

УДК 551.72+551.21+552.16:550.93 (470.22)

ВУЛКАНИТЫ В СВЕКОФЕННИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb, Pb-Pb ДАТИРОВАНИЯ ПОРОД РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА КАК ОСНОВА ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ СВЕКОФЕННСКИХ СОБЫТИЙ

© 2005 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 22.12.2003 г., получена после доработки 24.02.2004 г.

В составе свекофениид Приладожья выделены впервые метавулканиды и определен их U-Pb возраст по циркону. Возраст вулканидов лахденпохской серии (высокотемпературный аналог ладожской) оценивается как 1883.8 ± 4.7 млн. лет, что совпадает с возрастом идентичных по геотектоническому положению островодужных вулканидов пояса Тампере Финляндии. Время метаморфизма вулканидов установлено по U-Pb датированию метаморфогенного монацита в них как 1871.3 ± 1.9 млн. лет. Эта оценка совпадает со временем метаморфизма и интенсивного ультраметаморфизма приладожских гнейсов, датированным как 1880–1870 млн. лет. По мере удаления от границы Карельского кратона в высокотемпературных свекофенидах Приладожья выделяются две геохимические зоны: натровая (с подзоной пород повышенной известковистости – кальциевой) и калиевая. Эти зоны отражают литологические особенности раннепротерозойского разреза. Для метапелитов и метаалевролитов наиболее удаленной от Карельского кратона калиевой Приозерской зоны определена верхняя возрастная граница как 1875.8 ± 5.5 млн. лет по прорывающим их плагногранитам Приозерской интрузии. Кульминация метаморфизма и ультраметаморфизма в этой зоне по времени (1881–1870 млн. лет) и по P-T параметрам ($T = 800^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар) совпадает с метаморфизмом пород прикратонной натровой Лахденпохской зоны. Метаосадки Лахденпохской зоны, где преобладают граувакки, рассматриваются не древнее отложенный Приозерской зоны. Время гранулитовой стадии метаморфизма глиноземистых гнейсов определяется как 1880.1 ± 7.7 млн. лет по Pb-Pb возрасту силлиманита, который широко развит в Приозерской зоне. Конкордантный U-Pb возраст монацита, содержащего силлиманит в виде включений, равен 1860.3 ± 4.4 млн. лет. Положение района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами юго-востока Финляндии позволяют предполагать, что свекофениды Приладожья – это островодужная структура с формационным составом супракрустальных образований, представленных в этом районе метаморфическими аналогами турбидитов и островодужных вулканидов зрелой стадии. Эта структура сформирована в интервале 1.96–1.88 млрд. лет назад.

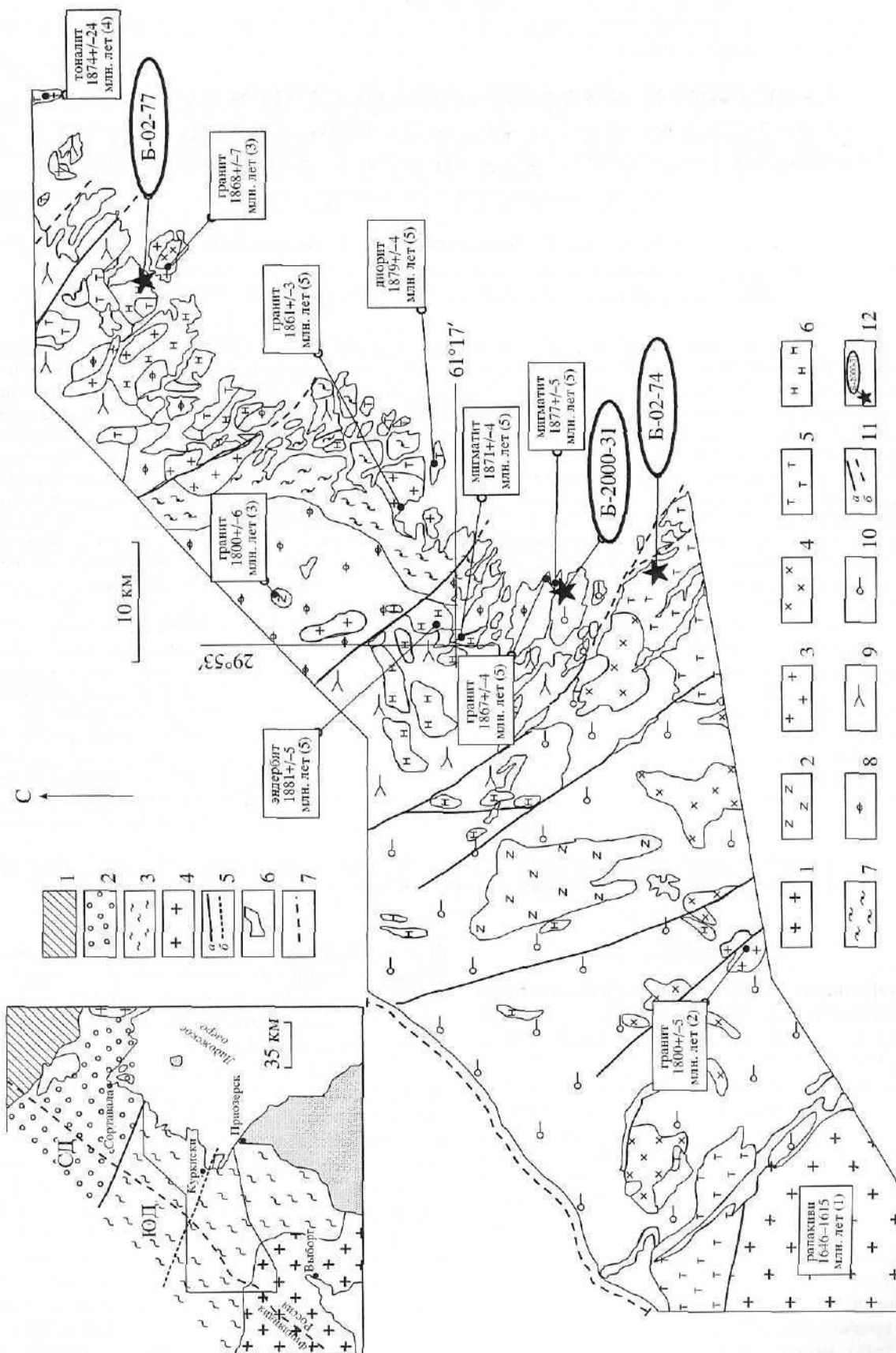
Ключевые слова. Свекофениды, вулканиды, лахденпохская серия, ладожская серия, метаморфизм, изотопное датирование, силлиманит, циркон, монацит.

ВВЕДЕНИЕ

Свекофениды занимают обширные площади на юго-востоке Балтийского щита в странах Скандинавии, а в России развиты только в Приладожье (рис. 1, 2, врезки). Несмотря на относительно небольшую распространенность свекофенид на российской территории, решение вопросов структурно-тектонических и стратиграфических соотношений внутри свекофеннских структур оказывается наиболее благоприятным именно здесь благодаря хорошей обнаженности структур вдоль западной береговой зоны Ладожского озера.

Ранее было показано, что тектонические соотношения свекофенид (Свекофеннского аккреционного орогена) с контактирующими с ними породами архейского инфракомплекса (Карельского кратона) можно интерпретировать на базе плейт-тектонических построений (Hietanen, 1975;

Gaal, Gorbatshev, 1987). Эта идея получила поддержку и развитие во многих дальнейших исследованиях (Kahkonen et al., 1989; Глебовицкий, 1993; Claesson et al., 1993; Ekdahl, 1993; Nironen, 1997; Vaisanen et al., 2002 и др.). Основой для такой интерпретации послужила формационная принадлежность раннепротерозойских (свекофеннских) толщ. Если на сопредельной территории Финляндии удавалось выделить серию вулканических пород, идентифицируемых как островодужные (Kahkonen et al., 1989; Ekdahl, 1993; Vaisanen et al., 2002 и др.), то для свекофенид Приладожья вопрос о присутствии каких-либо вулканидов вообще оставался открытым. Это вызывало значительные затруднения как в определении времени накопления свекофеннских толщ на российской территории, так и в общих вопросах корреляции разрезов. Отсутствие надежных данных о существовании вулканических пород в



- 1: + +
- 2: Z Z
- 3: + +
- 4: X X
- 5: T T
- 6: H H
- 7: ~ ~
- 8: φ
- 9: \
- 10: 0
- 11: α
- 12: α

Р
1
О
Л
М
З
Р
Н
Д
К

Р
Т
1
М
Ж
С
З
Н
Н
Л
Л

С

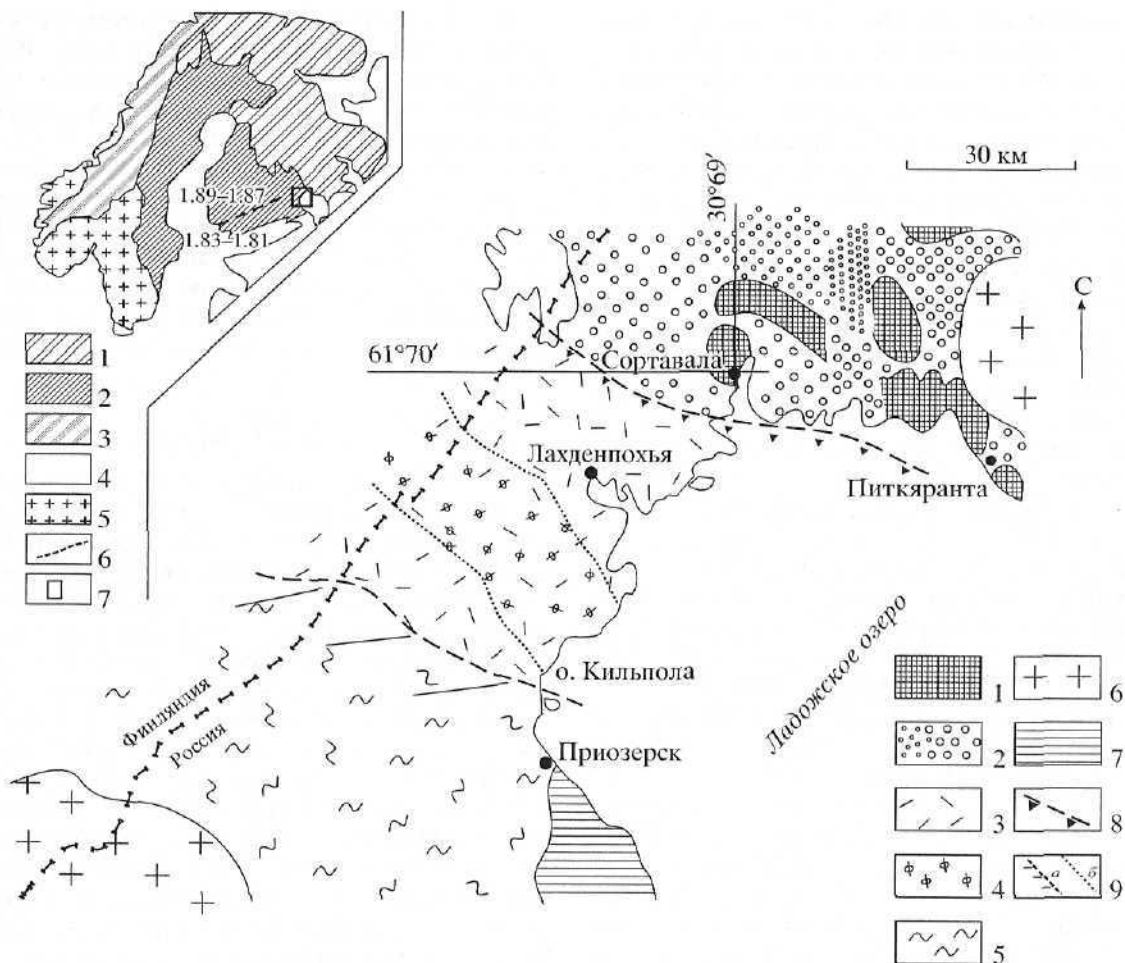


Рис. 2. Схема геохимического районирования свекофеннид Приладожья.

1 – выступ архейского фундамента в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 2 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых, ставролитовых, андалузитовых сланцев и силлиманит-мусковитовых, силлиманит-ортоклазовых гнейсов (увеличение размера кружков соответствует росту метаморфизма); 3–5 – раннепротерозойские породы гранулитогнейсовой области: плагногнейсы и плаггиомigmatиты Na-зоны (3), плагногнейсы и плаггиомigmatиты с повышенной известковистостью (4), преимущественно гранат-кордпиритовые гнейсы и калиевые мигматиты K-зоны (5); 6 – массивы рапакиви; 7 – рифейский платформенный чехол; 8 – надвиг, разделяющий породы гранулитогнейсовой области от более низкотемпературных пород; 9a – граница Na и K зон; 9б – граница подзоны пород повышенной известковистости.

На врезке. Положение свекофеннид в структурах региона: 1 – архейские породы Балтийского щита; 2 – свекофенниды; 3 – каледониды; 4 – рифейский чехол; 5 – граниты; 6 – сутурная зона сочленения двух геохимических зон (см. текст, по Ehlers et al., 1993); 7 – участок исследования.

Рис. 1. Геологическая схема свекофеннического блока (Южного домена) Приладожья с U-Pb возрастными данными и точками отбора проб.

1 – раннерифейские анорогенные граниты-рапакиви; 2–6 – свекофеннические плутонические комплексы: посторогенные монзониты и граниты (2), поздние (3) и синорогенные (4) граниты, тоналиты и диориты (5), эндербиты (6); 7–10 – нижнепротерозойские метаморфические формации: преимущественно биотитовых (7), биотит-гранатовых (8), гиперстен-гранатовых (9), кордпирит-силлиманит-гранатовых гнейсов (10); 11 – разломы: a – прослеженные, б – предполагаемые; 12 – места отбора образцов и их номера. Номера в скобках после указания возрастных данных на рисунке обозначают ссылки на авторов: 1 – Vaasjoki et al., 1991; 2 – В.В. Иваников (устн. сообщ.); 3 – Konopelko et al., 2003; 4 – Шульдинер и др., 2000; 5 – Балтыбаев и др., 2004.

На врезке. 1 – архейский кратон; 2, 3 – свекофеннический метаморфический комплекс, Северный (2) и Южный (3) домены; 4 – рапакиви; 5a – положение сместителя надвига, разделяющего Северный и Южный домены, 5б – граница между Лакхденпохской и Приозерской зонами; 6 – участок исследования; 7 – государственная граница. Серым цветом выделены участки, перекрытые рифейскими отложениями.

свекофеннском разрезе Приладожья послужило поводом для трактовки этой области как части древней тыловодужной впадины без активной вулканической деятельности (Шульдинер и др., 1996). В настоящей статье приводятся данные о находке первых вулканитов в свекофеннидах Приладожья и обосновывается их возраст на основе U-Pb геохронометрии.

Кроме этого, обсуждается вопрос о возрастном соотношении выделенных в свекофеннидах Приладожья двух геохимических зон: калиевой (Приозерской) и натровой (Лахденпохской) (рис. 2). Прикратонная Лахденпохская зона характеризуется преобладанием метаосадков, в которых доминируют граувакки, а удаленная Приозерская зона отличается преобладанием существенно калиевых метapelитов и металевролитов (Шульдинер и др., 1997а). Надо отметить, что в целом для свекофеннид Фенноскандии возрастные соотношения обширных зон супракрустальных и интрузивных пород с натровой и калиевой специализацией – одна из до сих пор нерешенных проблем. В Финляндии к первой зоне относятся породы центральной и западной части страны, представленные плагиогнейсами, плагиомигматитами и тоналит-плагиогранитами. Эти породы слагают Центральный Свекофеннский островодужный комплекс (CSAC, Korsman et al., 1998), пик метаморфизма и гранитизации которого оценивается как 1.89–1.87 млрд. лет. CSAC противопоставляется Южнофинляндской позднесвекофеннской гранит-мigmatитовой зоне (LSGM, Korsman et al., 1998; Ehlers et al., 1993), где преобладают калишпатсодержащие гнейсы и калиевые интрузии возрастной группы 1.84–1.81 млрд. лет. Недавние исследования (Vaisanen et al., 2002) выявили в LSGM относительно молодую термальную активность, проявленную в интервале 1.82–1.81 млрд. лет назад, которая выразилась в высокотемпературном метаморфизме, мигматизации метapelитов, а также развитии ортопироксенсодержащих интрузивных пород.

Таким образом, выявившаяся разновременность развития Центрально- и Южнофинляндских натровых и калиевых зон, с учетом проводимых аналогий с подобными зонами в Приладожье, обострила вопросы корреляции вещественно разных зон и геологических процессов в них. В последних работах по Приладожью, ориентированных на решение вопросов стратиграфических корреляций (Шульдинер и др., 1996, 2000), основное внимание уделялось Лахденпохской зоне. Для Приозерской зоны практически отсутствовали изотопные датировки супракрустальных и интрузивных пород, что затрудняло возможность обоснованной корреляции с другими частями свекофеннид. Не исключалось более позднее завершение метаморфических процессов (орогенеза) в высококалиевой Приозерской зоне по сравнению с Лахденпохской зоной

благодаря большей плавкости и пластичности высококалиевых пород (Шульдинер и др., 1997а). Такая ситуация определяла необходимость решения для Приозерской зоны двух задач: установление возрастных границ для супракрустальных толщ и определение времени метаморфизма пород. Приводимые здесь данные расширяют возможности более корректных стратиграфических корреляций на основе формационного состава разреза, позволяют оценить время накопления свекофеннских толщ, оценить возрастные соотношения метаморфитов из разных геохимических зон Приладожья.

ТЕКТОНИКА

Территория Приладожья делится на два домена: Северный и Южный, разделенные надвигом (Балтыбаев и др., 1996). Северный домен (СД) принадлежит окраине архейского Карельского кратона, где супракрустальные породы представлены раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами сортавальской и ладожской серий. В пределах СД развиты также выступы пород архейского возраста, которые вместе с вулканитами сортавальской серии участвуют в строении ряда окаймленных гнейсовых куполов. Метаморфизм пород СД меняется с севера на юг от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Эта область детально рассмотрена с позиций тектонического развития (Геологическое развитие..., 1970; Казаков, 1976; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Балтыбаев и др., 2000).

Южный домен (ЮД) входит в состав Свекофеннского пояса и сложен метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами терригенных осадков ладожской серии (Геол. развитие..., 1970). ЮД рассматривается как самостоятельный тектонический элемент Свекофеннского пояса, характеризующийся специфическими особенностями развития (Шульдинер и др., 1995). Формационный состав развитых в этом районе супракрустальных образований определяется, метаморфическими аналогами раннепротерозойских турбидитов. Положение района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами юго-восточной части Финляндии позволяют предполагать, что эта структура также сформировалась на месте островодужной системы, не имеющей континентального фундамента (Глебовицкий, 1993).

СВЕКОФЕННСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ И РАННИЙ ЭТАП МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Досвекофеннский протерозойский разрез Приладожья представлен отложениями нижнего карелия, преимущественно ятулия в составе его нижней, существенно кварцитовая, и верхней

терригенно-карбонатной частей (Предовский и др., 1967). Выше по разрезу они сменяются базальтами толеитового ряда (Светов, Свириденко, 1992). Породы ладожского стратиграфического уровня достаточно полно охарактеризованы в литературе (Материалы к стратиграфическому..., 1982; Светов, Свириденко, 1992; Шульдинер и др., 1996, 2000). Здесь мы рассмотрим, главным образом, только собственно свекофеннские породы в составе лахденпохской метаморфической серии – высокотемпературного аналога ладожской серии (Шульдинер и др., 1996).

Ранее было показано, что ладожская серия может быть отнесена к ладожии, диапазон накопления которой находился в интервале 1.92–1.88 млрд. лет назад (Шульдинер и др., 2000). Породы ладожской серии подверглись в разной степени метаморфической переработке. В северной части Приладожья (СД), где сохранились исходные литологические признаки, в составе серии диагностируются песчаники и алевролиты с редкими пропластками гравелитов. Для пород ладожской серии характерна ритмичная градационная слоистость, свойственная флишевым толщам. В пределах СД известно также небольшое количество известковистых пород (Кицул, 1963), но значительное место занимают слюдистые биотитовые, гранат-биотитовые сланцы, подчинены им высокоглиноземистые (андалузитовые, ставролитовые) разности.

В пределах высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой области Приладожья стандартные признаки стратификации толщ теряются и их возрастные соотношения с другими частями разрезов становятся неоднозначными. В силу этого возникла необходимость выделения в зоне высокого метаморфизма (ЮД) лахденпохской метаморфической серии, которая рассматривается в качестве высокотемпературного аналога ладожской серии (Шульдинер и др., 1996). Лохденпохская серия расчленена на структурно-вещественные подразделения, выделяемые в качестве метаморфических петроформаций (Шульдинер, 1992) – картируемых парагенетических ассоциаций пород; они представлены интенсивно метаморфизованными, мигматизированными и гранитизированными образованиями (Шульдинер и др., 1996). Отсутствие пород, подстилающих лахденпохскую серию (архейские породы и породы сортавальской серии развиты только в СД), допускало вероятность ее накопление в более широком стратиграфическом диапазоне, по сравнению с ладожской (Шульдинер и др., 1996). В этой связи особенно важно отметить, что описываемые нами вулканические породы найдены именно в составе лахденпохской серии.

Вулканисты: вещественная характеристика, возраст. Метавулканисты (проба Б-02-77) обнаружены в прибрежной части Ладожского озера (рис. 1) в пределах так называемой гранат-гипер-

стеновой петроформации (Шульдинер и др., 1996), широко развитой в окрестностях г. Лохденпохья. Простираение толщ СЗ – 270°–290°, падение субвертикальное. На обнажении выделяются три пачки метавулканистов, которые прослеживаются до среза воды на первые десятки метров. Мощность пачек не превышает 30–40 см, а “пропластков” гнейсов между пачками вулканистов не больше 1.3–1.7 м. Пачки конформны с ориентировкой полосчатости и гнейсовидности вмещающих мигматизированных гранат-биотитовых и гранат-ортопироксеновых гнейсов. По петрографическому составу вулканисты из разных пачек не имеют отличий. Вблизи контакта пачек с вмещающими гнейсами никаких изменений не наблюдается.

Макроскопически метавулканисты выглядят как порфирированные или гнейсовидные зеленовато-серые, темно-серые породы (рис. 3а), приобретающие на выветрелой поверхности желтоватый оттенок из-за окислов железа. Состав метавулканистов варьирует от биотитовых до гранат-биотитовых плагиогнейсов с неравномерным содержанием калиевого полевого шпата, причем в матриксе породы, как правило, калиевый полевой шпат более редок. Основная масса представлена кварцем и плагиоклазом (\pm калишпат). Цветной минерал представлен биотитом, содержание которого 5–10% и гранатом (3–5%). Содержание кварца в вулканистах 35–40%, а плагиоклаза (олигоклаз) 35–45%. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рудный, монацит. Структура пород порфирированная, гнейсовидная, в матриксе – микрогранобластовая, зернистость тонкая, реже – средняя (рис. 3б). Гнейсовидность подчеркивается биотитом и характерной “ромбовидностью” порфиритовых выделений светлоокрашенных минералов. Размер вкрапленников от нескольких мм до 1 см и более. Вкрапленники удлиненные, реже изометричные, часто изогнутые серповидные. Они состоят из агрегата плагиоклаз + кварц (\pm калишпат), иногда в них встречается биотит. Биотит и гранат иногда образуют скопления, позволяющие предположить, что ими замещался цветной минерал. Калишпат представлен слабосетчатый микроклином, выполняющим интерстиции и антипертиты замещения. Его содержание достигает 10%. Вкрапленники составляют от 10 до 30% объема породы. Расположение вкрапленников слабо ориентированное по направлению гнейсовидности, чаще незакономерное. Позднейшие изменения выражены в развитии слабой серитизации, наиболее выраженной в замещении вкрапленников калишпата и плагиоклаза. Некоторые пачки вулканистов и гнейсы четко секутся гранитными жилами, ориентированными на ЮЗ 230°–240°. Это направление соответствует направлению кливажа во вмещающих породах. Жилы имеют состав плагиогранит-порфиритов.

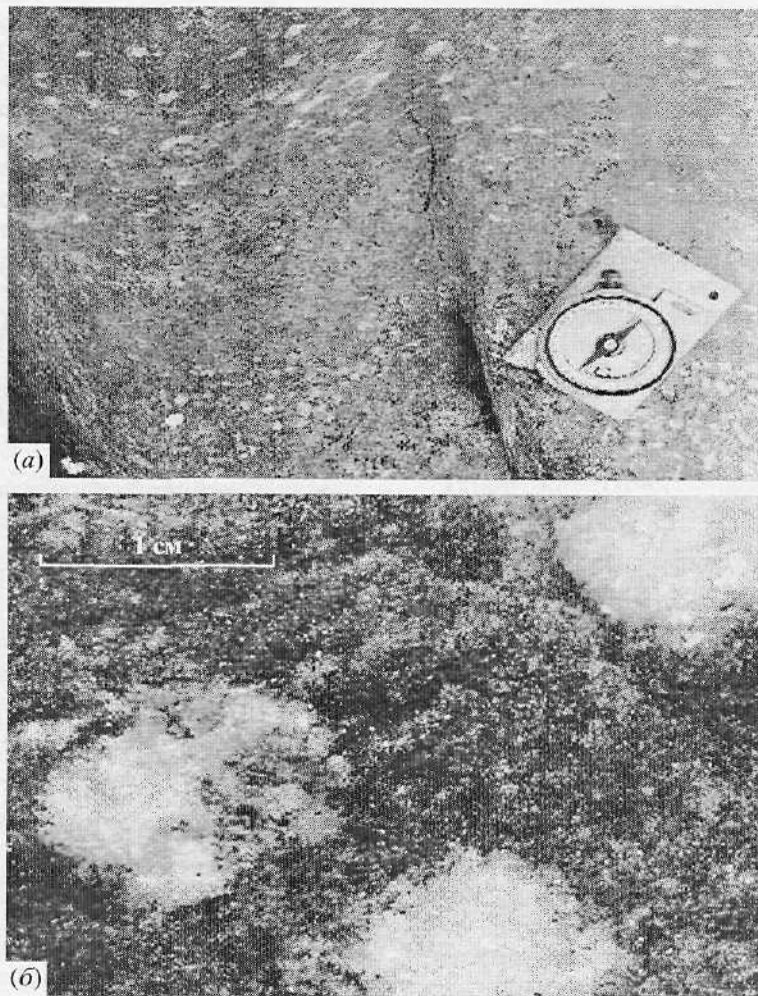


Рис. 3. Обнажение метавулканиита (а) и микрофотография (б), показывающая структуру породы.

Вкрапленники состоят из агрегата плагиоклаза, кварца, калишпата и иногда биотита. Основная масса представлена кварцем, плагиоклазом, калишпатов, биотитом, гранатом.

Вещественный состав¹ метавулканиитов представлен в таблице 1. По содержанию кремнекислоты порода ближе к риолиту. Учитывая интенсивный метаморфизм вулканитов, нет оснований считать, что минеральный состав пород и, возможно, химический, не претерпели изменений с момента их кристаллизации. Так, например, гранат в вулканитах имеет железо-магнезиальный состав и слабовыраженную обратную зональность (падения Mg от центра к краю зерна при росте Fe), которая характерна для вмещающих метаморфических пород. Петро- и геохимический состав данного вулканита идентичен некоторым слабо метаморфизованными риолитам пояса Тампере в Финляндии (Kahkonen et al., 1989).

¹ Сокращения для минералов и фаз: Bt – биотит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевошпат, Kfs – калиевый полевошпат, Mnz – монацит, Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Sprl – шпинель, Sil – силлиманит, Zrn – циркон, V – паробразные фазы, L – расплав.

На основании петро- и геохимических данных изученную породу можно отнести к известково-щелочному ряду вулканитов. В пользу этого говорят: преобладание Na_2O над K_2O , относительно пониженные содержания Rb, повышенное отношение K/Rb. На диаграммах отношений Ti/Zr (рис. 4) и Th/Yb–Nb/Yb данная порода попадает в поле вулканитов островных дуг, также как упомянутые выше вулканиты пояса Тампере. Существенна временная и пространственная совмещенность этих вулканитов с раннеорогенными интрузивными комплексами Приладожья (куркиекским, лауватсарско-импиниемским), которые предполагаются как производные известково-щелочных магм (Шульдинер и др., 1995). В совокупности эти породы, вероятно, можно рассматривать как ассоциацию, характерную для развитой или зрелой стадии островодужного магматизма (Петрология и геохимия..., 1987).

Таблица 1. Вещественный состав изученной пробы

Оксиды	Порода, вес. %	Grт (5)		Pl (35-45)		Kfs (10)		Bt (10)	
SiO ₂	73.20	37.67	39.71	59.96	61.45	64.21	65.15	36.84	38.09
Al ₂ O ₃	14.41	21.86	22.76	24.31	24.44	18.20	18.59	17.60	19.90
TiO ₂	0.21	0.02	0.00	0.07	0.00	0.20	0.00	3.84	0.09
Fe ₂ O ₃ общ	2.34	32.90	34.50	0.13	0.17	0.12	0.00	16.60	14.03
MnO	0.02	0.52	0.65	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08
MgO	1.00	6.11	5.95	0.06	0.00	0.04	0.05	11.99	14.84
CaO	2.58	0.92	1.01	6.79	6.20	0.09	0.50	0.04	0.12
Na ₂ O	3.48	0.00	0.00	7.44	7.90	0.50	1.54	0.52	0.58
K ₂ O	2.16	0.00	0.00	0.26	0.39	15.32	13.71	9.31	9.19
Cr ₂ O ₃	-	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00
P ₂ O ₅	<.05	-	-	-	-	-	-	-	-
PЗЭ, г/т		-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	53.62	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	688.88	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1371.40	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	286.49	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	24.94	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	52.33	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	8.05	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.30	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.45	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	13.42	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Кроме указанных минералов, в метавулканите содержится до 35-40% кварца, 1-2% серицита, единичные зерна монашита, циркона, апатита. Цифры в скобках обозначают объемное содержание минерала в породе, прочерки - отсутствие определений. Определения РЗЭ выполнены методом ICP-MS.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований

№ п/п	Характеристика фракции, размеры, мкм	Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн. лет		
		$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Zn и Mnz пробы № Б-02-77 метавулканита											
1	Крупный	389.4	0.11228	0.05376	0.2261	3.500	0.96	0.15	1314.0	1527.3	1836.7 ± 1.1
2	Крупный	1127	0.11108	0.07323	0.1983	3.036	0.92	0.20	1166.0	1416.9	1817.2 ± 1.7
3	Округлый	301.3	0.11174	0.08070	0.2060	3.174	0.90	0.22	1207.3	1450.8	1828.0 ± 2.5
4	Удлиненный	262.9	0.11141	0.16654	0.2038	3.131	0.86	0.46	1195.8	1440.3	1822.6 ± 4.3
5	ao	869.3	0.11340	0.06995	0.2543	3.976	0.94	0.19	1460.6	1629.4	1854.7 ± 2.4
6	ao	681.0	0.11405	0.11539	0.2822	4.438	0.94	0.32	1602.6	1719.5	1864.9 ± 4.1
7	Mnz	1658	0.11446	2.2855	0.3367	5.314	0.79	6.3	1870.8	1871.0	1871.3 ± 1.9
Zn пробы № Б-02-74 плагногранита											
8	80-100, ao	1909	0.11332	0.08670	0.2230	3.485	0.84	0.24	1297.8	1523.7	1853.4 ± 1.7
9	80-100, ao	2729	0.11248	0.10477	0.2054	3.185	0.97	0.29	1204.3	1453.6	1839.8 ± 0.9
10	100-150, ao	857.5	0.11410	0.09889	0.2603	4.095	0.89	0.27	1491.4	1653.4	1865.7 ± 4.0
11	>150	308.1	0.11234	0.08495	0.1690	2.618	0.95	0.23	1006.8	1305.8	1837.6 ± 1.2

Примечание. а - изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк Pb; б - изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк Pb и обычный Pb; ao - аэробразивная обработка. Разложение минералов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу (Krogh, 1973). Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U - 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261. Ошибки измерения Pb/U изотопных отношений - 0.5% (2σ). Все расчеты проводились по программам Ладвига (Ludwig, 1987, 1998).

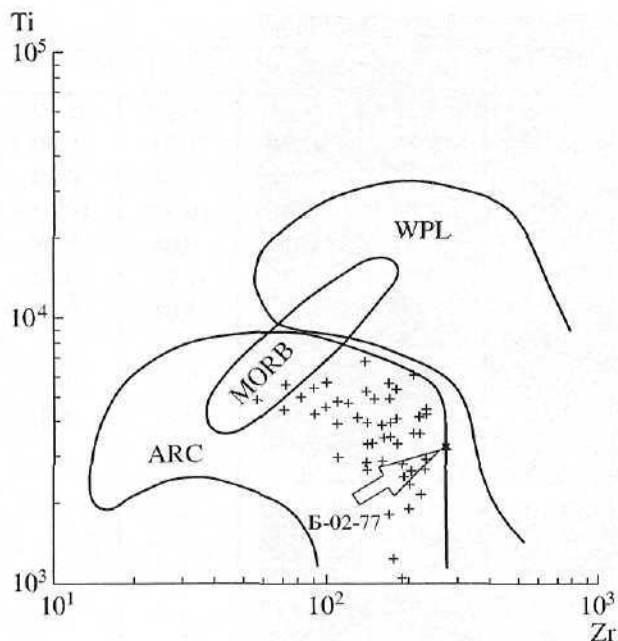


Рис. 4. Диаграмма Ti/Zr для вулканитов пояса Тампере (Kahkonen et al., 1989).

Крестиками показаны образцы вулканитов пояса Тампере, образец метавулканита Приладожья показан стрелкой.

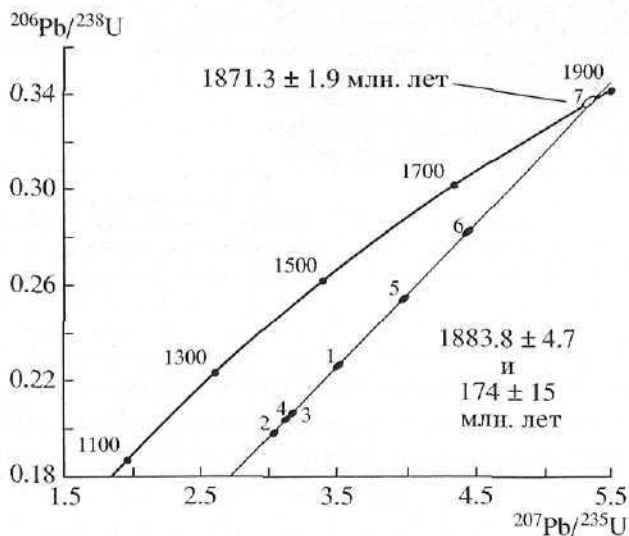


Рис. 5. Диаграмма Везерилла для вулканитов в свекофенидах Приладожья.

Возраст вулканита определялся U-Pb методом по циркону и монациту. В вулканите преобладают мелкие кристаллы циркона размером 0.04–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – 0.08–0.16 мм. Кристаллы чаще удлиненные, с развитием граней призмы и дипирамиды (111). Соотношение длины к толщине обычно 2 : 1. Встречаются кристаллы прозрачные, окрашенные в бледные светло-коричневые, бурова-

тые цвета, редко бесцветные зерна либо не прозрачные, имеющие интенсивную коричневую или оранжевую окраску. В иммерсии под микроскопом отмечается внешняя тонкая оболочка (0.02–0.03 мм) с пониженными цветами двупреломления и центральная часть с характерной для магматического циркона зональностью и двупреломлением. Наиболее крупные кристаллы обычно без оболочки, либо она развита лишь с одного края зерна. Кроме удлиненных зерен встречены и округлые, которые также часто имеют внешнюю оболочку. Эти зерна размером 0.05–0.1 мм, дымчатого или буровато-оранжевого цвета. На определение возраста были отобраны разные по морфологии и размеру фракции: крупные ограненные (2 фракции), овальные (1 фракция), удлиненные ограненные (1 фракция). Еще две фракции были представлены абрадированными кристаллами всех морфологических разновидностей (табл. 2).

Монацит представлен бесцветными, желтыми, буровато-желтыми, реже оранжевыми кристаллами размером от 0.02 до 0.12 мм. На поверхности отдельных зерен иногда отмечаются бурые скопления продуктов вторичных изменений. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по (100), несколько вытянутые по (010), очертания граней и ребер сглаженные до округленных яйцевидных зерен. В иммерсии зерна монацита имеют однородное внутреннее строение. Для монацита характерно пониженное Th/U отношение, равное 6.3. Аналогичный внешний облик и внутреннее строение, пониженное Th/U отношение имеют монациты из метаморфических пород Приладожья (Балтыбаев и др., 2004), что позволяет считать данный монацит также метаморфогенным. На определение возраста отбирались наиболее крупные и чистые кристаллы монацита размером 0.08–0.12 мм.

По координатам точек проанализированных фракций циркона (№ 1–6, табл. 2) получена дискордия с верхним пересечением 1883.8 ± 4.7 млн. лет и нижним 174 ± 15 млн. лет, СКВО = 1.3 (рис. 5). Хорошая корреляция фигуративных точек на графике свидетельствует об отсутствии или малом вкладе оболочек в изменение U-Pb возрастной систематики исследованных цирконов. Об этом же свидетельствует и отсутствие различий в значениях Th/U отношений в неабрадированных и абрадированных зернах циркона (табл. 2). Значение возраста, определенное по верхнему пересечению дискордии с конкордией (1883.8 ± 4.7), интерпретируется нами как время образования вулканита. Возраст по нижнему пересечению трактуется как не имеющий геологического смысла. Хорошая корреляция фигуративных точек на графике косвенно также указывает на отсутствие детритовых цирконов в исследованной породе. Это исключает ее осадочное происхождение: детритовые цирконы в парагнейсах имели бы значительные вариации в возрасте – от протерозойских до архей-

ских, как было показано для свекофенских метатурбидитов (Nuhma et al., 1991). Исследование приладожских гнейсовых толщ с мигматитами также показало наличие древних (>2.0 млрд. лет) детритовых цирконов в парагнейсах (Балтыбаев и др., 2004). Монацит имеет U-Pb конкордантный возраст, равный 1871.3 ± 1.9 млн. лет (рис. 5, табл. 2). Учитывая метаморфогенную природу изученного монацита, мы полагаем, что полученная изотопная датировка отвечает времени метаморфизма вулканитов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Прикратонная Лахденпохская зона характеризуется преобладанием метаграувак, повсеместным присутствием мергелистых пород и примесью вулканитов известково-щелочного ряда. Южная часть Лахденпохской зоны имеет свою особенность – существенное преобладание в разрезе известковистых пород. Они наблюдаются в виде маломощных (первые десятки сантиметров) будинированных горизонтов диопсид-, скаполит- и амфиболсодержащих пород в плагиогнейсах. Для этих горизонтов часто характерно отсутствие граната, который типичен для других частей разрезов. Удаленная от архейского кратона Приозерская зона отличается преобладанием калиевых метапелитов и метаалевролитов (рис. 2). Сравнительно плохая обнаженность не позволяет однозначно оценить состав разреза Приозерской зоны, однако резкое возрастание глиноземистых парагенезисов и высокое содержание в породах калишпата отмечалось и ранее (Саранчина, 1972; Шульдинер и др., 1997а).

Закономерные изменения выявлены и в распределении плутонических комплексов и мигматитов: в Приозерской зоне эти породы также имеют четкий калиевый уклон и типичными представителями магматических пород и лейкократового вещества мигматитов являются двуполевошпатовые граниты. Для Лахденпохской зоны, наоборот, характерны плагиограниты и плагиомигматиты, а нормальные граниты появляются, как более поздние образования, внедрявшиеся на заключительных стадиях орогенеза.

Строение и состав толщ Лахденпохской зоны подробно охарактеризованы (Шульдинер и др., 1996), поэтому подробнее рассмотрим характеристику пород менее изученной Приозерской зоны.

Приозерская зона. В Приозерской зоне преобладают, так же как и в Лахденпохской, первично стратифицированные образования, хотя литологические признаки в них сохранились лишь в отдельных фрагментах. Высокий уровень метаморфизма и мигматизации толщ не позволяет однозначно идентифицировать их стратиграфическую последовательность. Однако большинство геологических тел (толщ) разных порядков удается обособить в ходе картирования. По составу и вну-

треннему строению в Приозерской зоне выделяются три контрастные картируемые единицы, которые названы здесь петроформациями, в соответствии с ранее примененным способом описания толщ (Шульдинер и др., 1996).

Породы глиноземистой петроформации. Это наиболее широко представленная в пределах Приозерской зоны петроформация. Распространена она к югу и юго-западу от пос. Куркиеки, где пространственно совмещается с толщей ортопироксенсодержащих пород (ортопироксеновой петроформацией). Главными членами описываемой петроформации являются высокоглиноземистые плагиоклазовые и двуполевошпатовые гнейсы и сланцы, содержащие в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Лейкократовые минералы в них представлены калишпатом, плагиоклазом, кварцем. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация с образованием лейкосом послойного или линзовидно-полосчатого типа. Иногда мигматиты имеют рассеянную лейкосому, т.е. без четкого разделения на мелано- и лейкократовые части.

Породы ортопироксеновой петроформации. Главные составляющие: гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Характерно переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Местами отмечаются монотонные по составу части, представленные мигматизированными гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Присутствуют диопсидовые сланцы и гнейсы, частью кальцит- и скаполитсодержащие, амфиболовые сланцы. Гнейсы повышенной известковистости образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои или округлые зональные включения. Значительно меньшим распространением пользуются в Приозерской зоне супракрystalльные породы основного состава (амфиболиты, амфиболовые сланцы и т.п.). Они встречаются в виде редких маломощных (до 1 м) линз с резкими контактами с вмещающими гнейсами. Это серые и темно-серые зеленоватые породы, мелкозернистые с нематогранобластовой структурой, состоящие из роговой обманки, среднего плагиоклаза, кварца, биотита, микроклина. Из аксессуарных минералов присутствует апатит, циркон, сфен, рудный минерал (до 5%). Мигматизация выражена в разных формах: есть послойные, сетчатые, теневые и другие разновидности мигматитов.

Породы известково-силикатной петроформации. В Приозерской зоне известна толща карбонатных пород, которая прослежена примерно на 0.8 км при мощности до 0.3–0.5 км. Эта толща находится в единственном проявлении во внутренней части крупного массива двуполевошпатовых гранитов (Лазурный массив) к юго-востоку

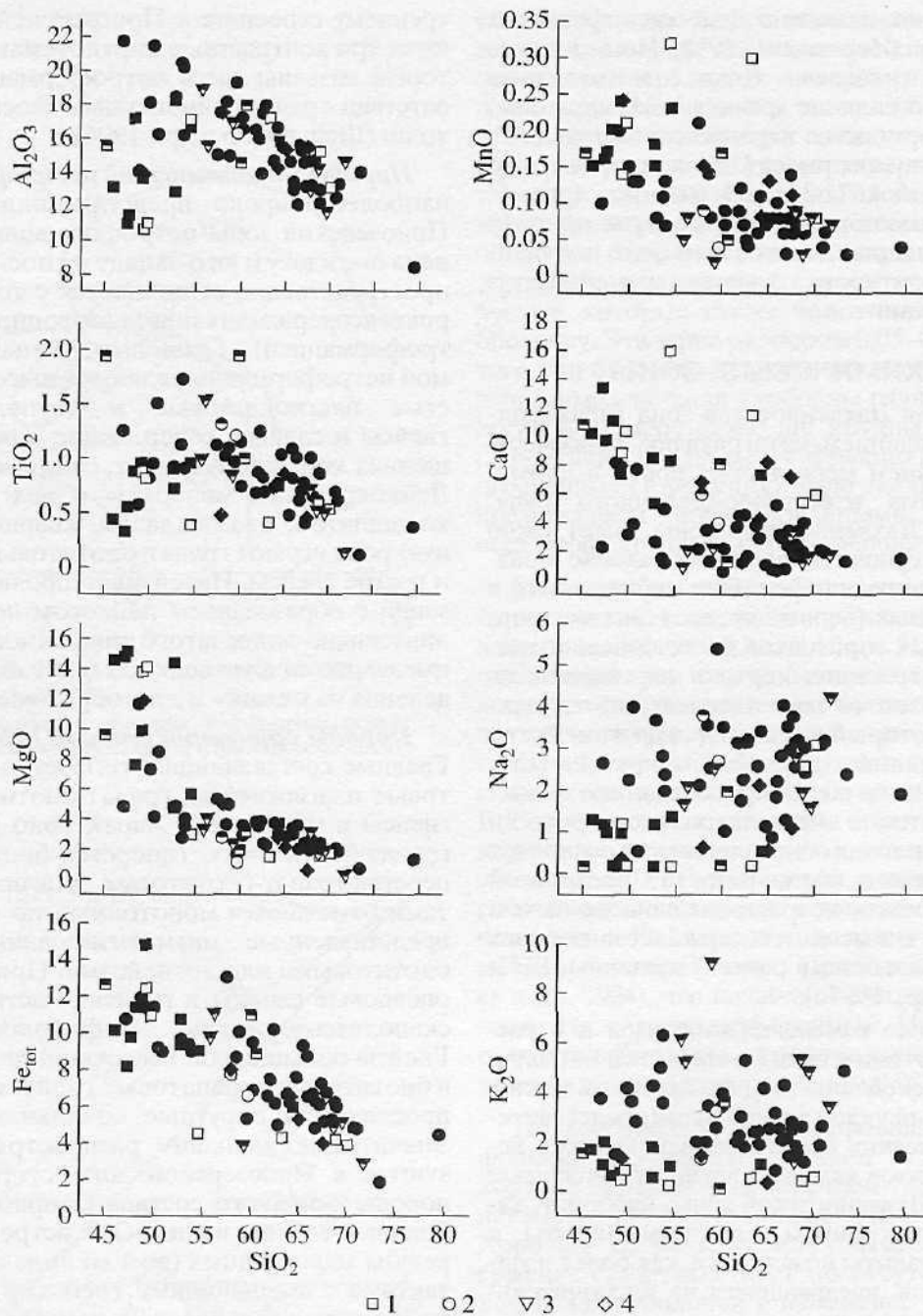


Рис. 6. Диаграмма Харкера для супракрасталльных пород Лахденпохской и Приозерской зон Приладожья.

1 – гиперстеновые гнейсы; 2 – биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты; 3 – глиноземистые гнейсы; 4 – известковистые будины. Сплошной заливкой показаны образцы из Лахденпохской зоны, без заливки – из Приозерской зоны, с половинной заливкой – из переходной площади между двумя зонами.

от г. Выборга. Контакты этой толщи нигде не обнажаются, поэтому трудно сопоставить ее с другими частями свекофенских разрезов. Для известково-силикатной толщи характерно переслаивание мелко-, среднезернистых карбонатных пород, гнейсов и амфиболитов. Мощности отдельных прослоев достигают первых метров, но чаще – первые десятки сантиметров. Слои, как правило, смяты в складки изоклиналильного типа, ориентиро-

ровка осевых плоскостей северо-западная, шарниры крутые. Известковистая порода состоит из карбоната, основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, волластонита, скаполита, биотита, эпидота. Присутствует примесь граната, апатита, сфена, турмалина. Обычны также калишпат, кварц. Встречаются почти мономинеральные волластонитовые породы, незначительно распространены мраморы. Структура пород граноблас-

товая. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калишпата, биотита, граната, силлиманита. В виде аксессуариев в них встречаются: монацит, циркон, апатит, иногда турмалин. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая. Особенности химических составов главных типов супракрупных пород Приозерской и Лахденпохской зон представленный на диаграммах Харкера (рис. 6).

Для анализа длительности событий, помимо данных о времени формирования бассейнов седиментации, важна информация о формировании и происхождении магматических пород. Для пород Приозерской зоны до настоящего времени наиболее древними датированными магматическими породами были К-граниты посторогенного этапа возрастного уровня 1.80 млрд. лет (Конопелько, 1997; Шульдинер и др., 2000). С целью выяснения верхнего возрастного предела для стратиграфического разреза Приозерской зоны нами изучен наиболее древний одноименный с зоной массив плагиогранитов.

Приозерский массив. Интрузия занимает обширную площадь в районе г. Приозерска, включая ряд прилегающих островов в Ладожском озере (рис. 1). Наблюдаемые контакты массива с вмещающими сланцами лахденпохской серии позволяют говорить о прорывании последних; в то же время гранитоиды метаморфизованы вместе с вмещающими породами и представлены отчетливо гнейсовидными разностями. Состав пород массива меняется от диорит-тоналитов до гранодиоритов в зависимости от содержания в них калиевого полевого шпата. Главные породообразующие минералы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц. Из аксессуариев обилён апатит, наряду со сфеном, ильменитом, монацитом и цирконом. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая. Данные по геохимии позволяют отнести породы Приозерской интрузии к гранитоидам I-типа. Петрохимические характеристики пород указывают на их принципиальное сходство с породами плагиогранитного комплекса Лахденпохской зоны. Они могут быть отнесены к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного типа. Массив прорван дайками метабазитов и двумя генерациями жил калиевых пегматоидов. Сложная складчатость в массиве выявляется по пликативной складчатости (до образования изоклинальных складок разного порядка) указанных жил и даек.

В проанализированной пробе (Б-02-74, рис. 1) преобладают длиннопризматические субидиоморфные кристаллы циркона желто-коричневого и светло-желтого цвета со следами растворения и деформации. В небольшом количестве присутствуют умеренно и короткопризматические кристаллы. В оптике под микроскопом в цирконах выявляется сильная трещиноватость, нередко наличие тонких оболочек; в отдельных зернах на-

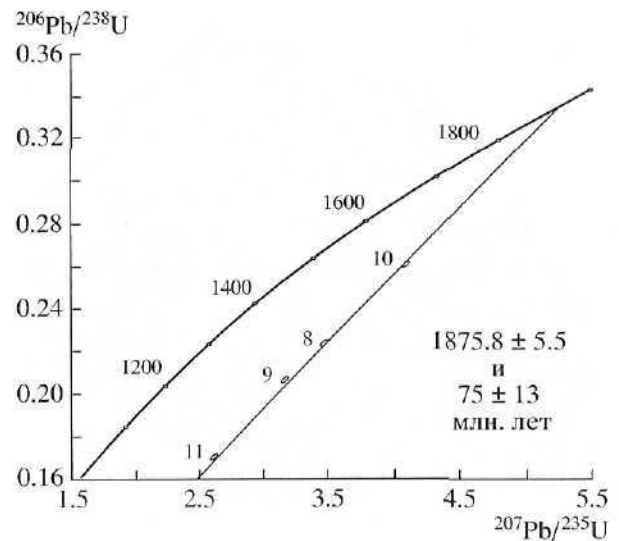


Рис. 7. Диаграмма Везерилла для плагиогранитов Приозерского массива.

блюдаются следы зональности. В режиме BSE² видны оболочки, зоны изменений по трещинам и слабая зональность в единичных зернах. Наличие зональности и морфология циркона, а также его геохимические особенности (Th/U) указывают на его первично-магматическое происхождение. По U-Pb методу датирования циркона получен возраст 1875.8 ± 5.5 млн. лет (СКВО = 0.81) (рис. 7, табл. 2). Дискордия проведена по трем точкам (исключена точка № 4, вызывающая большую погрешность определения).

МЕТАМОРФИЗМ

Приладожье — область развития зонального высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (Геологическое развитие..., 1970). Зональность метаморфизма выявляется в смене минеральных парагенезисов, соответствующих от зеленосланцевой до амфиболитовой фации на север-северо-востоке и до гранулитовой фации на юг-юго-западе. Кульминации метаморфизма в Приладожье соответствуют температуры и давления: для ставролитовой зоны от 410–550°C и 3.2–3.3 кбар (низкотемпературная часть) до 530–610°C, 4.0 кбар (высокотемпературная часть), для биотит-силлиманитовой зоны 600–640°C, 3.8–5.0 кбар, для гранат-кордиеритовой (куммингтонитовой) зоны 650–730°C, 5.3 кбар и для гиперстенной зоны 800–900°C, 5–6 кбар. Посткульминационная эволюция P-T параметров идет по пути сопряженного снижения температуры и давления во всех зонах метаморфизма (Балтыбаев, 1998).

Область наиболее высокого метаморфизма, приуроченная к Южному домену, рассматривается

² Обратнo-отраженные электроны.

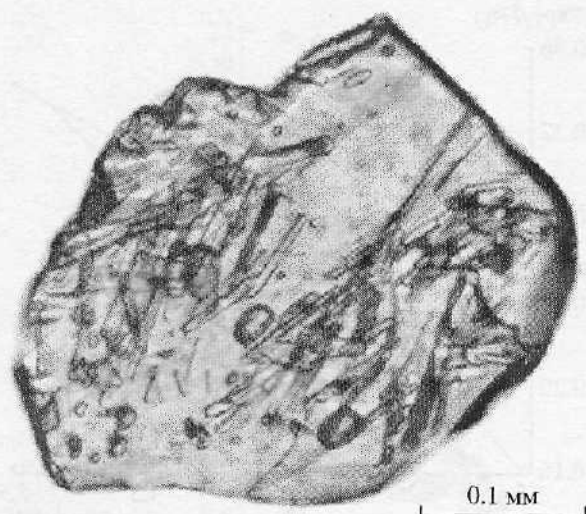


Рис. 8. Включения иголок силлиманита в монаците. U-Pb возраст монацита определен как 1.860 млрд. лет (Балтыбаев и др., 2002).

как высокотемпературное ядро зонально-метаморфизованного комплекса. Эта область характеризуется максимальным проявлением парциального плавления толщ. Регрессивные преобразования позднего этапа в пределах высокотемпературного ядра происходили при давлении до 4–6 кбар и температурах 500–700°C (Шульдинер и др., 19976). С этим этапом связано надвигание Южного домена на Северный домен (край архейского континента) в районе пос. Мейери и образование структур растяжения в тылу надвига – в районе пос. Терву.

На сегодняшний день отсутствует прецизионное датирование времени метаморфизма для всей метаморфической зональности Приладожья и синхронизация событий в разных метаморфических зонах является, скорее, логическим допущением, хотя и основанное на определенном геолого-петрологическом материале (Великославинский, 1972; Геологическое развитие..., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974; Нагайцев, 1974; Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Шульдинер и др., 19976). В то же время, отнесение зонального метаморфизма к раннему протерозою не вызывает сомнения даже для геохронологически слабо охарактеризованного Северного домена: об этом свидетельствует Rb-Sr датирование некоторых минералов, которое показало, что они не моложе 1800–1750 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974).

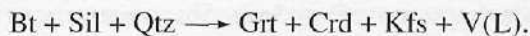
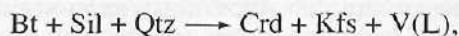
Предпринятые в последнее время способы датирования эндогенных событий в Южном домене основывались на изотопном изучении акцессорных минералов (циркон, монацит) в породах разного генезиса (Глебовицкий и др., 2001, 2002). Учитывая, что датировки по акцессорным минералам нередко трудно сопоставить с формированием конкретных метаморфических минеральных парагенезисов,

возникает необходимость датирования непосредственно метаморфогенных минералов. Нами впервые применен метод датирования времени метаморфизма путем привлечения метаморфического минерала из высокоглиноземистого гнейса – силлиманита, который формировался на гранулитовой ступени метаморфизма.

Изученный высокоглиноземистый гнейс (проба Б-2000-31) распространен в составе гранаткордиеритовой толщи (*глиноземистой петроформации*), широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена мигматизированными монотонными и грубополосчатыми чередующимися пачками Grt-Bt и Grt-Bt-Crd-Sil, Bt-Sil, Bt-Sil-Crd гнейсов с рассеянной или жильной, жильно-пятнистой лейкосомой. Гнейс представляет розовато-темно-серую породу с пятнистыми субизометричными скоплениями розовых гранатов размером от нескольких миллиметров до 3–4 см и более. Эти скопления часто деформированы. Основная масса представлена ассоциацией Bt + Grt + Crd + Sil + Kfs + Pl + Qtz.

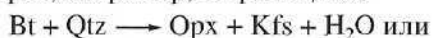
Силлиманит. Преобладают мелкие кристаллы размером 0.05–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – до 0.5–1 мм. Чаще кристаллы удлиненные, соотношение длины к толщине обычно 10:1. Кристаллы полупрозрачны, окрашены в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко бесцветны с характерным дву-преломлением. Под оптическим микроскопом неоднородность в зернах не наблюдается. На определение возраста отбирались разные по размеру фракции силлиманита. Петрографические наблюдения выявляют в данной породе силлиманит как в матрице породы, так и в виде включений в кордиерите и монаците (рис. 8), иногда в гранате. Верхним возрастным ограничением времени кристаллизации силлиманита можно принимать возраст монацита, который содержит силлиманит в виде включений. Этот монацит ранее был датирован U-Pb методом как 1860.3 ± 4.4 млн. лет (Балтыбаев и др., 2002). Для других гнейсов и лейкосом мигматитов гранулитовой зоны Приладожья конкордантные значения U-Pb возрастов монацита находятся в диапазоне 1876–1850 млн. лет (Глебовицкий и др., 2002).

С учетом широкого развития включений силлиманита в гранате, кордиерите и присутствия калишпата в породе, реакции минералообразования могут быть следующие:

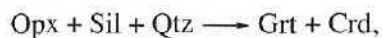


Несмотря на достаточно высокие параметры метаморфизма гнейсов ($T = 780\text{--}850^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}6$ кбар) в изученных гнейсах отсутствует ортопироксен,

образование которого возможно при указанных параметрах, например, по реакциям:



В то же время ортопироксен встречается в редких метабазитовых дайках внутри гнейсовой толщи. Это позволяет полагать, что ортопироксен при наличии силлиманита в гнейсах является неустойчивой фазой. Вероятно, устойчивость ортопироксена (гиперстена) ограничена в глиноземистых гнейсах реакцией:



которая при давлениях ниже 7 кбар смещена вправо.

Таким образом, можно заключить, что силлиманит является минералом раннего парагенезиса, который сохранялся при пиковых условиях метаморфизма. На основании Pb-Pb системы для проанализированных фракций силлиманита получена изохрона 1880.1 ± 7.7 млн. лет (СКВО = 0.028) (рис. 9, табл. 3). Принимая во внимание отсутствие протоядер в зернах силлиманита, это значение интерпретируется нами как время образования силлиманита, которое отвечает также времени метаморфизма гранулитовой фации.

ОБСУЖДЕНИЕ

Свекофенниды Приладожья по формационному составу сопоставимы с остальной частью пород Свекофеннского пояса: они представлены метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами турбидитовых осадков и вулканогенными породами известково-щелочной серии, вероятно, островодужного типа. В Финляндии известен разрез, аналогичный приладожскому, который является стратотипическим вулканогенно-осадочным разрезом в сланцевом поясе Тампере. Вулканогенная часть этого разреза представлена лавами и туфами известково-щелочного ряда кисло-среднего и основного состава – их возраст определен от 1.90 до 1.89 млрд. лет (Simonen, 1980; Kahkonen et al., 1989). Сравнительно недавно (Vaisanen et al., 2002) был охарактеризован бимодальный вулcano-интрузивный комплекс формации Ориярви (к юго-западу от г. Турку, Финляндия) как наиболее молодой островодужный комплекс Финляндии, сформировавшийся 1895–1878

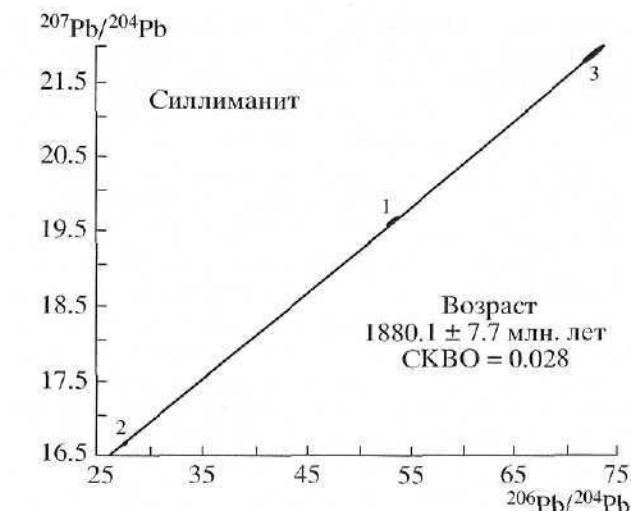


Рис. 9. График $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для фракций ступенчатого растворения силлиманита (проба Б-2000-31).

Фигуративные точки на изохроне отвечают измерениям: 1 – вал; 2 – раствор 6N HCl, 6 час; 3 – остаток (табл. 3). Изохрона рассчитана по программе ISOPLOT (Ludwig, 1998).

млн. лет назад. Эти данные говорят о возможной периодичности накопления вулканогенно-осадочных толщ в пределах Свекофеннского орогена.

Лахденпохская серия рассматривается как одновозрастная с ладожской серией, которая относится к раннему ладожскому, представляющему зрелую стадию развития свекофеннид (Шульдинер и др., 1996). Время накопления свекофеннских супракрустальных образований Приладожья можно принимать совпадающим со временем образования вулканитов (1883.8 ± 4.7 млн. лет). Эта оценка практически повторяет возрастные оценки для островодужных вулканитов пояса Тампере и формации Ориярви. Наличие в составе лахденпохской серии нескольких пачек вулканитов указывает на пульсационный характер отложения лавовых потоков, чередующихся с периодами накопления терригенных осадков.

Пока не представляется возможным оценить возраст подошвы ладожских метатурбидитов точнее, как “не древнее 1.96 млрд. лет” – по датировке наиболее кислых прослоев в амфиболитах сортавальской серии, подстилающих турбидиты

Таблица 3. Изотопный состав свинца во фракциях ступенчатого растворения силлиманита

№/№	Условия опыта	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$	Rho	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\nu\%(2\sigma)$
1	Валовая	53.293	0.65	19.627	0.23	0.93	78.662	0.53
2	6N HCl, 6 час	27.604	0.3	16.671	0.11	0.69	80.906	0.48
3	Остаток	72.708	1.1	21.858	0.44	0.98	67.576	0.65

Примечание. Изотопные отношения скорректированы на фракционирование и бланк. Разложение силлиманита и выделение Pb проводилось по методике (DeWolf et al., 1996).

(Шульдинер и др., 2000). Эта оценка совпадает с начальной стадией формирования офиолитовых ассоциаций Оутокумпу и Йормаа (Koistinen, 1981; Kontinen, 1987; Peltonen et al., 1996), известных на территории Финляндии. Следует подчеркнуть, что в пределах Свекофеннского пояса и в свекофеннидах Приладожья, в частности, досвекофенские образования не были обнаружены, хотя примесь досвекофенского материала в метаосадочных образованиях выявляется изотопными методами (Nuhma, 1986). В приладожских гнейсах, как указывалось выше, также были найдены зерна детритового циркона, возраст которых превышает 2.0 млрд. лет. В то же время, возраст древнейших вулканитов в пределах свекофеннид (пояс Саво в Финляндии) не превышает 1.93–1.92 млрд. лет (Nuhma et al., 1991). Однако эти вулканиты, в отличие от приладожских, представляют продукты инициального вулканизма островных дуг и, скорее всего, имеют стратиграфический уровень древнее ладожской серии. Учитывая это, вероятно, более правильным будет, если за возраст подошвы турбидитов принимать датировки низов турбидитовых разрезов, полученные для пояса Тампере как 1904 млн. лет (Kahkonen et al., 1989). Если эта оценка справедлива, тогда длительность накопления приладожского вулканогенно-осадочного разреза свекофеннид была не менее 20–30 млн. лет. Минимальный возрастной предел для лахденпохской серии определяется возрастом самых древних прорывающих их интрузивных пород – эндербитов с возрастом $1881.4 \pm 9.3/-5.3$ млн. лет, СКВО = 0.2. (Балтыбаев и др., 2004). Возрастная и петро-геохимическая близость изученных вулканитов с породами известково-щелочной группы Приладожья позволяет считать, что они могут представлять единую комагматическую серию, характерную для конвергентных границ плит (Петрология..., 1987). Начало раннего орогенного этапа относится к моменту около 1.89–1.88 млрд. лет назад, когда седиментационная впадина закрылась, а выполнявшие ее отложения были смяты в крутые изоклинальные складки и пронизаны интрузиями.

Возраст Приозерской интрузии 1875.8 ± 5.5 млн. лет в пределах погрешности U-Pb метода близок к возрасту наиболее древних интрузивов из других районов Приладожья. К таким интрузиям можно отнести: Куркиекский массив $1881 \pm 9/-5$ млн. лет, Лауватсарский массив 1879 ± 3 млн. лет (Ляхденпохская зона Южного домена, Балтыбаев и др., 2004); Кааламский массив 1885 ± 5 (Северный домен, Ivanikov et al., 1998), массив Алатту 1885 ± 3 (Северный домен, Шульдинер и др., 2000). Из этого следует, что и для супракрустальных отложений калиевой Приозерской зоны можно в качестве верхнего возрастного репера осадконакопления принимать значение 1.88 млрд. лет, как и для пород остальной части свекофеннского разреза (плагингнейсов Ляхденпохской зо-

ны, слабометаморфизованных пород ладожской серии Северного домена).

Данные о примерно одинаковой верхней возрастной границе для осадков разных геохимических зон позволяют думать, что различия в вещественном составе метаморфизованных толщ Ляхденпохской и Приозерской зон могут рассматриваться как результат унаследования состава палеосубстрата при его дезинтеграции. В целом выявленная зональность в свекофеннидах может трактоваться как смена структур: край континента – шельф – глубоководная впадина окраинного моря с турбидитовой и удаленной зонами.

Изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокоглиноземистых гнейсов Приозерской зоны Приладожья как 1880.1 ± 7.7 млн. лет. Время ультраметаморфизма гнейсов этой зоны по датированию лейкосомы определяется как 1873–1871 млн. лет (Балтыбаев и др., 2002). Для гранулитов Ляхденпохской зоны получены U-Pb датировки, которые позволяют ограничить время кульминации метаморфизма рамками 1880–1870 млн. лет (Глебовицкий и др., 2002). Следует добавить, что условия гранулитовой фации метаморфизма как в Приладожье, так и в Финляндии связывались с моментом формирования эндербитов (Korsman et al., 1988; Балтыбаев и др., 2000). Основанием для такого вывода служил тесный парагенезис (пространственное сонахождение) эндербитов и гиперстенсодержащих метаморфических пород. Для эндербитов Приладожья были получены практически полностью совпадающие с возрастом силлиманита U-Pb датировки: $1881.4 \pm 9.3/-5.3$ млн. лет (Балтыбаев и др., 2004). Многочисленные интрузии эндербитов на территории Финляндии датируются U-Pb методом в 1885 ± 5 млн. лет (Korsman et al., 1988). Приведенные данные позволяют заключить, что время кульминации метаморфизма (1.88 млрд. лет) в высокотемпературном ядре метаморфического комплекса Приладожья надежно определяется как по сопряженному с гранулитовой фацией эндербитовому магматизму, так и непосредственным датированием метаморфогенного минерала пиковой стадии.

Таким образом, время проявления метаморфизма и P-T режим образования гранулитовых парагенезисов в двух геохимических зонах Приладожья совпадает. В этом отношении K-Na- геохимические зоны свекофеннид Приладожья не являются полными аналогами K- и Na-геохимических провинций финских свекофеннид. Зональный метаморфизм связан с появлением положительных термических аномалий в коре. Термические аномалии в пределах свекофеннид проявились двумя импульсами. Ранний (1.88–1.87 млрд. лет назад) импульс вызвал метаморфические преобразования гранулитовой фации свекофеннского флиша в районе Киурувеси в Финляндии и Сев.-Зап. Прила-

дожде. С поздним импульсом (1.82–1.81 млрд. лет назад) связано образование гранулитовых комплексов районов Уусима, Сулкава, Турку в Ю. Финляндии, Берслаген в Швеции (Vaisanen et al., 2002). Такое распределение зон высокого метаморфизма позволяет полагать, что по мере роста свекофеннской коры происходит смещение высокотемпературных очагов от границы архейского кратона вглубь свекофеннид.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Время накопления свекофенских супракrustальных образований Приладожья оценивается по возрасту вулканитов лахденпохской серии как 1883.8 ± 4.7 млн. лет. Формационный состав и возраст приладожских свекофеннид совпадает с возрастом и составом островодужного комплекса пояса Тампере Финляндии.

Время метаморфизма вулканитов установлено по U-Pb датированию метаморфогенного монацита как 1871.3 ± 1.9 млн. лет. Эта оценка совпадает со временем метаморфизма и интенсивного ультраметаморфизма приладожских гнейсов, оцениваемым как 1880–1870 млн. лет. Изотопное исследование силлиманита позволяет определить время пика метаморфизма (гранулитовая фация) для высокоглиноземистых гнейсов юга Приладожья как 1880.1 ± 7.7 млн. лет. Эти данные хорошо соответствуют времени кульминации метаморфизма и ультраметаморфизма гранулитовой зоны, оцениваемого как 1880–1870 млн. лет по акцессорным монацитам и цирконам.

При удалении от архейского Карельского кратона в составе свекофеннид Приладожья выделяются две зоны: натровая (плаггиогнейсов, плаггиомигматитов, гранитов тоналит-грондьемитового ряда) и калиевая (глиноземистых гнейсов, калиевых мигматитов и гранитов). Установлена синхронность пикового метаморфизма в двух геохимических зонах и близость P-T режимов образования гранулитовых парагенезисов в них. В этом отношении K-Na геохимические зоны свекофеннид Приладожья не являются полными аналогами K-Na геохимических провинций финских свекофеннид. Разное время проявления метаморфизма в вещественно близких зонах: Южнофинляндской зоне калиевых гранитов и мигматитов и калиевой в Приладожье, свидетельствуют об автономном характере эндогенной активности в них.

Минимальный возрастной предел для метатурбидитов разных зон Приладожья определяется возрастом наиболее древних прорывающих их интрузивных пород как 1.89–1.88 млрд. лет.

Авторы признательны А.Ф. Макееву, С.З. Яковлевой, Н.Г. Бережной, О.Л. Галанкиной за помощь, оказанную при аналитических исследованиях цирконов и монацитов, а также В.А. Глебовицкому за ценные замечания, высказанные при рецензировании данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-65343, 03-05-64779) и гранта “Ведущие научные школы” НШ-615.2003.05.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балтыбаев Ш.К.* Метаморфический комплекс Приладожья: петрология, флюидный режим. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1998. 29 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофенского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченко О.А. и др.* О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
- Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Бережная Н.Г. и др.* Время и длительность свекофенской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. № 4. С. 373–392.
- Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
- Глебовицкий В.А.* Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–37.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А. и др.* Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А. и др.* Время, длительность и P-T-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронометрии) // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
- Казakov А.Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.
- Кицул В.И.* Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Конопелько Д.Л.* Посторогенные интрузии Северо-Западного Приладожья со специальным рассмотрением апатитоносных калиевых ультрамафитов. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ., 1997. 16 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 205 с.
- Материалы к стратиграфическому словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1982. 136 с.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.
- Нагайцев Ю.В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.

- Предовский А.А., Петров В.П., Беллев О.А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.
- Саранчина Г.М.* Гранитонидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 1972. 128 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П.* Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 152 с.
- Шульдинер В.И.* Геологическое картирование высокометаморфизованных комплексов докембрия на петроформационной основе // *Отечеств. геол.* 1992. № 12. С. 26–36.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В.* Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // *Вест. СПб ун-та.* 1997а. Сер. 7. Вып. 3. С. 63–70.
- Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В.* Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // *Петрология.* 1997б. Т. 5. № 3. С. 253–277.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К.* Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. и др.* Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // *Регион. геол. и металлогения.* 1995. № 4. С. 52–62.
- Шульдинер В.И., Левченко О.А., Яковлева С.З. и др.* Верхний карелид в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2000. Т. 8. № 6. С. 20–33.
- DeWolf C.P., Zeissler C.J., Holliday A.N. et al.* The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. № 1. P. 129–134.
- Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.S.* Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. № 1. P. 109–130.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 295–309.
- Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raaheladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. № 373. 137 p.
- Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precamb. Res.* 1987. V. 35. № 1. P. 15–25.
- Hietanen A.* Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // *J. Res. US Geol. Surv.* 1975. № 3. P. 631–645.
- Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1986. № 337. 52 p.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S.* The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // *Terra Nova.* 1991. V. 3. № 2. P. 175–179.
- Ivanikov V.V., Bogachev V.A., Levchenkov O.A., Konopelko D.L.* U-Pb zircon ages, geochemistry and metallogeny of Early Proterozoic gabbro-diorite intrusions in the North Ladoga Lake region, South Karelia // *Svecolapko Europrobe Project Workshop. Abstract vol. Repino, Russia.* 1998. P. 26.
- Kahkonen Y., Huhma H., Aro K.* U-Pb zircon ages and Rb-Sr whole-rock isotope studies of early Proterozoic volcanic and plutonic rocks near Tampere, southern Finland // *Precamb. Res.* 1989. V. 45. № 1–3. P. 27–43.
- Koistinen T.J.* Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outocumpu, Finland // *Transect. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1981. V. 72. P. 115–181.
- Kontinen A.* An early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Precamb. Res.* 1987. V. 35. P. 313–341.
- Konopelko D., Eklund O.* Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga lake region, Russian Karelia // *Precamb. Res.* 2003. V. 120. C. 37–53.
- Korsman K., Koistinen T., Kohonen J. et al.* The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // *Internat. Geol. Rev.* 1998. № 41. P. 287–333.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.
- Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data // *US Geol. Surv. Open-File.* 1987. Rep. 88–542. 40 p.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/EX version 1.00. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 1998. № 1. P. 1–43.
- Nironen M.* The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precamb. Res.* 1997. V. 86. № 1–2. P. 21–44.
- Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.* Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // *J. Petrology.* 1996. V. 37. № 6. P. 1359–1383.
- Simonen A.* The Precambrian in Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1980. № 304. 58 p.
- Vaisanen M., Manttari I., Holta P.* Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology // *Precamb. Res.* 2002. V. 116. P. 111–127.
- Vaasjoki M., Ramo O.T.* New zircon age determinations from the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland // *Geol. Surv. Finland Spec. Paper.* 1989. № 8. 132 p.

Рецензенты *Е.В. Бибикова,
В.А. Глебовицкий, М.А. Семихатов*