террейнов [1, 11]. С палеопротерозойским циклом в инфракомплексе связано внедрение жил пегматоидных микроклиновых гранитов, а в супракомплексе – разновозрастных интрузий габбродиабазов, габбро, габброноритов, друзитов, лейкогаббро, габброанортозитов и плагиомикроклиновых гранитов. Метаморфизм палеопротерозойского цикла на ранних стадиях происходил при $T = 505–560^{\circ}\text{C}$ и $P = 7–8$ кбар, на поздних стадиях температура снизилась до $460–520^{\circ}\text{C}$, а давление – до 3.7–4.8 кбар.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Датирование **U-Pb** методом по единичным зернам цирконов и изотопный Sm-Nd анализ по породам были проведены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) по методикам, описанным в работах [2, 3]. Содержания окислов определены атомно-абсорбционным методом в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Редкие и редкоземельные элементы определены методом ICP-MS в Аналитическом Центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Концентрации элементов Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Y определены рентгенофлюоресцентным методом в ГИ КНЦ РАН.

U-Pb метод. Отобранные вручную зерна цирконов очищаются сначала в ультразвуковой ванне в спирте или ацетоне, затем отмываются теплой 7N азотной кислотой около 15 мин на теплой плитке и окончательно трижды промываются в воде многократной очистки.

Химическое разложение минералов проводится в тефлоновых бомбах с добавлением 3–5 мкл смешанного $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ трассера по методике Т. Кроу [27] в концентрированной фтористоводородной кислоте с добавлением капли концентрированной азотной кислоты в течение 5–7 дней при температуре 210°C .

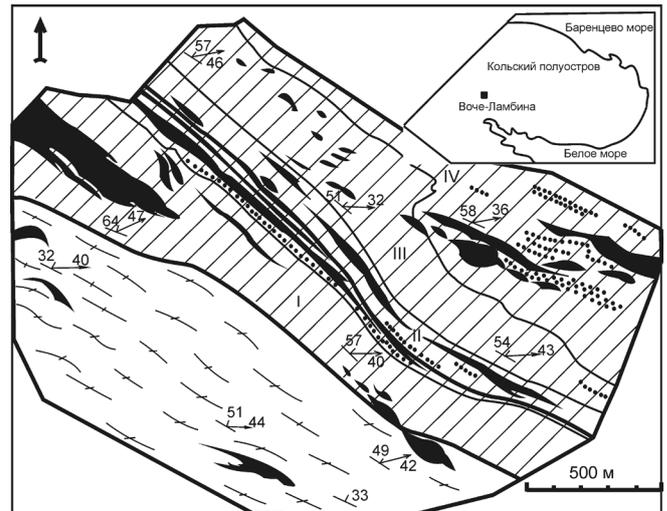


Рис. 1. Схема геологического строения полигона Воче-Ламбина по [5].

1 – инфракомплекс, 2 – супракомплекс, 3 – метатуфо-конгломераты, 4 – основные и ультраосновные интрузии, 5 – сланцеватость и полосчатость, 6 – линейность, 7 – границы между толщами супракомплекса, 8 – граница между инфракомплексом и супракомплексом.

После разложения элюат выпаривают на плитке, потом добавляется 10 капель 3.1N хлористоводородной кислоты, и образец при температуре $140–150^{\circ}\text{C}$ помещается в термостат на 8–10 часов для гомогенизации. Разделение свинца и урана для изотопных исследований проводится с помощью ионообменной хроматографии на колонках со смолой Dowex IX8 200–400 меш. Свинец элюируется 10 каплями 6.2N хлористоводородной кислоты, добавляется 1 капля 0.1N фосфорной кислоты, затем выпаривается на плитке до объема 3 мкл. Уран элюируется отдельно от свинца 20 каплями воды, добавляется 1 капля 0.1N фосфорной кислоты и выпаривается на плитке до объема 3 мкл. Все химические процедуры проводятся в ультрачистом боксе с хлостыми загрязнениями по Pb около 1–3 пг, по урану около 10–15 пг.

Изотопный состав свинца и концентрации свинца и урана измеряются на рениевых лентах на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) на коллекторах, ^{204}Pb и ^{205}Pb измеряются при температуре $1350–1450^{\circ}\text{C}$ в режиме счета ионов с помощью умножителя или квадрупольной приставки RPQ, в качестве эмиттера ионов используется силикагель. Концентрации урана определяются в одноленточном режиме с добавлением силикагеля при температуре $1450–1550^{\circ}\text{C}$ с помощью коллектора и умножителя в смешанном статическом динамическом режиме. Когда концентрации урана очень малы, то используется динамический режим

Таблица 1. Последовательность геологических событий на полигоне Воче-Ламбина (составлена с использованием [5, 8, 20, 24])

Палеопротерозойский эндогенный цикл	Активизация Воче-Ламбинской сдвиговой зоны ~1.90 млрд. лет Этап D ₆₋₇ . Зоны пластического сдвигового течения в условиях амфиболитовой фации, сланцеватость и милонитовая полосчатость, ассиметричные сдвиговые складки F ₆ , будинаж-структуры, плагиомикроклиновые мигматиты mγ ₁₁ (1898 ± 2 млн. лет)	
	ИНФРАКОМПЛЕКС Внедрение пегматоидных микроклиновых гранитов γ ₁₀	СУПРАКОМПЛЕКС Рассланцевание габброанортозитов – 2403 ± 7 млн. лет. Внедрение интрузий и даек габбродиабазов, габбро, габброноритов – 2491 ± 13 млн. лет, лейкогаббро, габброанортозитов и жил микроклиновых гранитов γ ₁₀
	Заложение Главного разлома и Воче-Ламбинской сдвиговой зоны – от 2491 ± 13 до 2403 ± 7 млн. лет	
Неоархейский эндогенный цикл	Этап D ₅ . Рассланцевание, амфиболитовая фация, изоклинальные складки F ₅ , плагиомигматиты mγ ₉ .	
	ИНФРАКОМПЛЕКС Внедрение микроклин-олигоклазовых гранитов γ ₈ – 2708 ± 5 млн. лет	СУПРАКОМПЛЕКС Внедрение габброидов. Накопление I-IV вулканогенно-осадочных толщ Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса от 2708 ± 5 до 2664 ± 1 млн. лет
Мезоархейский эндогенный цикл	ИНФРАКОМПЛЕКС Этап D ₄ . Рассланцевание, лейкограниты γ ₅₋₆ и плагиомикроклиновые мигматиты mγ ₇ Этап D ₃ . Рассланцевание, сжатые складки F ₃ , плагиомигматиты mγ ₄ (2.77–2.76 млрд. лет). Дайки габброидов. 2768 ± 11 млн. лет Этап D ₂ . Рассланцевание, амфиболитовая фация, сжатые складки F ₂ . Тоналиты γ ₃ – 2807 ± 10 млн. лет (уч. Базовый) и гранодиориты γ ₃ – 2814 ± 4 млн. лет (уч. Южный). Этап D ₁ . Рассланцевание в условиях амфиболитовой фации (S ₁), плагиомигматиты mγ ₂ . Тоналит-трондьемиты γ ₁ – ~2.9–2.82 млрд. лет (уч. Южный).	

умножителя или квадрупольной приставки RPQ. Все измеренные изотопные отношения исправляются на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную $0.12 \pm 0.04\%$.

Расчет координат точек и параметров изохрон обчисляется по программам К. Людвига [28, 29]. Вычисление возрастов проводится по принятым величинам констант распада урана [39], все ошибки указываются на уровне 2σ. По модели Дж. Стейси и Дж. Крамерса [38] проводится коррекция на примесь обыкновенного свинца.

Sm-Nd метод. Для определения содержаний Sm и Nd и изотопного состава Nd методом изотопного разбавления перед разложением проб порода и породообразующих минералов к навеске анализируемого образца добавлялся смешанный трассер ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd. Образцы разлагались в смеси HF + HNO₃ в тефлоновых бюксах при температуре 100°C в термостате до полного растворения. Выделение Sm и Nd проводилось по методике двухступенчатого ионообменного и экстракционно-хроматографического разделения с использованием ионообменной смолы “Dowex” 50 × 8 на хроматографических колонках, где в качестве элюента применялась 2.3N и 4.5N HCl. Отобранные фракции Sm и Nd переводились в нитратную форму, выпаривались, после чего препараты были готовы к масс-спектрометрическому анализу. Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статиче-

ском двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава Nd в стандарте La Jolla = 0.511833 ± 6 не превышает 0.003% (2σ). Такая же погрешность была получена при измерении 15 параллельных анализов японского стандарта JNd₁ = 0.512088 ± 14 . Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Общее холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг, а по Sm – 0.06 нг. Изотопные Sm-Nd отношения были нормализованы по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, а затем пересчитаны на отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNd₁ = 0.512088. Вычисление Sm-Nd модельных возрастов протолитов пород проводилось по одностадийной модели, согласно работам [25, 26]. Изотопный состав Nd во всех образцах был нормализован к величине La Jolla, равной 0.511860.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ИНФРАКОМПЛЕКСЕ

Мезоархейский эндогенный цикл проявлен в гранитогнейсовом комплексе основания и представлен тоналит-трондьемитовыми гнейсами γ₁ и метагранодиоритами γ₃ участка “Южный”, тоналитовыми гнейсами γ₃ участка “Базовый”, дайками габброидов и жилами лейкогранитов γ₅₋₆ (табл. 1).

В тоналит-трондьемитовых гнейсах γ₁, содержащих включения плагиоамфиболитов, установлены самые ранние деформационно-метаморфические

элементы мезоархейского цикла, представленные кристаллизационной сланцеватостью S_1 и мигматитовой полосчатостью $m\gamma_2$ (этап D_1). Структурная позиция мигматитовой полосчатости $m\gamma_2$ отвечает ее расположению параллельно кристаллизационной сланцеватости S_1 . В менее деформированных породах лейкосомы $m\gamma_2$ является тонкополосчатой, в интенсивно деформированных – прерывисто-полосчатой или смятой в изоклинальные асимметричные складки. Мощность лейкосомы $m\gamma_2$ обычно не превышает 0.5 см, ее протяженность по простиранию может достигать нескольких метров. Граница с палеосомой очень резкая. Лейкосомы $m\gamma_2$ сложены кварц-плагиоклазовым материалом и по минеральному составу отвечает плагиогранитам.

Следующий этап гранитообразования связан с внедрением гранодиоритов γ_3 , отмеченных на участке “Южный”, и тоналитов γ_3 , развитых на участке “Базовый”. Полученный U-Pb возраст магматического циркона из метагранодиоритов γ_3 (данная работа) в пределах аналитической погрешности оказался равным возрасту метатоналитов участка “Базовый” (2809 ± 10 млн. лет) [20], что позволяет рассматривать данные породы, как одновозрастные (табл. 1).

Дайки метагранодиоритов γ_3 секут мигматитовую полосчатость $m\gamma_2$ тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 . Метагранодиориты γ_3 смяты в асимметричные складки F_2 , шарниры которых погружаются к востоку и, реже, к северо-востоку. Параллельно осевым поверхностям этих складок развита сланцеватость S_2 (этап D_2).

Все вышеперечисленные породы прорываются дайками метагабброидов. Возраст цирконов из дайки метагабброидов определен в 2768 ± 11 млн. лет [20]. Дайки метагабброидов будинированы, максимальная протяженность разобренных частей даек не превышает нескольких метров. Структурно-метаморфические парагенезисы этапа D_3 представлены: агрегатной линейностью L_3 по биотиту, полевым шпатам и кварцу, редкими мелкими асимметричными складками F_3 , шарниры которых под пологими и средними углами погружаются к востоку, и мигматитовой полосчатостью $m\gamma_4$. Лейкосомы $m\gamma_4$ по минеральному составу отвечает плагиогранитам и смяты в асимметричные складки, при этом ее мощность в замках складок достигает 5 см, а на крыльях составляет 1–2 см. Вышеперечисленные породы секутся маломощными (до 30 см) жилами лейкогранитов γ_{5-6} . Во время этапа D_4 имело место рассланцевание пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с образованием мигматитовой полосчатости $m\gamma_7$. Лейкосомы $m\gamma_7$ смяты в асимметричные складки, по составу отвечает плагиомиоклиновым гранитам.

Неоархейский эндогенный цикл. Неоархейский эндогенный цикл (табл. 1) проявлен в инфраккомплексе внедрением жил микрокли-

олигоклазовых гранитов γ_8 мощностью до 1.5 м. На этапе D_5 в условиях амфиболитовой фации метаморфизма формируется агрегатная линейность L_5 , погружающаяся к востоку под пологими и средними углами.

Палеопротерозойский эндогенный цикл в инфраккомплексе связан с внедрением жил пегматоидных микроклинов гранитов γ_{10} (табл. 1). Деформационно-метаморфические структурные парагенезисы пластических сдвиговых деформаций этапа D_{6-7} представлены кристаллизационной сланцеватостью S_6 , изоклинальными асимметричными складками F_6 , агрегатной линейностью растяжения L_6 , вязкими разрывами, будинаж-структурами.

Палеопротерозойские пластические сдвиговые деформации, в результате которых весь полигон оказался в мощной сдвиговой зоне, были проявлены очень интенсивно и поэтому именно они определили характерные черты структуры полигона, которая в современном виде представляет собой моноклираль. Плоскостные структурные элементы имеют выдержанную ориентировку и падают на северо-восток под средним углом, линейные погружаются на восток под средним углом. Геологические границы в разной степени тектонизированы, а породы повсеместно превращены в бластомилониты, ультрабластомилониты и катаклазиты. На полигоне отсутствуют крупные складки размером больше первых десятков метров и значительные сдвиговые перемещения.

Последовательность и направление пластических сдвиговых движений на этапе D_{6-7} были детально разработаны для пород инфраккомплекса [13] на основе изучения микроструктурных ориентировок породообразующих минералов гранитоидов. Согласно полученным данным, на ранней стадии этапа D_{6-7} левосторонние сдвиговые движения осуществлялись в плоскости сланцеватости S_6 , обладающей высокой структурно-текстурной анизотропией. Сдвиги имели направление, ориентированное параллельно линейности L_6 , воздымающейся к западу под углами $30-50^\circ$. На поздней стадии сдвигового движения его направление изменилось. Движения происходили по тем же плоскостям рассланцевания, что и на ранней стадии, но в направлении, перпендикулярном линейности L_6 . Эти данные согласуются с выводами по структурным исследованиям, выполненным для пород супракомплекса [8].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТ- ГРАНОДИОРИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 . Согласно классификации в [14], и по соотношению нормативных минералов $Ab-An-Or$ (рис. 2) гнейсы γ_1 по петрохимическому составу, приведенному в табл. 2, соответствуют трондьемитам и тоналитам (преобладают трондьемиты). По классификации

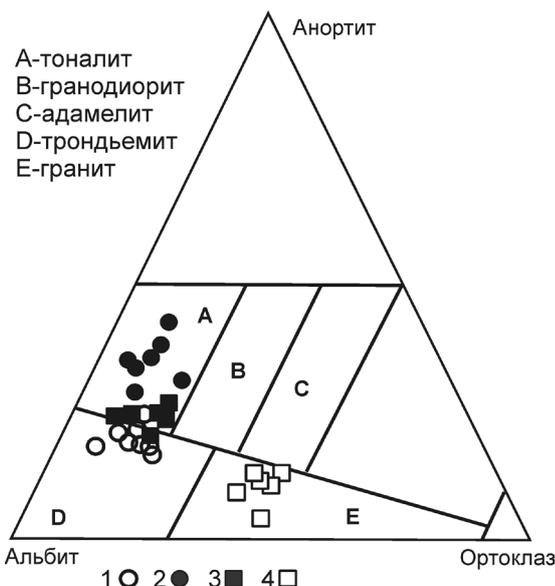


Рис. 2. Диаграмма нормативных составов в координатах $Ab-An-Or$ по [33] для гранитоидов полигона Воча-Ламбина.

1 – тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 , 2 – тоналитовые гнейсы γ_3 , 3 – метагранодиориты γ_3 , 4 – микроклино-олигоклазовые граниты γ_8 .

М.И. Дубровского [7] они относятся к гранодиоритам и тоналитам нормальной и низкой щелочности. По содержанию Al_2O_3 (14.5–16%) большая часть пород отвечает высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. На диаграмме $Na-K-Ca$ тоналит-трондьемитовые гнейсы располагаются в Na части диаграммы, как и большинство пород ТТГ ассоциации. На диаграмме АФМ фигуративные точки их составов располагаются вдоль тоналит-трондьемитового тренда. Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 относятся к метаглиноземистым и глиноземистым гранитоидам по [30]. Характерной особенностью данных пород является низкая магнезиальность ($Mg\# = 19-32$). Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 имеют резко дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов ($(La/Sm)_N = 6.05-7.39$, $(Gd/Yb)_N = 5.65-7.08$), повышенные отношения $La_N/Yb_N \geq 84$, что в целом свойственно “серогнейсовым” породам тоналит-трондьемитового состава. Мультиэлементные спектры тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 участка “Южный” (рис. 3) имеют крутой наклон и характеризуются резко выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti, типичными для пород ТТГ ассоциации [32] и незначительными положительными аномалиями по Ba. На диаграмме $Rb-(Y + Nb)$ [34] фигуративные точки их составов лежат в поле островодужных гранитоидов. Величина ASI ($Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, мол. кол.) в них меньше 1.1, что характерно для гранитов I-типа [22].

Тоналитовые гнейсы γ_3 по петрохимическому составу (табл. 2) соответствуют кварцевым диоритам, трондьемитам и тоналитам [14] с преобладанием тоналитов, тогда как по соотношению нормативных миналов $Ab-An-Or$ (рис. 2) эти гранитоиды отвечают только тоналитам. По классификации М.И. Дубровского [7] они относятся к плагиогранитам нормальной и низкой щелочности. В тоналитовых гнейсах γ_3 содержание $SiO_2 = 59-70$ вес. %, $Al_2O_3 = 14.7-17.8$ вес. %, отношение $K_2O/Na_2O = 0.19-0.23$. На вариационных диаграммах Харкера наблюдается отрицательная корреляция между концентрациями SiO_2 и содержаниями MgO , CaO и TiO_2 . По соотношениям $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ и $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ тоналитогнейсы γ_3 относятся к метаглиноземистым и глиноземистым гранитоидам. Они имеют характерные черты типичные для ТТГ серий [32] – сильно фракционированное распределение РЗЭ $(La/Sm)_N = 11-14.6$, $(Gd/Yb)_N = 5.83-6.33$, $La_N/Yb_N > 144$, низкие содержания тяжелых РЗЭ и Y (2.9–1.73 г/т), высокие отношения $Sr/Y = 180-240$. Для тоналитовых гнейсов γ_3 в единичных пробах установлены высокие содержания Cr (250–306 г/т). На графиках распределения элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии, выделяются резко выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti, типичные для пород ТТГ ассоциации, слабая отрицательная аномалия по Sr и положительная по Ba. По отношению Rb и $(Y + Nb)$ [34] породы соответствуют островодужным гранитоидам, а по отношению $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) = 0.90-1.04$ [22] – гранитам I-типа. Тоналитовые гнейсы γ_3 участка “Базовый”, в сравнении с тоналит-трондьемитами γ_1 участка “Южный”, обогащены Cr и Ni, имеют более высокую магнезиальность ($Mg\# = 32-41$) и повышенные концентрации CaO , Fe_2O_3 , MgO и TiO_2 и, аналогично тоналит-трондьемитовым гнейсам γ_1 обеднены высокозарядными несовместимыми элементами (HFSE) – Zr, Nb, Y и Ti.

Метагранодиориты γ_3 по петрохимическому составу (табл. 2) отвечают гранодиоритам нормального ряда, монцодиоритам и кварцевым монцонитам субщелочного (умерено-щелочного) ряда – [14]. Петрохимическая и минералогическая классификации сопоставимы только для гранодиоритов, преобладающих среди данных пород. По соотношению нормативных миналов $Ab-An-Or$ (рис. 2) они отвечают тоналитам и трондьемитам. На вариационных диаграммах Харкера устанавливается отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и концентрациями MgO , CaO и TiO_2 . На диаграмме $Na-K-Ca$ гранодиориты γ_3 располагаются в поле составов “серых” гнейсов Северо-Атлантического кратона [16]. Гранитоиды относятся к метаглиноземистым породам, имеют магнезиальность $Mg\# = 31-42$, сопоставимую с магнезиальностью тоналитовых гнейсов γ_3 . На диаграммах Пирса гранодиориты γ_3 располагаются в

Таблица 2. Химический состав (окислы – мас. %, элементы – г/т) гранитоидов ТТГ ассоциации полигона Воче-Ламбина

№. пробы	Тоналитовые гнейсы γ_1										Тоналитовые гнейсы γ_3				Метагранодиориты γ_3			
	145-1-3	140-3-1	140-4\1	140-2-17	135-2\1	68-872	U-2-1	3Б-110*	1Б-110*	135-310*	140-3/95*	140-3	145-1	140-4				
SiO ₂	70.00	70.20	71.00	69.15	70.53	69.71	66.57	69.12	69.65	65.13	67.74	66.42	64.97	67.38				
TiO ₂	0.19	0.27	0.17	0.26	0.23	0.41	0.53	0.21	0.21	0.60	0.22	0.61	0.66	0.65				
Al ₂ O ₃	15.26	14.50	14.68	15.58	14.66	14.69	15.65	16.92	16.73	16.69	16.80	15.75	16.38	16.2				
Fe ₂ O ₃	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.2	0.93	0.00	0.58	2.10	0.12	0.99	2.38	1.22				
FeO	3.36	3.43	2.24	2.94	3.11	3.71	3.75	2.59	1.91	2.07	2.47	3.16	1.72	1.84				
MnO	0.48	0.03	0.03	0.03	0.03	0.024	0.037	0.022	0.018	0.054	0.033	0.04	0.05	0.08				
MgO	0.57	0.50	0.63	0.72	0.62	1.02	1.21	0.57	0.62	1.03	0.84	1.11	1.19	1.21				
CaO	2.76	2.49	3.19	3.08	2.88	3.57	4.05	3.63	3.66	3.90	3.40	3.27	3.86	3.42				
Na ₂ O	5.33	5.24	5.74	5.59	5.20	4.39	4.49	4.99	4.87	5.20	5.52	5.36	5.53	5.03				
K ₂ O	1.52	2.09	1.82	1.44	1.16	0.84	1.03	0.56	0.62	1.65	1.46	1.6	1.75	1.29				
H ₂ O ⁻	0.17	0.18	0.00	0.06	0.06	0	0.1	0	0.04	0.20	0.03	0.07	0.26	0.06				
H ₂ O ⁺	0.31	0.36	0.45	0.08	0.51	0.61	1.05	0.43	0.42	0.37	0.37	0.056	1.01	0.83				
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.14	0.10	0.10	0.14	0.25	0.16	0.10	0.16	0.10	0.22	0.24	0.45				
C ₂ O ₅	0.06	0.12	0.29	0.22	0.33	0.17	0	0.15	0.10	0.33	0.34	0	–	0.22				
Сумма	100.14	99.86	99.65	96.59	99.48	99.48	99.65	99.32	99.65	99.5	99.44	99.5	100.06	99.88				
Rb	40	48	21	74	43	37	35	20	20	60	43	72	66	61				
Ba	1040	1000	790	1170	980	770	700	325	381	394	415	750	751	787				
Sr	621	438	690	446	675	515	532	415	528	569	520	626	630	1000				
La								56	44	34	21							
Ce								94	73	69	37							
Nd								27	23	27	14.7							
Sm								2.4	25	4.4	2.11							
Eu								0.59	0.67	1.01	0.62							
Gd								1.30	1.60	3.3	1.47							
Er								0.15	0.24	0.77	0.20							
Yb								0.18	0.20	0.60	0.18							
Nb	5	5	<5	10	15	9	20	0.80	1.55	6.1	2.9	18	12	17				
Y	<5	<5	<5	6	7	9	8	1.73	2.9	10.7	2.8	15	9	14				

Примечание. В пробах, отмеченных *, элементы определены методом ICP-MS в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН (Новосибирск), в остальных пробах – рентгено-флюоресцентным методом в Ги КИЦ РАН (Апатиты). Пустые ячейки – элемент не определялся.

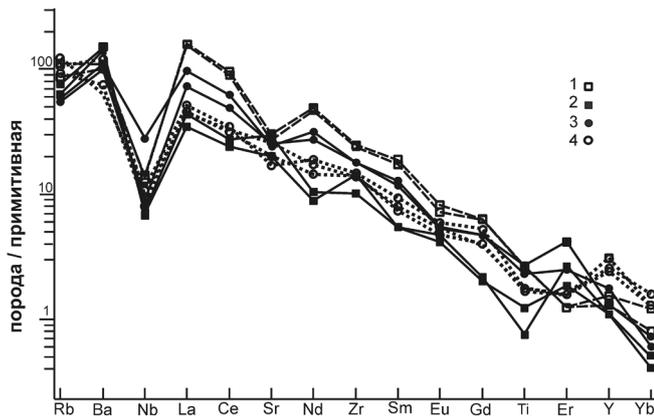


Рис. 3. Нормированные по примитивной мантии [40] содержания малых элементов в гранитоидах ТТГ ассоциации полигона Воче-Ламбина.

1 – тоналит-грандьемитовые гнейсы γ_1 , 2 – тоналитовые гнейсы γ_3 , 3 – метагранодиориты γ_3 , 4 – средний состав комплекса ТТГ по [32].

поле островодужных гранитов, по величине ASI = 0.85–1.0 они относятся к гранитам I-типа. Для них характерен резко дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(La/Sm)_N = 4.80\text{--}6.21$, $(Gd/Yb)_N = 4.38\text{--}6.62$), высокие отношения $La_N/Yb_N = 38\text{--}78$ и высокие содержания Sr – от 61 до 282 г/т.

На спайдер-диаграмме (рис. 3) гранодиориты γ_3 имеют отрицательные аномалии по Nb, Ti, Sr и положительную аномалию по Ba.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Для U-Pb датирования по единичным зернам цирконов были отобраны образцы тоналит-грандьемитовых гнейсов γ_1 , метагранодиоритов γ_3 и микроклин-олигоклазовых гранитов γ_8 .

Тоналит-грандьемитовые гнейсы γ_1 . Среди цирконов из тоналит-грандьемитовых гнейсов γ_1 (обр. 135-ГХ-1/95) наиболее важными для понимания возраста и природы этих пород оказались цирконы длиннопризматического габитуса (рис. 4а), 350×105 мкм с бледно-желтой окраской. На изображениях цирконов в катодолуминесцентных лучах (CL) фиксируется однородная центральная часть кристалла и тонкая метаморфическая оболочка в краевой зоне, характерная и для других разновидностей цирконов. На снимках в BSE (отраженные электроны) (рис. 4а) центральные ядра этих кристаллов имеют неоднородную (пятнистую) зональность, которая сменяется слабо выраженной тонкой ритмичной зональностью. Изотопные данные для цирконов приведены в табл. 3. U-Pb возраст одной пока датированной фракции цирконов составил 3158.2 ± 8.2 млн. лет (рис. 5). Это значение возраста является одним из самых древних, установленных для магматических пород Кольско-

го региона. Цирконы этого типа характеризуются низкими концентрациями свинца и урана, а также низким U/Th отношением (0.2), характерным для древнейших цирконов из ТТГ пород [4].

Кроме древних магматических кристаллов, были выделены цирконы другого морфотипа, имеющие метаморфический генезис. В призматических цирконах этого морфотипа (рис. 4а) размером 350×210 мкм (коэффициент удлинения, K_y , равен 1.7) на BSE изображениях (рис. 4а) выделяются неоднородные центральные ядра короткопризматического габитуса, сменяющиеся промежуточными частями кристаллов с ритмичной зональностью.

К третьей разновидности цирконов относятся призматические кристаллы (рис. 4а) темно-коричневого цвета ($K_y = 3.3$, размер 350×105 мкм). На BSE снимках (рис. 4а) центральные части этих цирконов имеют неоднородную зональность, промежуточные зоны кристаллов – грубую магматическую зональность, а краевые части – тонкую однородную метаморфическую оболочку. U-Pb возраст данных цирконов, определенный по верхнему пересечению дискордии, построенной по 4 точкам, равен 2704.3 ± 5.9 млн. лет, который интерпретируется как время амфиболитового метаморфизма тоналит-грандьемитов. Концентрации урана и свинца в цирконах очень высокие (более 500 и 190 г/т, соответственно). Грубая зональность в цирконах, скорее всего, отражает их метаморфическую природу. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 456 ± 19 млн. лет и отражает нарушение U-Pb системы, связанное с палеозойской тектоно-термальной активизацией Балтийского щита [2, 12].

Четвертый морфотип цирконов (рис. 4а) представлен короткопризматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа ($\{100\} + \{110\} + \{111\}$, размер 245×140 мкм, $K_y = 1.75$). На CL и BSE (рис. 4а) изображениях этих цирконов фиксируется практически однородная центральная часть кристаллов и тонкая метаморфическая оболочка в краевой зоне. Возраст одной фракции этих цирконов равен 1720 ± 10 млн. лет, при этом координаты точки отвечают конкордии. Этот возраст интерпретируется как время свекофеннского метаморфизма, широко проявленного в восточной части Балтийского щита [12].

Значения Sm-Nd модельного возраста этих пород, рассчитанные для деплетированной мантии (DM), варьируют от 2875 млн. лет [24] до 2920 млн. лет для обр. 135-ГХ-1/95, содержащего циркон с возрастом 3158.2 ± 8.2 млн. лет.

Метагранодиориты γ_3 . Цирконы из метагранодиоритов γ_3 (обр. ГХ-140-3/95) были разделены на четыре морфологических типа. Первый тип представлен длиннопризматическими кристаллами темно-коричневого цвета (рис. 4б). Зерна прозрачные, сильно корродированные, блеск стеклянный. Размеры кристаллов 245×70 мкм, коэффициент удли-

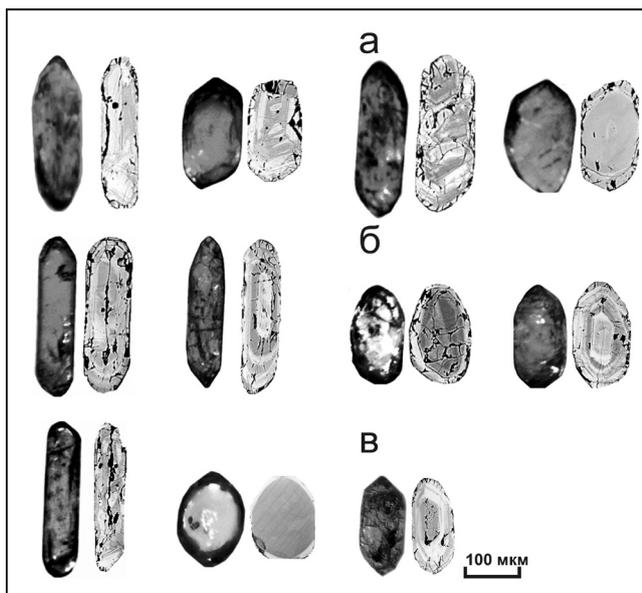


Рис. 4. Фотографии цирконов (слева) и их изображения в отраженных электронах (справа).

а – проба GX-135-1/95 (тоналит–трондьемитовые гнейсы γ_1); б – проба 140-GX-3/95 (гранодиориты γ_3); в – проба GX-135-7/95 (микроклин–олигоклазовые граниты γ_8).

нения равен 3.5. В проходящем свете зональность просматривается очень слабо, в катодолюминесцентных лучах и BSE (рис. 4б) отмечаются небольшая внутрифазовая неоднородность, тонкомагматическая ритмическая зональность и редкие минеральные включения.

Вторая разновидность циркона представлена также кристаллами игольчатого типа (рис. 4б). Окраска зерен светло-коричневая, поверхность слабо корродированная, блеск зерен стеклянный. Размеры кристаллов 175×50 мкм, коэффициент удлинения равен 3.5. В проходящем свете наблюдаются минеральные включения, в CL и BSE (рис. 4б) отчетливо просматривается тонкая ритмическая зональность осцилляторного типа.

Третья и четвертая (рис. 4б) разновидности зерен представлены короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа ($\{100\} + \{110\} + \{111\}$). Цирконы этих двух разновидностей имеют темно-коричневый цвет, зерна полупрозрачные, поверхность корродированная. Размеры третьей разновидности составляют 175×100 мкм (коэффициент удлинения 1.6). Четвертый тип объединяет кристаллы меньших размеров – 105×60 мкм при коэффициенте удлинения 1.75. В проходящем свете отмечаются небольшие минеральные включения, в CL и BSE (рис. 4б) просматривается тонкая зональность и внутрифазовая неоднородность. Изотопный U-Pb возраст фракций, отобранных из всех этих четырех типов магматических цирконов, по верхнему пересечению дискордии с кон-

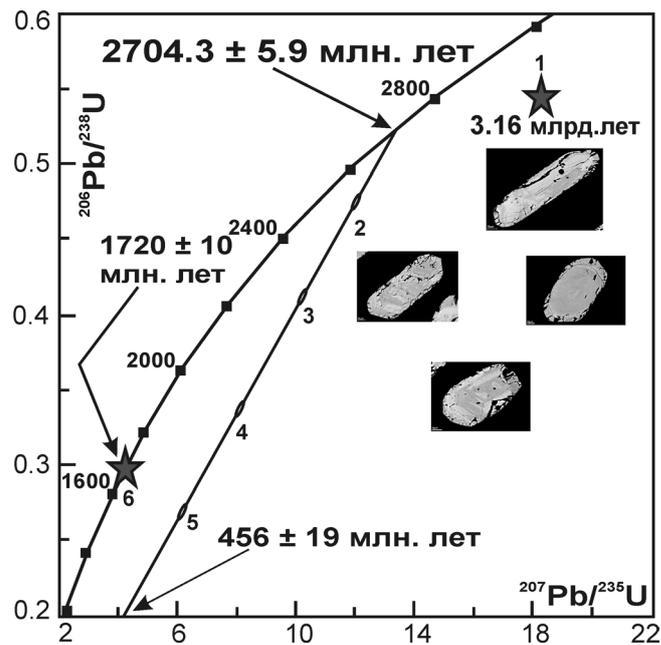


Рис. 5. Isochronная диаграмма с конкордией для циркона из тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 полигона Воче-Ламбина. (проба GX-135-1/95).

U-Pb возраст одной фракции цирконов составил 3.16 млрд. лет. Возраст метаморфизма равен 2704.3 ± 5.9 млн. лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией и 1720 ± 10 млн. лет – координаты точки, лежащей на конкордии. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 472 ± 36 млн. лет. На фото – изображения цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 в отраженных электронах.

кордией составил 2814 ± 4 млн. лет (табл. 3, рис. 6), который интерпретируется как возраст магматической стадии формирования гранодиоритов γ_3 . Sm-Nd модельный возраст протолита (T_{DM}) данных пород равен 2848 млн. лет, а величина ϵ_{Nd} , рассчитанная на возраст 2814 млн. лет, равна $+3.34$. Такие высокие положительные значения ϵ_{Nd} очень характерны для мезоархейских метатоналитов Балтийского щита [10] и Сибирского кратона [18].

Полученные для метагранодиоритов γ_3 значение U-Pb возраста 2814 ± 4 млн. лет магматического циркона в пределах аналитических погрешностей совпадает с возрастными магматических цирконов из тоналитогнейсов γ_3 участка “Базовый” (2807 ± 10 млн. лет [20]) и из метатоналита в гальке базальных конгломератов Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса (2807 ± 7 млн. лет [8]). Отметим, что метатоналиты γ_3 участка “Базовый” также характеризуются положительной величиной ϵ_{Nd} ($+2.04$ [24]).

Микроклин-олигоклазовые граниты γ_8 . Цирконы из этих гранитов (обр. GX-135-7/95) были разделены на четыре морфологических типа. Длиннопризматические цирконы первого и второго типов были разделены на две размерные фракции: >0.175 мм и <0.175 мм. Данная разновидность цир-

Таблица 3. Изотопные U-Pb данные для единичных цирконов из гранитоидов ТТГ ассоциации полигона Воче-Ламбина

№ п/п	Навеска мг	Концентрация, г/т		Изотопные отношения ¹⁾				Возраст, млн. лет ²⁾ ± 2σ		%		
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 2σ	по ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	по ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U			
1	0.055	18.53	27.12	3964.9	Тоналит-грандьемитовый гнейс γ ₁ (проба GX-135-1/95)	0.5499 ± 0.0047	18.642 ± 0.184	0.2459 ± 0.0013	2825 ± 24	3023 ± 30	3158 ± 16	10.5
2	0.086	140.66	526.16	3230.9		0.4588 ± 0.0008	11.578 ± 0.029	0.1830 ± 0.0003	2434 ± 4	2571 ± 7	2680 ± 5	9.2
3	0.100	170.83	449.55	1315.7		0.4041 ± 0.0031	10.016 ± 0.087	0.1823 ± 0.0006	2188 ± 17	2449 ± 21	2674 ± 9	18.2
4	0.200	178.18	398.67	1706.4		0.3423 ± 0.0015	8.232 ± 0.039	0.1775 ± 0.0003	1850 ± 8	2246 ± 11	2669 ± 4	30.7
5	0.042	193.29	535.66	3486.0		0.2748 ± 0.0004	6.326 ± 0.013	0.1669 ± 0.0002	1565 ± 3	2022 ± 4	2628 ± 3	40.4
6	0.077	23.39	78.35	3398.4		0.2929 ± 0.0016	4.241 ± 0.048	0.1050 ± 0.0010	1656 ± 9	1682 ± 19	1715 ± 17	3.4
1	0.086	81.32	151.54	3805.4	Метагранодиорит γ ₃ (проба GX-140-3/95)	0.488 ± 0.005	13.191 ± 0.123	0.1959 ± 0.0002	2564 ± 24	2693 ± 25	2792 ± 2	8.2
2	0.044	95.67	177.71	1237.2		0.479 ± 0.001	12.886 ± 0.048	0.1915 ± 0.0004	2622 ± 8	2614 ± 10	2785 ± 5	5.9
3	0.059	49.36	97.07	1577.7		0.454 ± 0.007	12.120 ± 0.202	0.1910 ± 0.0005	2511 ± 41	2650 ± 44	2781 ± 7	9.7
4	0.032	104.07	297.32	1227.2		0.315 ± 0.005	7.899 ± 0.122	0.1817 ± 0.0009	1767 ± 26	2220 ± 34	2669 ± 14	33.8

Примечание. ¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04%. ²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [38].

конов светло-желтого цвета включала прозрачные зерна со стекляннным блеском и слабо корродированной поверхностью. Средние размеры зерен составляли 175 × 80 мкм с коэффициентом удлинения 2.2. В проходящем свете наблюдаются минеральные включения. В отраженных электронах (рис. 4в) и катодоллюминесцентных лучах наблюдается зональность и секториальность.

Цирконы третьего типа (рис. 4в) представлены водянопрозрачными короткопризматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа ({100} + {110} + {111}). Размеры зерен составляют 245 × 175 мкм, коэффициент удлинения – 1.4. В проходящих лучах наблюдаются минеральные включения, в CL и BSE (рис. 4в) фиксируется внутрифазовая неоднородность и секториальность.

Четвертая разновидность цирконов (рис. 4в) – это призматические темно-коричневые кристаллы гиацинтового типа ({100} + {111}). Поверхность кристаллов сильно корродированная, размеры зерен 210 × 90 мкм и коэффициент удлинения – 2.3. Окраска зерен носит пятнистый характер, в проходящем свете наблюдаются трещины и минеральные включения. В отраженных электронах (рис. 4в) и катодоллюминесцентных лучах фиксируется зональность и секториальность.

Изотопный U-Pb возраст четырех фракций этих магматических цирконов (по одной из каждого типа) из гранодиоритов γ₃ по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2708 ± 5 млн. лет (табл. 4, рис. 7). Эти данные позволяют уточнить время заложения Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса и накопления вулканогенно-осадочных образований, исходных для гнейсов и амфиболитов I–IV толщи, и определить его в интервале 2708 ± 5 млн. лет – 2664 ± 1 млн. лет [8].

Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 378 ± 120 млн. лет и отражает время палеозойского тектономагматизма, широко проявленного в пределах восточной части Балтийского щита и нарушившего U-Pb систему в цирконах [2]. Sm-Nd модельный (T_{DM}) возраст протолита данных пород равен 2971 млн. лет; величина ε_{Nd}, рассчитанная на время 2708 млн. лет, имеет отрицательное значение (–0.72).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

К настоящему времени существуют принципиально различные геодинамические модели образования пород ТТГ ассоциаций, включающие модель плавления субдуцирующих океанических метабазальтов [21, 31, 32] и модель плавления мафических пород нижней коры, вызванного подъемом плюма [19, 23, 35]. В качестве возможных протолитов пород ТТГ серий рассматриваются амфиболиты и/или гранулиты (так называемые ENd-мафиты) с отношениями Sm/Nd < 0.27 и обогащенные рядом литофильных элементов [6], метабазальты зеленока-

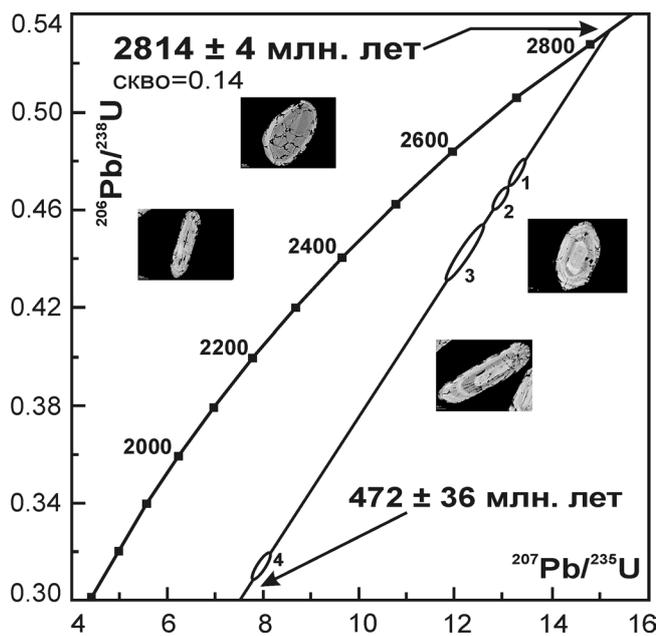


Рис. 6. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из метагранодиоритов γ_3 (проба 140-ГХ-3/95).

Верхнее пересечение дискордии с конкордией равно 2814 ± 4 млн. лет, нижнее – 472 ± 36 млн. лет. На фото – цирконы из метагранодиоритов γ_3 в отраженных электронах.

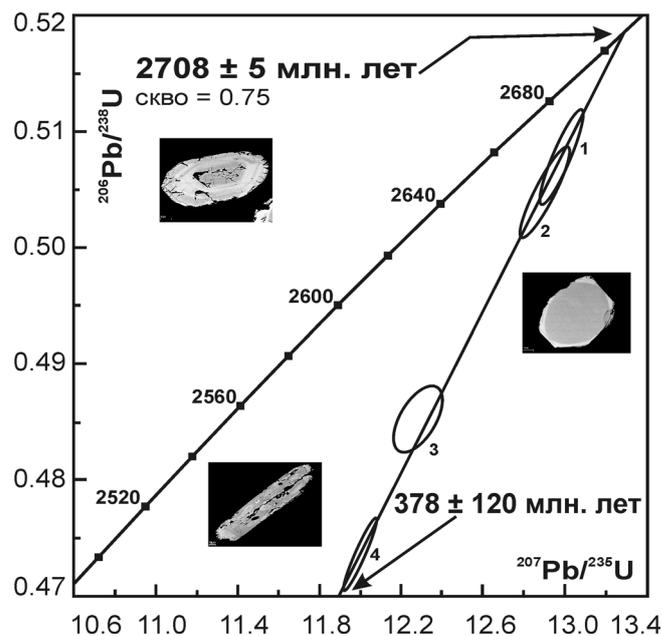


Рис. 7. Изохронная диаграмма с конкордией для циркона из микроклин-олигоклазовых гранитов γ_8 (проба ГХ-135-7/95).

Верхнее пересечение дискордии с конкордией равно 2708 ± 5 млн лет, нижнее – 378 ± 120 млн лет. На фото – цирконы из микроклин-олигоклазовых гранитов γ_8 в отраженных электронах.

менных поясов и более древние породы ТТГ состава. Согласно экспериментальным данным, образование расплавов тоналит-гранодиоритового состава возможно как при водонасыщенных условиях [41], так и при дегидратационном [36, 37 и др.] плавлении метабазитовых источников при значительных вариациях P - T параметров ($T = 700$ – 1100°C , $P = 3$ – 35 кбар). Сопоставление состава редкоземельных элементов природных тоналит-гранодиоритов с их модельными составами позволяет оценить наиболее вероятные P - T условия генерации тоналит-гранодиоритовых расплавов и составы реститовых ассоциаций [17].

Породы тоналит-гранодиорит-гранодиоритового состава инфракомплекса полигона ВочеЛамбина –

тоналит-гранодиоритовые гнейсы γ_1 , метагранодиориты γ_3 и тоналитовые гнейсы γ_3 , по распределению редкоземельных элементов являются типичными представителями “серых” гнейсов и характеризуются сильным фракционированием редкоземельных элементов ($\text{La/Yb} > 30$), обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми РЗЭ ($\text{Yb} \leq 0.6$ г/т).

На диаграмме (Yb–Eu) (рис. 8) фигуративные точки составов тоналит-гранодиоритовых гнейсов γ_1 располагаются вблизи первичных расплавов, образование которых могло происходить при давлении ≥ 15 – 16 кбар в равновесии с реститом состава: $\text{Cpx} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Gr}$. Образцы тоналитовых гнейсов γ_3 и гранодиоритов γ_3 на этой же диаграмме по распределению редких элементов (Yb и Eu) могли от-

Таблица 4. Изотопные U–Pb данные для циркона из микроклин-олигоклазового гранита γ_8 полигона Воче-Ламбина (Проба ГХ-135-7/95)

Проба №	Навеска мг	Концентрация, г/т		Изотопный состав свинца ¹⁾			Изотопные отношения ²⁾		Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн. лет	Rho ³⁾
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
1	0.20	83.9	140.8	1471	5.1842	6.6424	13.0639	0.510382	2695	0.93
2	0.20	49.0	81.6	1704	5.1866	5.7791	12.9825	0.507129	2704	0.94
3	0.20	95.4	155.4	426	4.7016	4.8813	12.3468	0.486331	2690	0.59
4	0.10	254.2	445.4	1584	5.2072	5.1490	12.0455	0.473882	2692	0.97

Примечание. ¹⁾ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %. ²⁾ Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [38]. ³⁾ Rho-коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

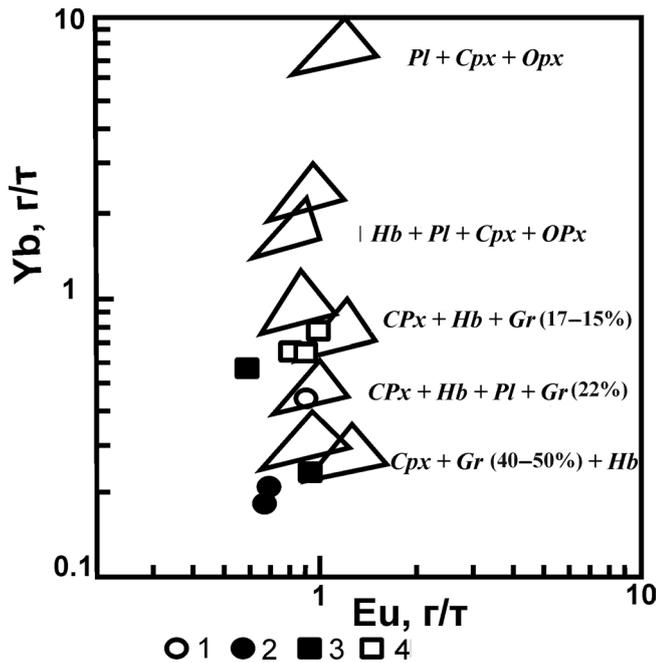


Рис. 8. Диаграмма Yb-Eu [17] для гранитоидов ТТГ ассоциации полигона Воче-Ламбина.

Треугольниками показаны содержания элементов в модельных расплавах, находящихся в равновесии с реститами, минеральный состав которых указан рядом с треугольниками. 1 – тоналит-гранодиоритовые гнейсы γ_1 , 2 – тоналитовые гнейсы γ_3 , 3 – метагранодиориты γ_3 , 4 – средний состав ТТГ по [32].

вечать составу первичных расплавов, которые выплавились при относительно более высоком давлении ($P \geq 15-16$ кбар) в равновесии с $CPx + Gr$ (40–50%) $\pm Hb$ реститом. Отклонение фигуративных точек от области первичных расплавов в сторону пониженных концентраций Eu и Y чаще всего связано с влиянием процесса фракционной кристаллизации [17].

Sm-Nd модельный возраст (T_{DM}) протолита тоналитогнейсов γ_3 участка “Базовый” (2808 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(2807) = +2.04$ [24]) совпадает с возрастом их магматической кристаллизации (2807 \pm 10 млн. лет [20]). Такое совпадение указывает на образование данных пород из базитового источника без примеси корового вещества. Обогащение этих тоналитогнейсов γ_3 легкими редкими землями, по сравнению с тяжелыми, а также высокая степень их фракционирования ($La_N/Yb_N > 84$) могут быть обеспечены плавлением базитового источника типа толеита I по К. Конди [9] с фракционированным распределением РЗЭ.

Для метагранодиоритов γ_3 участка “Южный” величина ϵ_{Nd} , рассчитанная на возраст этих пород 2814 млн. лет, имеет положительное значение (+3.34), что указывает на образование гранодиоритовых расплавов из мафического источника, являющегося производным деплетированной мантии, без

участия древнего корового вещества.

Sm-Nd модельный возраст (T_{DM}) протолита микроклин-олигоклазовых гранитов γ_8 определен в интервале 2971–2854 млн. лет и превышает возраст его магматической кристаллизации более чем на 200 млн. лет. Величина ϵ_{Nd} , рассчитанная на возраст гранитов 2708 млн. лет, имеет значения от -0.72 до $+1.49$ что указывает на участие корового и ювенильного источника при формировании гранитного расплава. На петрохимической диаграмме миналов $Ab-An-Or-Qu$ [15] фигуративные точки составов гранитов γ_8 располагаются вдоль тренда корового преобразования тоналитов.

ВЫВОДЫ

С учетом новых и ранее полученных изотопных данных сделан вывод, о том, что основной объем архейской энциалической коры на полигоне Воче-Ламбина был сформирован в течение двух этапов гранитообразования мезоархейского цикла и неоднократно перерабатывался во время неархейского и палеопротерозойского тектоно-метаморфических циклов.

Первый этап гранитообразования ограничен рубежами 2.82 млрд. лет (возраст гранитоидов второго этапа, рвущих древнейшие тоналит-гранодиоритовые гнейсы) и ~ 2.9 (Sm-Nd модельные возраста протолитов этих гнейсов). Именно этот этап привел к появлению в изученном районе основного объема гранитоидных пород, слагающих ныне древнейший фундамент. Наличие в этих породах цирконов с возрастом 3.15 млрд. лет указывает на контаминацию расплавами древнего корового вещества. Первичные расплавы тоналит-гранодиоритового состава могли быть образованы в результате плавления ювенильного источника с возрастом не древнее 3.0 млрд. лет.

Во время второго этапа корообразования (2.81 млрд. лет), отделенного от первого этапом метаморфизма, мигматизации и деформации, внедрялись гранодиоритовые и тоналитовые магмы. Первичные тоналитовые и гранодиоритовые расплавы генерировались при плавлении метабазитового субстрата, производного деплетированной мантии без примеси корового вещества.

Зрелая континентальная кора, способная при ее плавлении давать гранитные расплавы, возникла только к рубежу 2.7 млрд. лет. Первые коровые микроклин-олигоклазовые граниты имеют смешанный (коровый и ювенильный) источник.

Авторы выражают благодарность академику РАН Ф.П. Митрофанову и В.В. Балаганскому за ценные советы и обсуждение новых полученных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-офи-м-2011 (№ 11-05-12012), Программы ОНЗ РАН 2, ГК от 12.05.2011 № 16.515.11.5013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Миц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Структура и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТГЕОС, 2006. С. 142–155.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // Тез. докл. XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42–43.
4. Бибикина Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
5. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
6. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 1–19.
7. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 234 с.
8. Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 21 с.
9. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
10. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 156–73.
11. Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Петров В.П. Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц Кольского коллизии // Магматизм и геодинамика: мат-лы 1-го Всероссийского петрографического совещания. Кн. 1. Магматизм, метаморфизм и металлогения разных геодинамических обстановок. Уфа: ГИ УНЦ РАН. 1995. С. 139–140.
12. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизии: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3, № 21. С. 5–18.
13. Морозова Л.Н. Новые данные по микроструктурным ориентировкам породообразующих минералов в гранитоидных полигонах Воче-Ламбина (Кольский полуостров) // Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. VIII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 135-летию со дня рождения академика Д.С. Белянкина. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. С. 146–150.
14. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
15. Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф.П. Митрофанов, М.М. Кравцова, М.М. Мануйлова и др. Л.: Наука, 1975. 292 с.
16. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 487 с.
17. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
18. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. Новосибирск: НГУ, 2008. 150 с.
19. Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.
20. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.
21. Campbell I.H. Constraints on continental growth models from Nd/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt-komatiite suites // Amer. J. Sci. 2003. V. 303. P. 319–351.
22. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
23. Condie K.C. High field strength element ratios in Archaean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
24. Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precamb. Res., 1993. V. 64. P. 189–195.
25. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291, № 5812. P. 193–196.
26. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
27. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
28. Ludwig K.R. PBDAT – A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope Data. Version 1.22 // US Geol. Surv. Open-file report 88–542. 1991. 38 p.
29. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
30. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoid // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
31. Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
32. Martin H., Smith R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.
33. O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. 525–B. P. 79–84.

34. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. et al. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, Pt. 4. P. 956–983.
35. Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 93. P. 483–499.
36. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.
37. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities // *Precamb. Res.* 1991. V. 51. P. 1–25.
38. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26, № 2. P. 207–221.
39. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977. V. 36, № 3. P. 359–362.
40. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Ed.: A.D. Saunders, M.J. Norriss. Oxford. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
41. Winther K.T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts // *Chem. Geol.* 1996. V. 127. P. 43–59.

Рецензент А.И. Русин

Main stages of Archean granite formation in northeastern Baltic Shield (an example from the Voche-Lambina study area)

L. N. Morozova, T. B. Bayanova, P. A. Serov

Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS

Based on techniques of structural geology and isotope geochemistry the geological evolution of tonalite-trondhjemitic-granodiorite rocks of the Archean basement including the succession of different endogenic processes in the Voche-Lambina area has been studied. Using Sm-Nd and U-Pb methods the age estimates of magmatic crystallization of the main types of granitoids have been given. Two events of forming crust, connected with introduction of tonalite-trondhjemitic-granodiorite melt from ~2.9 to 2.82 billion years and 2.81 billion years ago and divided by metamorphism, migmatization and deformation, have been determined. Primary melts of tonalite-trondhjemitic-granodiorite rocks could be formed on the depths corresponding to pressure from 15–16 KBar to 22 KBar in balance with restite of garnet amphibolites composition from depleted mantle sources without an impurity of crust matter. The zircons with ages of 3158.2 ± 8.2 million years are defined in tonalite-trondjemite gneisses. This value of age is now the most ancient, established for magmatic rocks of the Kola region. Zircons of this type are characterized by low concentration of lead and uranium, and also low U/Th the relation (0.2), which is characteristic of the most ancient zircons from TTG rocks. The mature continental crust which is capable to give granite melts, has arisen only by 2.7 billion years. The first microcline-oligoclase granites had mixed (crust and mantle) source.

Key words: *tonalite-trondhjemitic gneisses, age, Archean, Kola peninsula.*