DOI:
УДК

Оригинальная статья

Многостадийность образования апатита в раннепротерозойских метагабброидах массива Велимяки (Северное Приладожье)

Р.Л. Анисимов[1,*], Ш.К. Балтыбаев[1,2], И.М. Васильева[1], Н.Г. Ризванова[1], О.Л. Галанкина[1], В.М. Саватенков[1,2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт Петербург, Российская Федерация
[2]Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле, Санкт Петербург, Российская Федерация
**E-mail: romjulleoanis@mail.ru*

Аннотация. Велимякская интрузия раннепротерозойских габброидов Северного Приладожья сформировалась в два эпизода внедрения магмы основного состава. Породы первой и второй фаз внедрения содержат апатит, который образует рудные скопления совместно с магнетитом и ильменитом в пироксенитах и монцогаббро первой фазы или вне связи с ними в монцодиоритах и монцонитах второй фазы. Моделирование магматического минералообразования позволяет сделать вывод о происхождении пород первой и второй фазы из единого исходного расплава в результате фракционной кристаллизации. Результаты моделирования метаморфизма хорошо согласуются с присутствием в породах двух этапов метаморфического преобразования: более раннего низкотемпературного (замещение клинопироксена актинолитом) и более позднего среднетемпературного (каймы зеленой роговой обманки). Изучение апатита в породах второй фазы внедрения (монцодиоритах и монцонитах) показывает, что U–Pb система апатита в этих породах демонстрирует стадии постмагматического минералообразования при региональном метаморфизме 1,80–1,81 млрд лет назад. Значения возрастов и генезис апатита согласуются с его кристалломорфологическими особенностями и парагенетическими соотношениями с титанитом, актинолитом, зеленой роговой обманкой, кислым плагиоклазом и кварцем, образующимися при региональном метаморфизме. Sm–Nd изотопный анализ роговых обманок и титанита из вмещающих массив амфиболитов также свидетельствует о проявлении регионального метаморфизма около 1,84–1,80 млрд лет назад.

Ключевые слова: апатит, габброиды, метаморфизм, Северное Приладожье, Pb-Pb система, датирование

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания, тема НИР ИГГД РАН № FMUW-2026-0006.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Вклад авторов в публикацию. АРЛ (55 %) — отбор образцов, петрографическое описание пород, моделирование магматического и метаморфического минералообразования, работа над текстом статьи; БШК (15 %) — общее руководство, работа над текстом статьи; ВИМ-, РНГ (10 %) — изотопно-геохронологические исследования (Pb-Pb, U-Pb датирование апатита); ГОЛ (10 %) — проведение рентгеноспектрального микроанализа; СВМ (10 %) — изотопно-геохронологические исследования (Sm-Nd датирование).

Благодарность. Авторы благодарят рецензентов Гирниса А.В. (ИГЕМ РАН) и Каулину Т.В. (КНЦ РАН), а также научного редактора статьи за ценные замечания, способствовавшие улучшению настоящей работы.

Ссылка для цитирования: Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Галанкина О.Л., Саватенков В.М. Многостадийность образования апатита в раннепротерозойских метагабброидах массива Велимяки (Северное Приладожье). *Геохимия / Geochemistry International*. 2026. Т. 71. № 2. С. 41–62. https://doi.org/

© Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Галанкина О.Л., Саватенков В.М., 2026
© Anisimov R.L., Baltybaev Sh.K., Vasilyeva I.M., Rizvanova N.G., Galankina O.L., Savatenkov V.M., 2026

DOI: Original Article

Multi-Stage Formation of Apatite in Early Proterozoic Metagabbrodies of the Velimyaki Massif (the Northern Ladoga Area)

R.L. Anisimov[1,*], Sh. K. Baltybaevв[1,2], I.M. Vasilyeva[1], N.G. Rizvanova[1], O.L. Galankina[1], V.M. Savatenkovв[1,2]

[1]Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St Petersburg, nab. Makarova 2, Russian Federation
[2]Saint-Petersburg State University — Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Universitetskaya emb., 7, Russian Federation
**E-mail: romjulleoanis@mail.ru*

Abstract. The Velimyaki massif of Early Proterozoic gabbroids of the Northern Ladoga region was formed in two episodes of basic magma intrusion. The rocks of the first and second phases of intrusion contain apatite, which forms ore clusters together with magnetite and ilmenite in pyroxenites and monzogabbros of the first phase or independently of them in monzodiorites and monzonites of the second phase. Modeling of magmatic mineral formation suggests that the rocks of phases I and II originated from a single parent melt through fractional crystallization. The results of metamorphic modeling are consistent with the presence of two stages of metamorphic alteration of the rocks: an earlier low-temperature stage (replacement of clinopyroxene by actinolite) and a later intermediate-temperature stage (grow of the green hornblende rims). Further study of apatite in the rocks of the second phase of intrusion (monzodiorites and monzonites) shows that the U–Pb system of apatite in these rocks behaves similarly and demonstrates stages of postmagmatic mineral formation during regional metamorphism 1,80–1,81 Ga. The ages and genesis of apatite are consistent with its crystallomorphological features and paragenetic relationships with titanite, actinolite, green hornblende, acid plagioclase and quartz, which formed during regional metamorphism. Sm–Nd isotope analysis of hornblende and titanite from the host amphibolites also indicates the manifestation of regional metamorphism about 1,84–1,80 Ga ago.

Keywords: Apatite, gabbroids, metamorphism, Northern Ladoga area, Pb–Pb system, dating

Funding. Работа выполнена в рамках Госзадания, тема НИР ИГГД РАН № FMUW-2026-0006.

Conflict of interests. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Authors contribution. ARL (55 %) — sample collection, petrographic description of rocks, modeling of igneous and metamorphic mineral formation, and manuscript preparation; BShK (15 %) — general supervision, manuscript preparation; VIM and RNG (10 %) — isotope-geochronological studies (Pb–Pb, U–Pb dating of apatite); GOL (10 %) — X-ray spectral microanalysis; SVM (10%) — isotope-geochronological studies (Sm–Nd dating).

Acknowledgements. Авторы благодарят рецензентов Гирниса А.В. (ИГЕМ РАН) и Каулину Т.В. (КНЦ РАН) а также научного редактора статьи за ценные замечания, способствовавшие улучшению настоящей работы.

For Citation: Anisimov R.L., Baltybaev Sh.K., Vasilyeva I.M., Rizvanova N.G., Galankina O.L., Savatenkov V.M. Multi-stage formation of apatite in Early proterozoic metagabbrodies of the Velimyaki massif (the Northern Ladoga area). *Geokhimiya / Geochemistry International.* 2026;71(2):41–62. (In Russ.) https://doi.org

ВВЕДЕНИЕ

Апатит $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ в магматических породах основного состава (базальтах, габбро и др.) может кристаллизоваться на разных стадиях минералообразования в зависимости от конкретных геологических условий и смены термодинамических режимов (Piccoli, Candela, 2002; Webster, Piccoli, 2015; Harlov, 2015 и др.) Благодаря этому апатит выступает не только как индикатор геохимического режима

минералообразования, но и как геохронометр, фиксирующий этапы или стадии кристаллизации, или перекристаллизации вмещающей породы (Kirkland et al., 2018). U–Pb система апатита в магматических породах основного состава используется для датирования (Marfin et al., 2021), но имеет ограничения, связанные с его химической устойчивостью, содержанием урана и свинца, а также влиянием постмагматических процессов.

Апатит может кристаллизоваться одним из первых акцессорных минералов на ранних этапах дифференциации магмы, вместе с хромитом, магнетитом и оливином. В базитовых расплавах он появляется при относительно высоких температурах (1000–1100 °C, Kieffer et al., 2024).

Отмечается, что растворимость апатита в расплаве возрастает с уменьшением кремнекислотности расплава (Watson, 1979). Вероятно, что разная степень растворимости апатита проявляется в неодинаковом количестве этого минерала в дифференцированных магматических породах. В расслоенных интрузивах, например, в габброноритовых комплексах, кумулусный апатит обогащает верхние части интрузий, формируя апатит-магнетитовые руды (Kärkkäinen, Appelqvist, 1999; Kieffer et al., 2024), в то время как интеркумулусный апатит иногда может встречаться в нижних зонах совместно с Fe-Ti-V, Cu-Ni-PGE и Cr оруденением (Boudreau et al., 1986; Kieffer et al., 2024).

В габброидных породах апатит чаще выделяется вместе с магматическим плагиоклазом и клинопироксеном, температура кристаллизации которых не ниже 800–1000 °C (Boudreau et al., 1986; Kieffer et al., 2024). Он в таких случаях встречается в виде мелких включений в основных силикатах или в межзерновом пространстве. Но нередко апатит образуется на поздней магматической стадии, переходящей в гидротермально-метасоматическую стадию минералообразования, когда в остаточных флюидах может увеличиваться концентрация летучих (F, Cl, P и т.п.), что способствует образованию крупных зерен апатита, нередко в жильной форме (Boudreau et al., 1986; Harlov, 2015). Особое место занимает апатит в карбонатитовых комплексах, связанных с щелочно-ультраосновными магмами, в которых апатит может быть главным рудным минералом, как, например, в Хибинском массиве (Kogarko, 2018).

Таким образом, апатит в магматических породах образуется на стадии магматической кристаллизации, но также его скопления могут быть связаны с поздне- и постмагматическими и гидротермально-метасоматическим процессами.

Объектом настоящего исследования является клинопироксенит-монцодиорит-монцонитовый массив Велимяки, расположенный на территории Северного Приладожья. Формирование этого массива, судя по его возрасту (1891 ± 4,9 млн лет (Богачев и др., 1999) или 1894 ± 6 млн лет (Алексеев, Котова, 2010)), происходило в раннюю стадию свекофеннского аккреционного орогенеза. В отличие от других интрузивных пород Северного Приладожья того же возраста, этот массив отличает субщелочной эволюционный тренд, что на минеральном уровне выражается в повышенном содержании биотита и, в некоторых породах, калиевого полевого шпата. Помимо этого, массив отличается повышенным содержанием фосфора, накапливающегося в апатите, содержание которого в некоторых породах достигает 4 мас. % (Алексеев, 2008). Массив с XIX века привлекал внимание геологов своим титаномагнетитовым оруденением, позднее, в метасоматитах, приуроченных к клинопироксенитовым телам, было обнаружено золото (Алексеев, 2008). Выяснение причин отличия массива Велимяки от других интрузий основного состава, субсинхронных с ним, в том числе наличия в нем повышенного содержания апатита, может быть полезно для более глубокого понимания геологической истории данного региона.

В метаморфизованных габброидах массива Велимяки апатит нами изучался ранее в породах первой фазы внедрения (Балтыбаев и др., 2024). Изучение U–Pb систематики апатита выявило этап перекристаллизации этого минерала 1790 ± 5 млн лет назад, что сильно моложе возраста интрузии, оцененного U–Pb методом по циркону как 1894 ± 6 млн лет (Алексеев, 2008; Алексеев, Котова, 2010). Этот более молодой возраст апатита был нами связан с воздействием регионального метаморфизма на породы массива Велимяки. Такое предположение подтверждалось фактом приуроченности его зерен к скоплениям роговой обманки и биотита, происхождение которых связано с метаморфическими процессами, затронувшими массив. Перекристаллизация апатита привела также к появлению в непосредственном окружении апатита зерен алланита, который возникает в ходе экссолюции (например, Harlov, 2015).

В дальнейшем детальные петрографические и минералогические исследования показали, что повышенные концентрации апатита в массиве Велимяки наблюдаются не только в породах первой фазы, но и в относительно кислых разностях — монцодиоритах и монцонитах второй фазы внедрения. К тому же в этих более дифференцированных породах не исключались апатиты разных стадий кристаллизации, возможно магматической и метаморфической. С учетом этих данных были проведены сравнительные минералогические и изотопно-геохимические исследования разных кристалломорфологических зерен апатита из второй фазы внедрения, результаты которых излагаются ниже.

В дополнение к исследованиям U–Pb систематики апатитов пород второй фазы было проведено Sm–Nd изучение изотопной системы амфиболов и титанита из амфиболитов пород рамы, испытавших метаморфические преобразования совместно с породами массива в палеопротерозое.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ пород выполнен в лаборатории Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 (Швейцария). Пробы в виде таблеток получают путем смешивания 1:9 материала пробы с метаборатом и тетраборатом лития (в равных долях) и плавления в золотоплатиновых тиглях. Определяемые концентрации оксидов от 0,01 до 0,05 мас. % в зависимости от измеряемого компонента.

Исследования состава минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA, оснащенном энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Использовался набор стандартных образцов из простых соединений и чистых металлов и применялись следующие условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF из программного обеспечения прибора.

Изотопный U–Pb анализ минералов выполнен в ИГГД РАН. Навески проб апатита (5–10 мг), отобранные под бинокуляром и затем отмытые в ультразвуковой ванне в H_2O, очищенной в системе Barnstead, растворялись в 1N HCl кислоте при комнатной температуре в течение суток. Концентрат плагиоклаза был выделен в тяжелых жидкостях с последующим отбором монофракции плагиоклаза под бинокуляром. После отбора проба плагиоклаза была растерта в пудру. Растертый плагиоклаз сначала был выщелочен в 0,5N HF 0,5 часа при комнатной температуре, затем в концентрированной (16N) HNO_3 4 часа при температуре 70 °C. После этого проба оставлена в кислоте на 12 часов при комнатной температуре и, после удаления раствора, по такой же схеме обработана концентрированной (12N) HCl. Выщелачивание плагиоклаза производилось для удаления возможного радиогенного Pb, который мог накопиться из примесных включений минералов, содержащих U, а также из окислов железа (на которых может адсорбироваться U). Остаток после выщелачивания разлагался смесью концентрированных кислот HF и HNO_3.

Полученные при разложении минералов растворы делились на две аликвоты для определения: 1) содержаний U и Pb; 2) изотопного состава Pb. Определение концентраций U и Pb проводилось методом изотопного разбавле ния с использованием смешанного индикатора $^{235}U + {}^{208}Pb$. Свинец выделялся на анионообменной смоле Bio-Rad® в бромидной форме по методике Мане (Manhes et al., 1978), а уран — на экстракционной смоле UTEVA SPEC в азотнокислой форме. Измерение изотопного состава свинца и содержаний Pb и U проведено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Уровень лабораторных загрязнений при выделении Pb и U, определявшийся холостыми опытами, не превышал 0,05 и 0,005 нг соответственно. Измеренные изотопные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного определения изотопного состава Pb в стандарте SRM-982 и равный 0,13 % на единицу массы. Обработка первичных изотопных данных и вычисление параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003). Все величины погрешностей, приведенные в таблицах и используемые в расчетах, соответствуют 2σ.

Sm–Nd изотопный анализ монофракций амфибола, титанита, апатита начинали с обработки в 2,2 N растворе HCl в течение 60 минут для удаления поверхностных загрязнений и гипергенных изменений, затем разлагались в смеси HF: HNO_3: $HClO_4$ в пропорции 5:1:1 при 120 °C в течение 24 часов. Перед разложением к пробам добавлялся смешанный трассер $^{149}Sm–^{150}Nd$. После выпаривания пробы обрабатывались смесью HCl: HNO_3 в течение 24 часов с целью удаления фторидов. После этого пробы повторно выпаривались и переводились в солянокислую форму. Последующее выделение Sm и Nd проводилось на ионообменной смоле Ln-Resin (Eichrom®) согласно методике (Mikova, Denkova, 2007).

Определение изотопного состава Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI. При этом определение концентраций Sm и Nd и отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ проводилось методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 составляла ± 0,5 %. Концентрации этих элементов в холостом опыте составили 0,3 нг для Sm и 0,5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): Sm = 6,47 мкг/г, Nd = 28,13 мкг/г, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1380$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512642 \pm 14$. За период измерений величина $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте JNdi-1 составила 0,512098 ± ± 8 (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1 $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512117$ (Tanaka et al., 2000).

Расчет возраста на основе Sm-Nd изотопных данных по породе в целом и минералам проводился в программе R-Isoplot (Vermeesch, 2018). Для расчетов использовались относительные погрешности для отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ — 0,5 % и 0,005 % соответственно.

Термодинамические расчеты минералообразования производились в программе MAGEMin (Mineral Assemblage Gibbs Energy Minimizer) (Riel et al., 2022). В основе данной программы лежит метод поиска минимума энергии Гиббса и определения наиболее устойчивой минеральной ассоциации и расплава для заданного химического состава породы, температуры и давления. Учитываются также фугитивность кислорода, количество воды в системе, возможности ассимиляции и фракционирования расплава. Важным отличием MAGEMin от других подобных программ для построения псевдосечений является возможность вычисления фазовых равновесий не только в метаморфических, но и в магматических системах. При расчетах магматического минералообразования была использована термодинамическая база (Holland et al., 2018) с обновлением (Green et al., 2025). Данная база применима для широкого диапазона составов (от перидотита до гранита), давлений (0,1–7000 МПа), температур (от 650 °С и выше до температуры ликвидуса перидотита) в системе K_2O–Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2–Fe_2O_3–Cr_2O_3. В отличие от других программ (например, Perple_X, Connolly, 1990) рассматриваемая программа специализирована для моделирования магматического процесса и использует наиболее точную (на сегодняшний день) термодинамическую базу данных минералов, которая, в частности, существенно улучшает моделирование кристаллизации амфибола в системе.

Расчет метаморфических преобразований производился с использованием данных базы (Green et al., 2016), которая откалибрована для метабазитов и применима в системе Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2–Fe_2O_3 для давлений не выше 1300 МПа.

Результаты рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) обрабатывались в программе MINAL3 (Доливо-Добровольский, 2025), предназначенной для расчета формул минералов. Обработка анализов амфиболов производилась с помощью программы А. Дж. Локока (Locock, 2014) в соответствии с номенклатурой, рекомендованной Международной минералогической ассоциацией (Hawthorne et al., 2012).

Фотографии шлифов сделаны цифровыми фотокамерами (10–40X), установленными на оптических микроскопах «Полам», «Olympus» и связанными с персональным компьютером.

Всего был произведен изотопный анализ свинца семи монофракций апатита и трех монофракций полевых шпатов (плагиоклаз, калиевый полевой шпат) из пород второй фазы внедрения, а также Sm-Nd анализ валов, двух фракций амфибола и двух фракций титанита из вмещающих амфиболитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Массив Велимяки расположен в Раахе-Ладожской шовной зоне Северного Приладожья (рис. 1), где он прорывает раннепротерозойские толщи сортавальской и ладожской серий (Ладожская..., 2020).

Более подробные сведения о строении и составе массива можно найти в ряде публикаций (Саранчина, 1948; Алексеев, 2008; Алексеев, Котова, 2010; Балтыбаев и др. 2017; 2020; 2024; Ладожская,.., 2020 и др.)

В массиве отмечаются различной степени метаморфизованные пироксениты, монцодиориты, монцониты от практически неизмененных, сохранивших магматическую структуру и минералы, до сильно перекристаллизованных (рис. 2). Первично-магматические минералы в породах могут быть представлены клинопироксеном, бурой роговой обманкой, флогопитом, плагиоклазом, магнетитом. Метаморфические минералы — зеленая роговая обманка, актинолит, биотит, поздний плагиоклаз. Второстепенные минералы представлены апатитом и титанитом.

Породы первой фазы внедрения — пироксениты (Б-22–537–1, Б-22–550, Б-22–551, Б-22–552)

Пироксениты неизмененные или слабоизмененные (Б-22–537–1) (рис. 2а, б) сложены гипидиоморфными кристаллами клинопироксена (50–70 об. %) и ксеноморфными зернами бурой, возможно магматической, роговой обманки (7–40 об. %).

Клинопироксен, по данным РСМА, представлен диопсидом, xMg = 0,87–0,69 (рис. 3а).

Бурая роговая обманка представлена магнезио-гастингситом и титанистым магнезио-гастингситом (рис. 4а). Бурая роговая обманка может также образовывать мелкие ксеноморфные включения в зернах клинопироксена.

В процессе метаморфизма появляются вторичные амфиболы, обычно замещающие клинопироксен. В слабоизмененных разностях (Б-22–550) вокруг кристаллов клинопироксена (около 40 об. %) наблюдаются каймы, сложенные зеленой роговой обманкой. По данным РСМА, зеленая роговая обманка пород первой фазы внедрения представлена гастингситом, калиевым гастингситом и железистой ферри-роговой обманкой (рис. 4а). В более измененных породах (Б-22–552) (рис. 2в, г) наблюдается почти полное замещение зерен клинопироксена, однако форма зерен сохраняется: наблюдаются псевдоморфозы, центральные части которых выполнены актинолитом (до 70 об. %), а каймы — зеленой роговой обманкой (до 20 об. %) (рис. 6в). Также зеленая роговая обманка выполняет

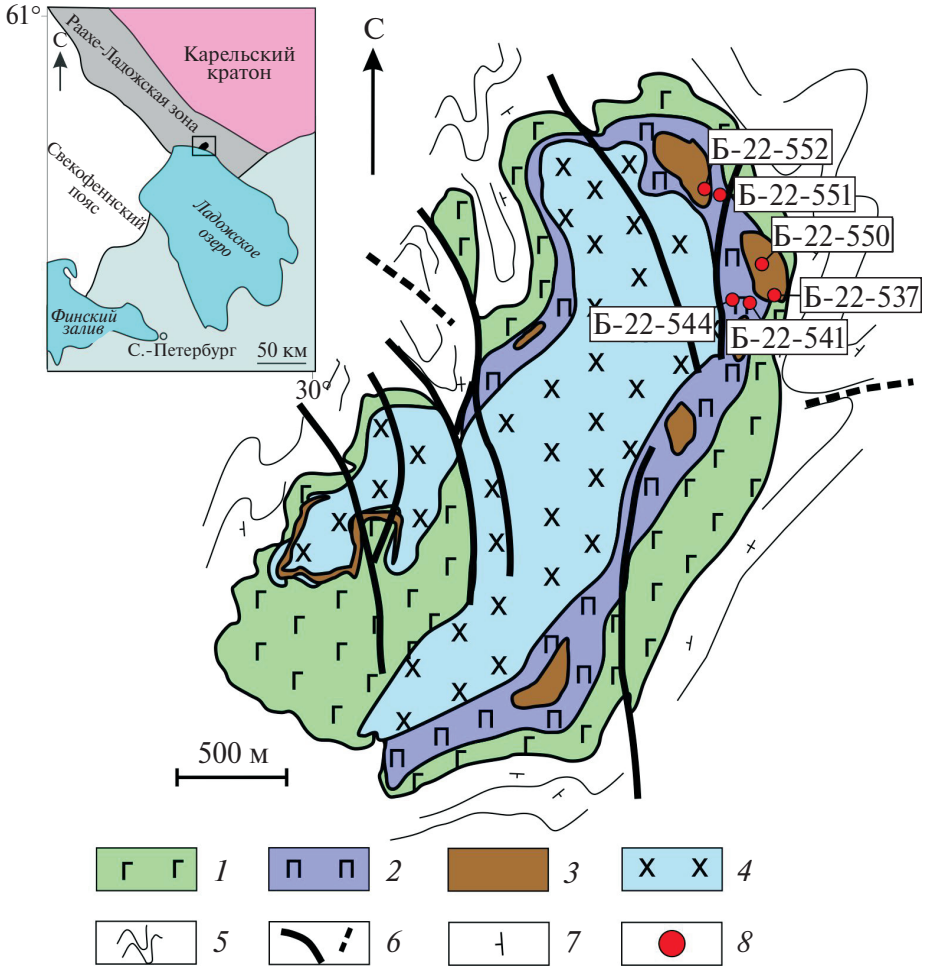


Рис. 1. Тектоническое положение и схематическая геологическая карта массива Велимяки (по Алексеев, 2008 с изменениями): *1* — монцогаббро, монцодиориты второй фазы; *2* — монцогаббро, монцодиориты второй фазы промежуточной зоны; *3* — тела клинопироксенитов и меланократовых монцогаббро первой фазы; *4* — монцодиориты и монцониты второй фазы; *5* — гнейсы и сланцы ладожской серии; *6* — разломы достоверные и предполагаемые; *7* — элементы залегания; *8* — места отбора образцов и их номера. На врезке: местоположение массива Велимяки в геологических структурах юго-восточной части Фенноскандинавского щита (показано прямоугольником)

Рис. 1. Тектоническое положение и схематическая геологическая карта массива Велимяки (по Алексеев, 2008 с изменениями): *1* — монцогаббро, монцодиориты второй фазы; *2* — монцогаббро, монцодиориты второй фазы промежуточной зоны; *3* — тела клинопироксенитов и меланократовых монцогаббро первой фазы; *4* — монцодиориты и монцониты второй фазы; *5* — гнейсы и сланцы ладожской серии; *6* — разломы достоверные и предполагаемые; *7* — элементы залегания; *8* — места отбора образцов и их номера. На врезке: местоположение массива Велимяки в геологических структурах юго-восточной части Фенноскандинавского щита (показано прямоугольником)

пространство между псевдоморфозами. Для амфиболов, слагающих каймы псевдоморфоз, характерна примесь калия (содержание K_2O в среднем 1,5 мас. %). В этих же амфиболах наблюдается постоянная примесь хлора (в среднем 0,28 мас. %).

Совместно с зеленой роговой обманкой в породах появляется бурый биотит (1–20 об. %). По данным РСМА, в породах первой фазы внедрения биотит представлен флогопитом, содержание алюминия в тетраэдрической позиции изменяется слабо: от 1,1 до 1,3 а.ф. (рис. 4б). Характерна примесь титана, его содержание составляет 1,4–2,7 мас. %, также наблюдается незначительная примесь хлора (до 0,29 мас. %).

Магнетит (7–20 об. %) образует изометричные округлые зерна, приуроченные к кристаллам клинопироксена, ильменит формирует каплевидные обособления в зернах магнетита или ламели распада (рис. 6а). Вокруг зерен магнетита и ильменита может наблюдаться тонкая кайма титанита.

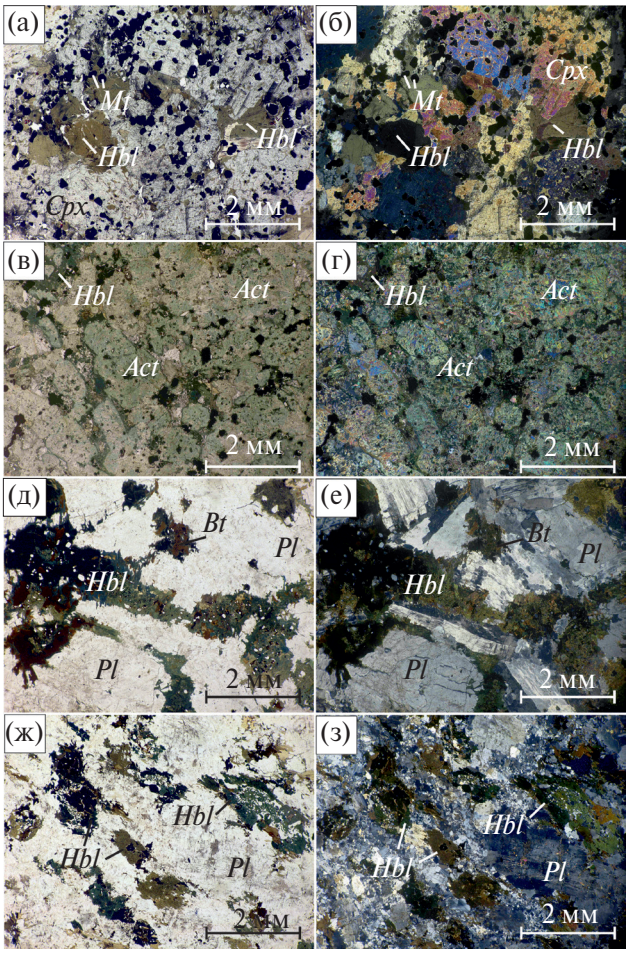


Рис. 2. Фотографии шлифов основных типов пород массива Велимяки. Первая фаза внедрения: (а, б) неизмененный пироксенит (образец Б-22–537–1); (в, г) сильноизмененный пироксенит с сохранившейся магматической структурой (образец Б-22–552). Вторая фаза внедрения: (д, е) монцодиорит (образец Б-22–541–1); (ж, з) монцонит (образец Б-21–478). Изображения сделаны при параллельных (а, в, д, ж,) и скрещенных (б, г, е, з) николях. Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010)

Fig. 2. Фотографии шлифов основных типов пород массива Велимяки. Первая фаза внедрения: (а, б) неизмененный пироксенит (образец Б-22–537–1); (в, г) сильноизмененный пироксенит с сохранившейся магматической структурой (образец Б-22–552). Вторая фаза внедрения: (д, е) монцодиорит (образец Б-22–541–1); (ж, з) монцонит (образец Б-21–478). Изображения сделаны при параллельных (а, в, д, ж,) и скрещенных (б, г, е, з) николях. Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010)

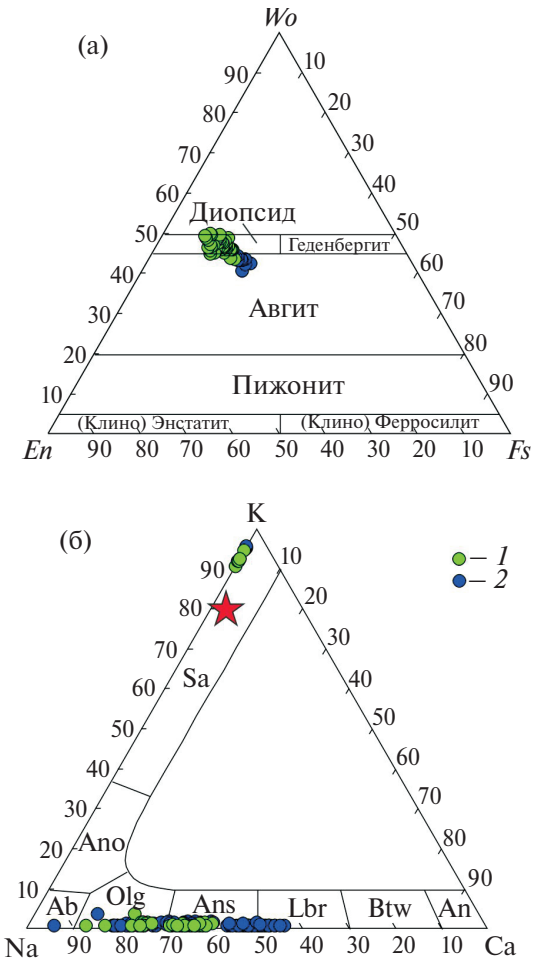


Рис. 3. Составы (а) клинопироксенов и (б) полевых шпатов пород массива Велимяки: *1* — первая фаза внедрения, *2* — вторая фаза. Звездой обозначен интегрированный состав пертитового калиевого полевого шпата из монцогаббро, первая фаза внедрения (Б-22–552–1)

Fig. 3. Составы (а) клинопироксенов и (б) полевых шпатов пород массива Велимяки: *1* — первая фаза внедрения, *2* — вторая фаза. Звездой обозначен интегрированный состав пертитового калиевого полевого шпата из монцогаббро, первая фаза внедрения (Б-22–552–1)

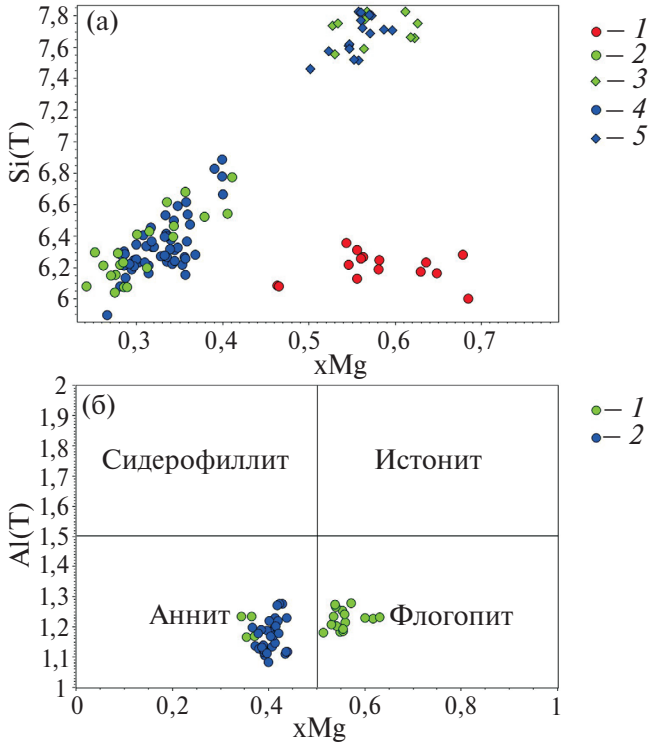


Рис. 4. Составы (а) амфиболов и (б) биотитов пород массива Велимяки: (а) *1* — бурые титанистые амфиболы с повышенной магнезиальностью, предположительно магматические; *2* — зеленые роговые обманки пород первой фазы; *3* — актинолиты пород первой фазы; *4* — зеленые роговые обманки пород второй фазы; *5* — актинолиты пород второй фазы; (б) *1* — биотиты пород первой фазы; *2* — биотиты пород второй фазы

Fig. 4. Составы (а) амфиболов и (б) биотитов пород массива Велимяки: (а) *1* — бурые титанистые амфиболы с повышенной магнезиальностью, предположительно магматические; *2* — зеленые роговые обманки пород первой фазы; *3* — актинолиты пород первой фазы; *4* — зеленые роговые обманки пород второй фазы; *5* — актинолиты пород второй фазы; (б) *1* — биотиты пород первой фазы; *2* — биотиты пород второй фазы

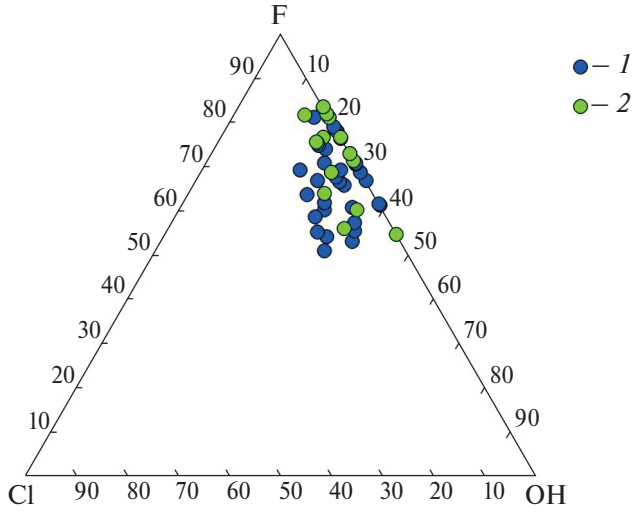


Рис. 5. Содержание летучих компонентов в апатите пород массива Велимяки: *1* — породы первой фазы; *2* — породы второй фазы

Fig. 5. Содержание летучих компонентов в апатите пород массива Велимяки: *1* — породы первой фазы; *2* — породы второй фазы

Апатит образует округлые, реже удлиненно-призматические зерна. По данным РСМА, апатит в породах первой фазы внедрения представлен гидроксил-фторапатитом (рис. 5). По результатам анализов содержит незначительную примесь хлора (до 0,36 мас. %). Апатит обычно приурочен к скоплениям зеленой роговой обманки и биотита. Непосредственно на границе кристаллов апатита, заключенных в биотите, часто наблюдаются выделения титанита, образованные, по всей видимости, за счет реакции апатита с биотитом, в которой титан привносится из биотита, а кальций — из апатита (рис. 6д). Также в непосредственной близости от зерен апатита могут наблюдаться выделения алланита, образовавшиеся, вероятно, в ходе перекристаллизации более раннего апатита, обогащенного РЗЭ.

При увеличении содержания плагиоклаза, а иногда и калиевого полевого шпата (суммарно до 50 об. %), наблюдается переход от пироксенитов к монцогаббро (Б-22–552–1). Состав плагиоклаза в монцогаббро изменяется от андезина до олигоклаза *An* 40–13 (рис. 3б). По всей видимости, наиболее основные плагиоклазы имеют магматическое происхождение, а наиболее кислые образовались в ходе метаморфизма. В монцогаббро также встречен высокотемпературный пертитовый калиевый полевой шпат.

Монцогаббро перекристаллизованные (Б-22–551) не сохраняют ни реликты магматических минералов, ни магматическую структуру. Они сложены крупными ксеноморфными зернами зеленой роговой обманки, иногда в срастании с актинолитом (суммарно около 40 об. %), и бурого биотита (40 об. %). Иногда в таких породах наблюдаются выделения карбоната (до 10 об. %). Отмечаются магнетит (5 об. %) и апатит (1 об. %).

Породы второй фазы внедрения — монцодиориты (Б-22–541, Б-22–544), монцониты (Б-21–478, Б-22–546)

Монцодиориты (рис. 2д, е) сложены плагиоклазом (50–70 об.%), зеленой роговой обманкой и актинолитом (10–20 об. %), биотитом (10–20 об. %).

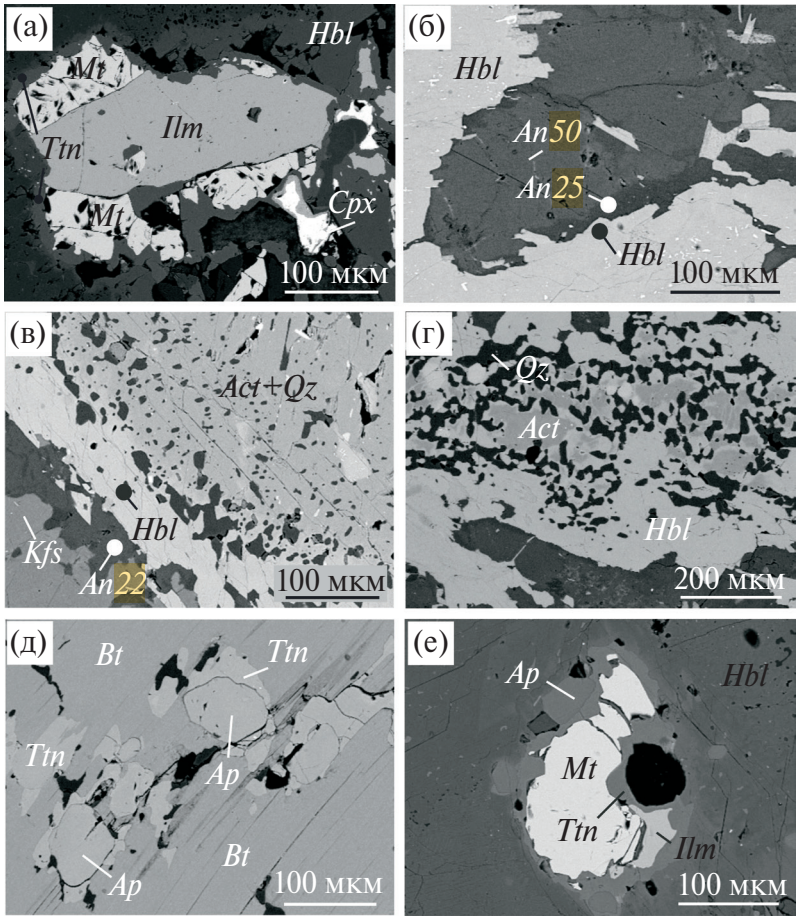


Рис. 6. BSE-изображения минералов массива Велимяки: (а) срастания магнетита с ильменитом и тонкой каймой титанита вокруг них; срастания расположены в кристалле роговой обманки; (б) кристалл магматического плагиоклаза с метаморфической каймой более кислого состава. Кругами обозначены точки анализов плагиоклаза и роговой обманки, для которых оценена температура равновесия — 655 °С (Holland, Blundy, 1994); (в) роговообманково-актинолитовая псевдоморфоза по клинопироксену. Кругами обозначены точки анализов плагиоклаза и роговой обманки, для которых оценена температура равновесия — 665 °С (Holland, Blundy, 1994); (г) кварц-роговообманковая псевдоморфоза по клинопироксену с реликтами актинолита; (д) развитие титанита на контакте апатита и биотита; (е) более поздний титанит и, возможно, поздний апатит вокруг зерен первично-магматического магнетита и ильменита в кристалле роговой обманки

Fig. 6. BSE-изображения минералов массива Велимяки: (а) срастания магнетита с ильменитом и тонкой каймой титанита вокруг них; срастания расположены в кристалле роговой обманки; (б) кристалл магматического плагиоклаза с метаморфической каймой более кислого состава. Кругами обозначены точки анализов плагиоклаза и роговой обманки, для которых оценена температура равновесия — 655 °С (Holland, Blundy, 1994); (в) роговообманково-актинолитовая псевдоморфоза по клинопироксену. Кругами обозначены точки анализов плагиоклаза и роговой обманки, для которых оценена температура равновесия — 665 °С (Holland, Blundy, 1994); (г) кварц-роговообманковая псевдоморфоза по клинопироксену с реликтами актинолита; (д) развитие титанита на контакте апатита и биотита; (е) более поздний титанит и, возможно, поздний апатит вокруг зерен первично-магматического магнетита и ильменита в кристалле роговой обманки

Второстепенные минералы представлены апатитом (5 об. %) и магнетитом (1 об. %).

Плагиоклаз обычно образует крупные удлиненно-призматические кристаллы с тонким двойникованием. Часто в кристаллах наблюдаются сегменты, утратившие двойникование, может отмечаться блоковое погасание. Очень часто по краям кристаллов развивается грануляция и раскисление (рис. 6б). По данным РСМА, плагиоклаз в породах второй фазы внедрения представлен рядом от лабрадора *An* 56 (в центральных частях) до альбита *An* 6 (каймы на контакте с роговой обманкой) (рис. 3б).

Амфиболы в наиболее сохранившихся породах образуют актинолит-роговообманковые псевдоморфозы по клинопироксену, схожие с описанными для пироксенитов. Редко в центральных частях таких псевдоморфоз можно обнаружить реликты клинопироксена. По данным РСМА, клинопироксен в этих породах представлен авгитом, он менее кальциевый и более железистый (xMg = 0,67–0,61), по сравнению с клинопироксеном пироксенитов (xMg = 0,87–0,69) (рис. 3а). Зеленая роговая обманка правильнее не отличается по составу от зеленой роговой обманки пород первой фазы внедрения (рис. 4а). В более измененных породах актинолитовые ядра в псевдоморфозах замещаются симплектитоподобным агрегатом роговой обманки и кварца (рис. 6г). При еще большем изменении, на месте псевдоморфоз наблюдаются срастания гипидиоморфных кристаллов зеленой роговой обманки и биотита, в которых иногда сохраняются остатки амфибол-кварцевых агрегатов.

Биотит встречается в срастании с зеленой роговой обманкой или образует собственные крупные гипидиоморфные или ксеноморфные выделения. По данным РСМА, биотит пород второй фазы внедрения представлен аннитом, он более железистый по сравнению с биотитом первой фазы (рис. 4б).

Апатит, так же как и в пироксенитах, образует округлые или удлиненно-призматические зерна, скопления которых приурочены к зеленой роговой обманке и биотиту. По составу апатит пород второй фазы не отличается от апатита первой фазы (рис. 5).

Монцониты (рис. 2ж, з) отличаются от монцодиоритов большим содержанием плагиоклаза. Среди гранулированных кристаллов плагиоклаза могут наблюдаться мелкие ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата с микроклиновой решеткой. В менее измененных породах, без проявления грануляции зерен, можно наблюдать первичную офитовую структуру — плагиоклаз более идиоморфный по сравнению с клинопироксеном (точнее актинолит-роговообманковых псевдоморфоз по нему). В таких более сохранившихся породах калиевый полевой шпат не наблюдался. Взаимоотношения темноцветных минералов, а также апатита, такие же, как и в монцодиоритах.

U–PB СИСТЕМА АПАТИТА

Полученные данные для различных проб апатита на графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ выявляют значения возраста в диапазоне 1805–1812 млн лет (рис. 7, табл. 1). Несколько большее значение возраста, равное 1812 млн лет, получено по апатиту образца Б22–541, если сравнивать с относительно более молодым значением возраста 1805 млн лет для апатита из образца Б22–544 (рис. 7а, б). Однако эти различия, скорее всего,

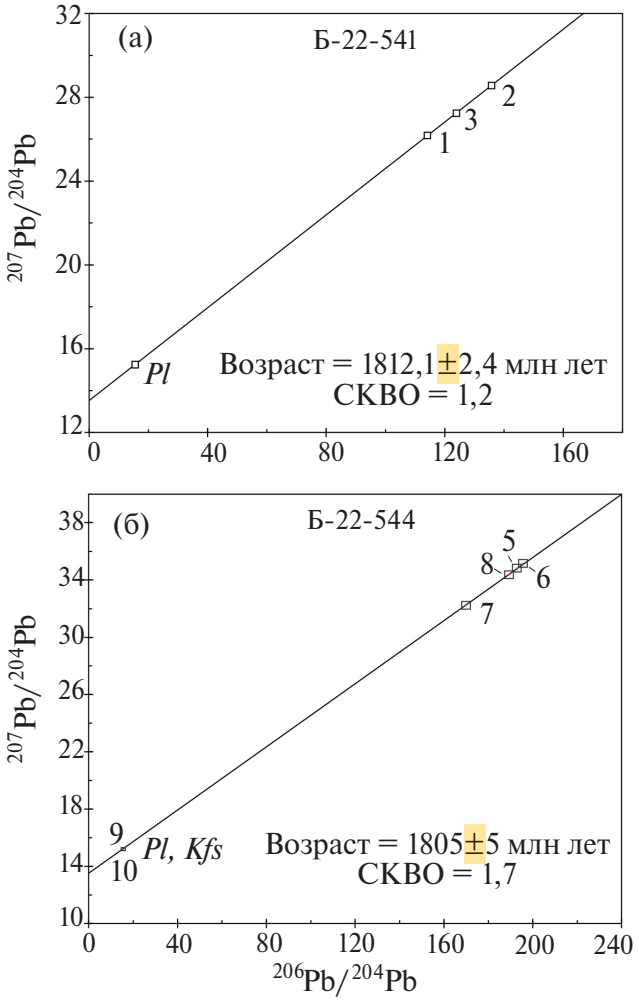


Рис. 7. Pb–Pb изохрона для апатита из пород второй фазы внедрения массива Велимяки:
(а) — образец Б-22–541 (монцодиорит), (б) — образец Б22–544 (монцодиорит)
Fig. 7. Pb–Pb изохрона для апатита из пород второй фазы внедрения массива Велимяки:
(а) — образец Б-22–541 (монцодиорит), (б) — образец Б22–544 (монцодиорит)

не являются значимыми, так как в пределах ошибок полученные результаты совпадают.

Эти значения возрастов достаточно хорошо совпадают с U-Pb возрастами тех же апатитов, в частности для апатита образца Б22–541 получен конкордантный U-Pb возраст 1810 ± 3 млн лет (рис. 8а). При этом фигуративные точки изотопных составов апатита из пробы Б22–544 оказались выше линии конкордии на U-Pb диаграмме (рис. 8б). Обратная дискордантность (когда $t(^{207}Pb^*/^{206}Pb) < t(^{207}Pb^*/^{235}U) < t(^{206}Pb^*/^{238}U)$) характерна для фосфатов, в частности для апатита (Шуколюков и др., 1974). Проведение

Таблица 1. Изотопный состав Pb апатита и полевых шпатов из пород второй фазы внедрения массива Велимяки
Table 1. Изотопный состав Pb апатита и полевых шпатов из пород второй фазы внедрения массива Велимяки

№ п/п	№ пробы/ минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207*}Pb/^{235}U$	$^{206*}Pb/^{235}U$	Rho	Возраст, млн лет		
								$^{206*}Pb/^{235}U$	$^{207*}Pb/^{235}U$	$^{207*}Pb/^{206*}Pb$
1	541-Ap	114,12	26,177	92,158	—	—	—	—	—	—
2	541-Ap	135,72	28,553	104,36	4,947 ± 0,013	0,3241 ± 0,0007	0,865	1809,8 ± 4,1	1810,4 ± 4,8	1811,1 ± 2,4
3	541-Ap	123,91	27,241	97,917	5,133 ± 0,014	0,3364 ± 0,0008	0,840	1869,3 ± 4,3	1841 ± 5,1	1810,4 ± 2,7
4	541-Pl	15,574 (15,524)	15,246 (15,240)	35,155	—	—	—	—	—	—
5	544-Ap	195,61	35,119	117,72	5,125 ± 0,013	0,3365 ± 0,0008	0,916	1869,9 ± 4,2	1840,3 ± 4,6	1807 ± 1,8
6	544-Ap	193,01	34,79	117,33	5,050 ± 0,013	0,3323 ± 0,0008	0,923	1849,3 ± 4,3	1827,7 ± 4,7	1803,2 ± 1,8
7	544-Ap	169,78	32,26	106,83	5,097 ± 0,013	0,3348 ± 0,0008	0,899	1861,5 ± 4,3	1835,6 ± 4,8	1806,5 ± 2,1
8	544-Ap	189,33	34,381	114,66	5,064 ± 0,013	0,3333 ± 0,0008	0,914	1854,2 ± 4,2	1830,2 ± 4,6	1802,9 ± 1,8
9	544-Kfs	15,438 (15,420)	15,207 (15,205)	35,008	—	—	—	—	—	—
10	544-Pl	15,489 (15,432)	15,222 (15,216)	35,07	—	—	—	—	—	—

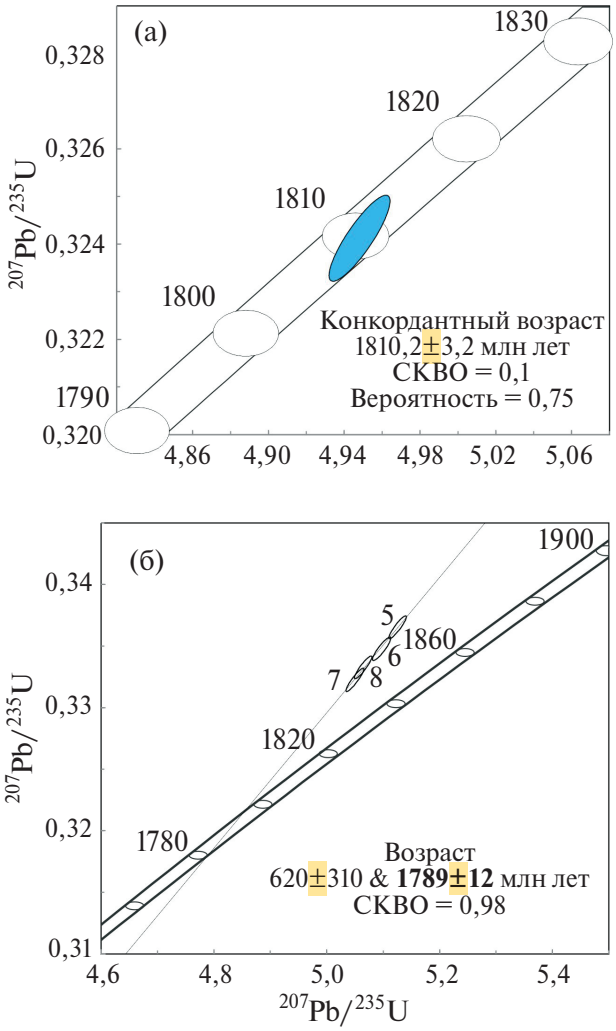


Рис. 8. U–Pb диаграмма для апатита из пород второй фазы внедрения массива Велимяки:
(а) — образец Б-22–541 (монцодиорит), (б) — образец Б22–544 (монцодиорит)
Fig. 8. U–Pb диаграмма для апатита из пород второй фазы внедрения массива Велимяки:
(а) — образец Б-22–541 (монцодиорит), (б) — образец Б22–544 (монцодиорит)

дискордии по этим точкам позволяет по верхнему пересечению ее с линией конкордии оценить возраст апатита в 1789 ± 12 млн лет, что в пределах ошибки совпадает со значением возраста этого апатита, полученного на Pb-Pb диаграмме и с U-Pb возрастом апатита из первой пробы. Большая ошибка определения нижнего пересечения дискордии с конкордией не позволяет узнать время более позднего наложенного события.

Примечания. В таблице приведены изотопные отношения, поправленные на коэффициент фракционирования и на холостой опыт. Содержание Pb в апатите Б22–541 варьирует от 7,91 мкг/г до 9,21 мкг/г, в апатите Б22–544 — от 10,9 мкг/г до 14,1 мкг/г. Содержание U в апатите Б22–541 составляет 11,8–14,7 мкг/г, в апатите Б22–544 – 19,4–25,3 мкг/г. Для полевых шпатов в скобках приведены изотопные значения свинца, поправленные на распад U на 1890 млн лет (следует добавить, что если сделать поправку изотопного состава свинца полевых шпатов на распад U на возраст 1,80 млрд лет, то это не влияет на рассчитанный возраст апатита).

SM–ND СИСТЕМА ТИТАНИТА

Нами были изучены титаниты из пород рамы — амфиболитов сортавальской серии, которые прорываются габброидами массива Велимяки. Образование этих титанитов можно однозначно связать с региональным метаморфизмом, наложенным как на породы рамы, так и массив Велимяки.

Sm–Nd система титанита, а также метаморфогенного амфибола, хотя и с достаточно большой погрешностью, дает оценочные значения времени метаморфизма 1,84–1,82 млрд лет назад (рис. 9, табл. 2). Эти возрастные оценки находятся в согласии с результатами датирования по другим метаморфическим минералам и породам, с применением U–Pb, Rb–Sr изотопных систем (Балтыбаев и др., 2024а).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ И МОДЕЛИРОВАНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Для выявления особенностей магматического минералообразования выполнено моделирование магматической кристаллизации исходного расплава массива Велимяки. Необходимо отметить, что породы первой фазы (клинопироксениты и меланократовые монцогаббро) образуют линзообразные тела, расположенные в пределах промежуточной зоны массива. Эти тела были детально закартированы И. А. Алексеевым (см. рис. 1; Алексеев, 2008), площадь их выходов на современном эрозионном срезе составляет около 10 %. На основании этого был произведен расчет исходного расплава массива. Он рассчитывался следующим образом: а) были усреднены составы пород первой фазы (пироксениты, монцогаббро — 15 анализов), и пород второй фазы (монцодиориты и монцониты — 25 анализов), б) усредненные составы первой и второй фаз смешивались в следующих соотношениях: 10 % к 90 %, 20 % к 80 %, 30 % к 70 % соответственно.

Дальнейшие расчеты производились для этих трех возможных составов исходного расплава.

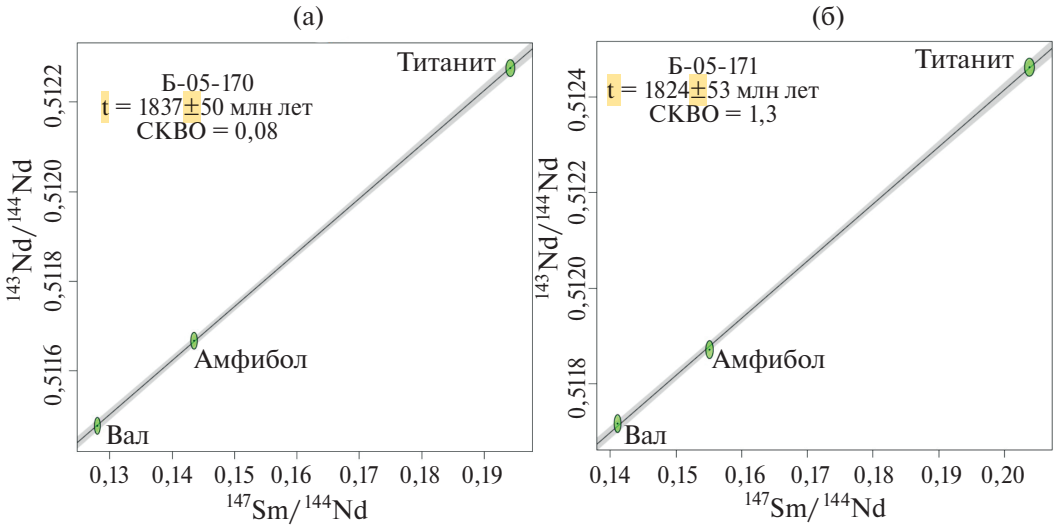


Рис. 9. Sm–Nd изохроны для титанитов из амфиболитов
Fig. 9. Sm–Nd изохроны для титанитов из амфиболитов

Таблица 2. Sm–Nd изотопный состав титанита из амфиболитов
Table 2. Sm–Nd изотопный состав титанита из амфиболит

Номер пробы	Минерал/ порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	+/–2s*
Б-05-170	Титанит	156,50	487,00	0,1942	0,512276	3
	Амфибол	8,24	34,69	0,1435	0,511667	4
	Вал	3,83	18,08	0,1280	0,511477	8
Б-05-171	Титанит	103,70	307,50	0,2038	0,512463	1
	Амфибол	4,34	16,92	0,1551	0,511871	3
	Вал	2,91	12,45	0,1411	0,511716	3

Примечание. * – Погрешности измерения (стандартная ошибка, абсолютное значение) приведены в последнем знаке.
Note. * – Погрешности измерения (стандартная ошибка, абсолютное значение) приведены в последнем знаке.

Вышеприведенные пропорции были определены исходя из соотношения фаз на наблюдаемом (картируемом) современном эрозионном срезе, с учетом того, что на глубине, возможно, пород первой фазы больше, чем на поверхности (20 % и 30 %). Существующие данные не позволяют достоверно определить пропорции пироксенитов и монцогаббро в выходах пород первой фазы и монцодиоритов и монцонитов во второй фазе, поэтому их соотношения при расчете состава исходного расплава не учитывались.

При моделировании давление в камере принималось равным 400 МПа, что отвечает оценкам по минеральным геобарометрам окружающих пород (Балтыбаев и др., 2000).

Содержание воды в расплаве и фугитивность кислорода определялись опытным путем. Так, при содержании воды менее 3 мас. % моделировался ортопироксен, отсутствующий в породах массива. Исходя из этого, тестировалась модель расплава с содержанием воды 3 мас. % (или более).

Фугитивность кислорода задавалась буфером QFM+2, поскольку при более восстановительных условиях наблюдалось подавление кристаллизации магнетита, содержание которого в реальных породах первой фазы превышает 10 об. %.

В ходе моделирования были рассмотрены модели как равновесной, так и фракционной кристаллизации (рис. 10).

Для состава расплава при смешивании 10 % усредненного состава первой фазы и 90 % усредненного состава второй фазы, как в случае равновесной, так и в случае фракционной кристаллизации наблюдается ранняя кристаллизация плагиоклаза, что

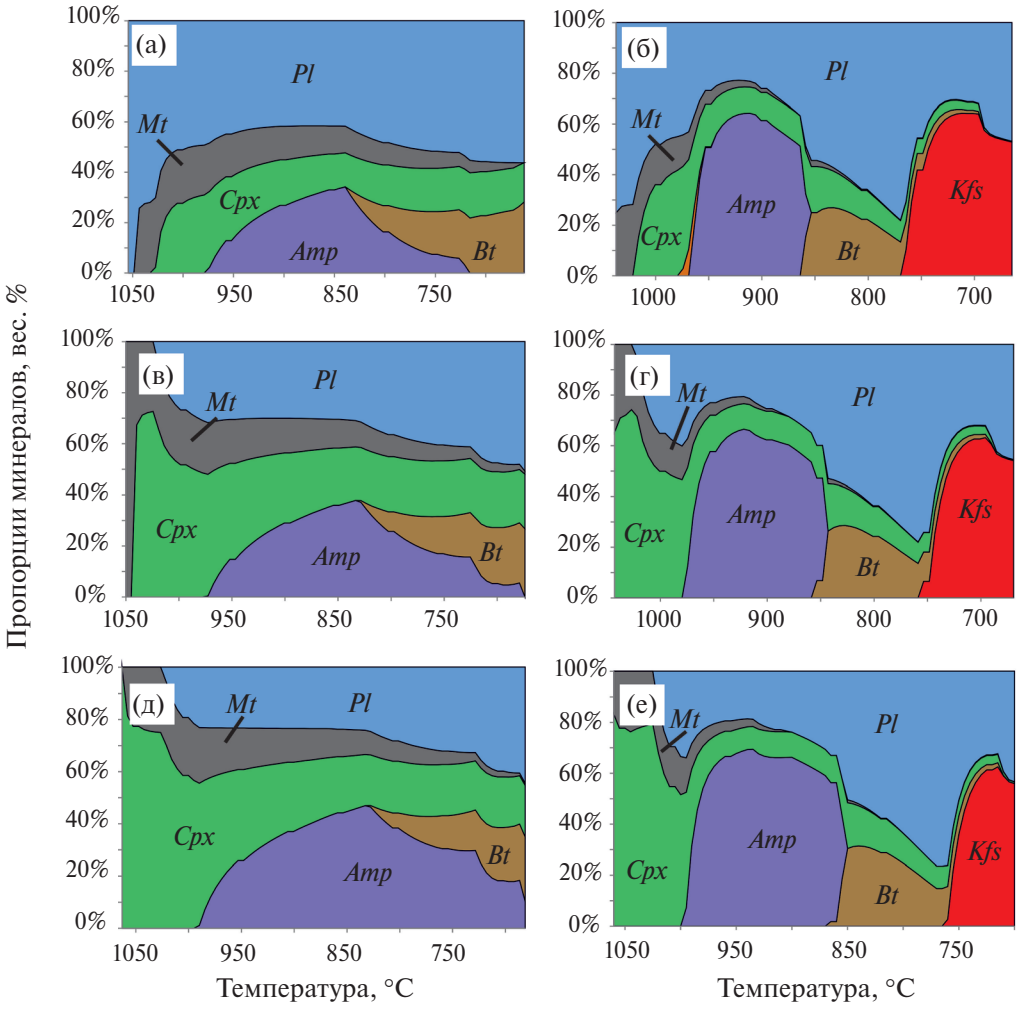


Рис. 10. Равновесная и фракционная кристаллизация модельного исходного расплава. Равновесная кристаллизация — левый столбец, рисунки (а), (в), (д); фракционная — правый столбец, (б), (г), (е). При расчете состава исходного расплава приняты соотношения пород первой фазы и второй фазы: (а), (б) — 10 % и 90 %, (в), (г) — 20 % и 80 %, (д), (е) — 30 % и 70 %, соответственно

Fig. 10. Равновесная и фракционная кристаллизация модельного исходного расплава. Равновесная кристаллизация — левый столбец, рисунки (а), (в), (д); [illegible]кционная — правый столбец, (б), (г), (е). При расчете состава исходного расплава приняты соотношения п[illegible] первой фазы и второй фазы: (а), (б) — 10 % и 90 %, (в), (г) — 20 % и 80 %, (д), (е) — 30 % и 70 %, соответственно

не отвечает реально наблюдаемым минеральным фазам в породах массива (рис. 10а, б).

Из исходного расплава, полученного при смешивании двух фаз в соотношении 20 % и 80 %, а также 30 % и 70 %, получен результат, хорошо отражающий реально наблюдаемую кристаллизационную последовательность: раннюю кристаллизацию клинопироксена и магнетита, позднее сменяющуюся кристаллизацией плагиоклаза и клинопироксена (рис. 10в, г, д, е). При этом, в случае равновесной кристаллизации, магнетит продолжает формироваться и на поздних этапах, тогда как при фракционной кристаллизации его образование приурочено только к раннему этапу (до появления магматического амфибола). Основная кристаллизация магнетита на раннем этапе хорошо соотносится с природными данными: в реальности рудными являются именно пироксениты, а плагиоклазовые породы массива уже не содержат значительных количеств магнетита.

На более позднем этапе при снижении температуры начинается совместная кристаллизация клинопироксена и магматического амфибола, который еще позднее сменяется биотитом и, в случае фракционной кристаллизации, калиевым полевым шпатом.

Таблица 3. Модельные составы исходного расплава массива Велимяки
Table 3. Модельные составы исходного расплава массива Велимяки

Оксид	Av-10 %	Av-20 %	Av-30 %
SiO_2	52,58	51,50	50,45
Al_2O_3	17,75	16,80	15,88
TiO_2	0,94	1,08	1,22
FeO	9,38	10,33	11,26
MgO	3,75	4,57	5,37
MnO	0,17	0,18	0,19
CaO	7,27	7,86	8,44
Na_2O	3,83	3,52	3,23
K_2O	2,92	2,75	2,59
P_2O_5	0,40	0,38	0,36
H_2O	1,01	1,01	1,00
Total	100	100	100

Примечание. состав Av-10 % соответствует смешению 10 % пород первой фазы и 90 % пород второй фазы, Av-20 %, соответственно, 20 % и 80 %, Av-70 % – 30 % и 70 %. Содержания петрогенных оксидов приведены в мас. %.
Note. состав Av-10 % соответствует смешению 10 % пород первой фазы и 90 % пород второй фазы, Av-20 %, соответственно, 20 % и 80 %, Av-70 % – 30 % и 70 %. Содержания петрогенных оксидов приведены в мас. %.

Все эти минералы действительно встречаются в породах массива, и их особенности образования будут обсуждены ниже.

Для моделирования метаморфического минералообразования были построены *PT*-диаграммы для наиболее типичных пород первой и второй фазы (пироксенит, образец Б-22–552, и монцодиорит, образец Б-22–544) (рис. 11). Содержание воды в системе принималось равным 3 мас. %, что позволяло получить модальное содержание минералов, близкое к наблюдаемому.

Фазовая диаграмма, рассчитанная для пироксенита (рис. 11а), хорошо согласуется с реальными метаморфическими минеральными парагенезисами. Так, в высокотемпературной области наблюдается ассоциация клинопироксена и роговой обманки, при уменьшении температуры исчезает клинопироксен, а еще в более низкотемпературной области появляется актинолит. В шлифах наблюдается замещение клинопироксена актинолитом, а затем роговой обманкой, что свидетельствует о смене относительно низкотемпературного этапа метаморфизма более высокотемпературным. Полученные минеральные парагенезисы не сильно зависят от величины давления, только в низкобарической области наблюдается появление незначительных количеств плагиоклаза.

Моделирование метаморфической ассоциации для состава породы второй фазы вызвало

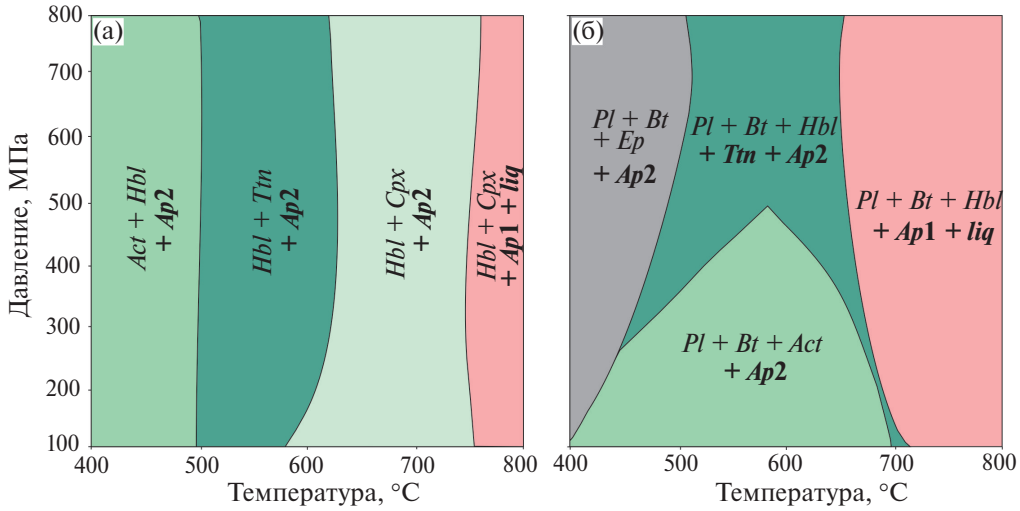


Рис. 11. Расчетные *PT*-диаграммы для (а) пироксенита и (б) монцодиорита, показывающие области существования роговообманковых и актинолитовых минеральных парагенезисов при метаморфизме этих пород. Дополнительно показаны апатит и титанит в этих парагенезисах, появление которых предполагается по петрографическим наблюдениям (рис. 12)
Fig. 11. Расчетные *PT*-диаграммы для (а) пироксенита и (б) монцодиорита, показывающие области существования роговообманковых и актинолитовых минеральных парагенезисов при метаморфизме этих пород. Дополнительно показаны апатит и титанит в этих парагенезисах, появление которых предполагается по петрографическим наблюдениям (рис. 12)

определенные затруднения (рис. 11б). Например, при моделировании наблюдается преобладание биотита над роговой обманкой/актинолитом, тогда как в реальных породах амфиболы преобладают над биотитом. Это объясняется неполным соответствием составов пород базе данных, предназначенной для метабазитов, в частности из-за повышенной щелочности, а также большей кремнекислотности. Тем не менее на *PT*-диаграмме можно выделить более высокотемпературную область существования роговой обманки и более низкотемпературную безамфиболовую область. Поле существования актинолита расположено в среднетемпературной области низких давлений, однако при определенных параметрах фугитивности кислорода оно достигает давления 400 МПа, которое отвечает давлению метаморфического минералообразования как в регионе, так и в породах массива в частности (Балтыбаев и др., 2024).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации и соответствие результатов реальным данным

Моделирование магматической кристаллизации хорошо соотносится с природными данными и подтверждает возможность формирования дифференцированных пород массива из единого расплава: на ранних этапах кристаллизации моделируется бесплагиоклазовая ассоциация *Cpx* + *Mt* (аналог пород первой фазы), которая затем сменяется существенно плагиоклазовыми породами (аналог второй фазы). При этом рудными (магнетитсодержащими являются именно пироксениты, в отличие от плагиоклазовых пород, что хорошо соотносится с моделью фракционной кристаллизации. В случае равновесной кристаллизации образование магнетита происходит непрерывно на всем температурном интервале. Этот факт, а также отсутствие признаков резорбции и замещения ранних магматических минералов поздними (исключая из рассмотрения метаморфический актинолит и зеленые роговые обманки), позволяет отдать предпочтение модели фракционной, а не равновесной кристаллизации. Не противоречит наблюдениям и совместная кристаллизация клинопироксена и магматического амфибола на более позднем этапе, которая еще позднее сменяется парагенезисами биотита и калиевого полевого шпата (рис. 10). Модель фракционной кристаллизации породообразующих минералов хорошо согласуется с природными данными и подтверждает возможность формирования дифференцированных пород массива из единого расплава.

Магматическая роговая обманка, богатая титаном, наблюдается только в пироксенитах, а в породах второй фазы такая роговая обманка не встречена, однако наблюдается зеленая роговая обманка с ламелями распада, представленными ильменитом (рис. 12а). При этом подобная роговая обманка всегда формирует самостоятельные кристаллы и не наблюдается в псевдоморфозах по клинопироксену. Можно предположить формирование этой зеленой роговой обманки за счет более раннего титанистого магматического амфибола с выделением титана в виде ильменитовой фазы. О более позднем этапе перекристаллизации этого амфибола также говорит факт раскисления совместно встречающегося плагиоклаза до *An*22, тогда как в центральной части кристалла его состав более основной, около *An*50 (рис. 12а).

Биотит часто встречается как в пироксенитах первой фазы, так и в породах второй фазы внедрения. Температура его образования, определенная по термометру «Ti в биотите», отвечает метаморфическому этапу (Балтыбаев и др., 2024), однако нетрудно представить образование подобного метаморфического биотита за счет более раннего, магматического.

На завершающем этапе кристаллизации биотит сменяется калиевым полевым шпатом. Природа этого минерала дискуссионна: ряд исследователей предполагают магматическое происхождение (Саранчина, 1948), другие являются сторонниками метасоматического образования (Алексеев, Котова, 2010). Наличие в породах массива высокотемпературного пертитового калиевого полевого шпата (рис. 12б) позволяет предположить его магматическую природу, что согласуется с результатами моделирования: на позднем этапе фракционной кристаллизации биотит сменяется калиевым полевым шпатом даже при достаточно высоком содержании воды в системе

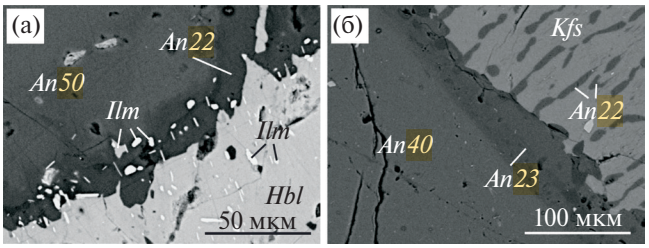


Рис. 12. BSE-изображения зеленой роговой обманки с включениями ильменита (а) и пертитовым калиевым полевым шпатом (б) в породах массива Велимяки. Предполагается, что эти составы и структуры минералов демонстрируют постмагматические изменения минералов, первоначально образованных из расплава

Fig. 12. BSE-изображения зеленой роговой обманки с включениями ильменита (а) и пертитовым калиевым полевым шпатом (б) в породах массива Велимяки. Предполагается, что эти составы и структуры минералов демонстрируют постмагматические изменения минералов, первоначально образованных из расплава

(более 3 мас. %). Это, вероятно, связано с ростом доли калия в остаточном расплаве.

Взаимоотношения апатита с другими минералами

Учитывая наличие в изученных метагабброидах магматических и метаморфических минеральных парагенезисов, следует обратить внимание на то, в каких соотношениях находятся зерна апатита с другими минералами. Замечено, что апатит чаще всего проявлен в срастании с метаморфическими минералами, такими как зеленая роговая обманка и актинолит, биотит, титанит, кварц (рис. 13а–г). Указанные минералы занимают место на *PT*-диаграмме в средне- и низкотемпературной области, и их поле устойчивости не сильно зависит от величины давления (рис. 11а, б).

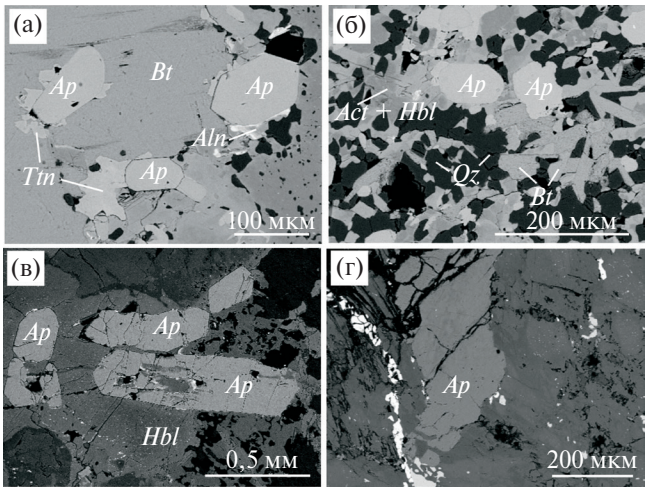


Рис. 13. Фотографии в режиме BSE зерен апатита в породах массива Велимяки. Апатит приурочен к областям развития вторичных (метаморфогенных) минералов: (а) — апатит в биотите в срастании с поздним титанитом (монцодиорит, образец Б-22–544); (б) — в актинолит-роговообманково-кварцевом матриксе из центра псевдоморфозы по клинопироксену (монцодиорит, образец Б-22–544); (в) — зерна апатита в порфирокласте роговой обманки (пироксенит, образец Б-22–550); (г) — деформированное зерно апатита (пироксенит, образец 6v2003)

Fig. 13. Фотографии в режиме BSE зерен апатита в породах массива Велимяки. Апатит приурочен к областям развития вторичных (метаморфогенных) минералов: (а) — апатит в биотите в срастании с поздним титанитом (монцодиорит, образец Б-22–544); (б) — в актинолит-роговообманково-кварцевом матриксе из центра псевдоморфозы по клинопироксену (монцодиорит, образец Б-22–544); (в) — зерна апатита в порфирокласте роговой обманки (пироксенит, образец Б-22–550); (г) — деформированное зерно апатита (пироксенит, образец 6v2003)

Учитывая эти особенности ассоциации апатита с метаморфогенными минералами, а также его Pb-Pb возраст, который оказался значительно моложе возраста интрузии, следует делать вывод об образовании наблюдаемых зерен апатита путем его полной перекристаллизации в ходе наложенного на породы массива метаморфизма. Предполагать такой апатит новообразованным (а не перекристаллизованным за счет существовавших ранее кристаллов этого минерала) также можно, но это более сложная и, следовательно, менее вероятная модель, которая хуже согласуется с наблюдаемыми парагенетическими соотношениями апатита с другими минералами в породе.

Изотопный возраст апатита и титанита

Полученные нами значения Pb-Pb и U-Pb возраста апатита (1,80–1,81 млрд лет) из монцодиоритов второй фазы внедрения массива Велимяки указывают на временной отрыв 60–70 млн лет с момента магматической кристаллизации пород, поскольку возраст интрузии по U-Pb датированию циркона составляет 1,89 млрд лет (Алексеев, 2008; Алексеев, Котова, 2010). Причина такого омоложения возраста апатита видится в высокой чувствительности к наложенным событиям (метаморфизму и гидротермальным процессам) U-Pb систематики этого минерала, что позволяет апатиту легко перекристаллизовываться с переуравновешиванием его U-Pb системы.

Относительно невысокая температура закрытия U-Pb системы апатита (~450–550 °C), которая может быть ниже в деформированных или гидротермально изменённых образцах, вполне способствуют получению более молодых U-Pb (Pb-Pb) возрастов по апатиту (Kärkkäinen, Appelqvis, 1999; Cochrane et al., 2014; Kirkland et al., 2018; O'Sullivan et al., 2020; Chew, Spikings, 2021 и др.).

Таким образом, U-Pb изотопная система в апатите не всегда может фиксировать время магматической кристаллизации, поскольку изотопная система апатита чувствительна к вторичным процессам. Выполненные нами исследования апатита из пород второй фазы внедрения массива Велимяки демонстрируют такую чувствительность к наложенным метаморфическим событиям. На площади развития этого массива позднесвекофеннские события были широко проявлены (Балтыбаев и др., 2024а), что согласуется с получаемыми отличающимися значениями возрастов апатита, которые хотя и группируются в послемагматический этап 1,84–1,79 млрд лет, но каждый связан со своим конкретным эпизодом метаморфогенного минералообразования.

Sm-Nd возраст титанита из вмещающих массив амфиболитов однозначно можно связать с его кристаллизацией при региональном метаморфизме,

который был наложен как на породы рамы, так и породы массива Велимяки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании минералого-петрографических наблюдений и термодинамического моделирования можно реконструировать историю формирования пород массива Велимяки и их преобразования в ходе метаморфизма. Породы первой и второй фазы внедрения образовались, скорее всего, из единого родоначального расплава путем фракционной кристаллизации. На раннем этапе происходила кристаллизация клинопироксена и титаномагнетита, позднее стали формироваться плагиоклаз, магматическая титанистая роговая обманка и биотит. На заключительном этапе, возможно, кристаллизовался магматический калиевый полевой шпат.

В ходе метаморфизма происходила перекристаллизация первичных магматических минералов. Можно предположить два этапа метаморфических преобразований. На первом этапе (около 500 °C) клинопироксен замещается агрегатом актинолита, на втором этапе, более высокотемпературном (650–750 °C), вокруг актинолитовых псевдоморфоз развивается кайма метаморфической зеленой роговой обманки, которая постепенно замещает актинолит, вплоть до образования кварцево-роговообманковых агрегатов. Совместно с образованием зеленой роговой обманки происходит перекристаллизация биотита. Также в ходе метаморфизма происходит формирование кислого плагиоклаза, вторичного калиевого полевого шпата, распад титаномагнетита на магнетит и ильменит и формирование титанита.

Апатит пород второй фазы массива Велимяки находится в срастании с метаморфическими минералами, такими как зеленая роговая обманка и актинолит, кислый плагиоклаз, титанит, кварц. Парагенезис апатита с метаморфогенными минералами, а также его Pb-Pb (1812 ± 2 и 1805 ± 5 млн лет) и U-Pb (1810 ± ± 3 млн лет) возрасты, значительно моложе возраста интрузии (1894 ± 6 млн лет), свидетельствуют о перекристаллизации этого минерала при наложенном на породы массива метаморфизме.

Время регионального метаморфизма, оцененное Sm–Nd методом по титаниту из амфиболитов, вмещающих интрузию, хотя и с достаточно большой погрешностью, но тоже соответствует постмагматическому этапу преобразований 1,84–1,82 млрд лет назад.

Высокая чувствительность U-Pb системы апатита к наложенным метаморфическим событиям позволяет выявить воздействие на интрузию позднесвекофеннского регионального метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев И.А., Котова И.К. (2010) Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) // *Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН.* (Под ред. Абушкевича В.С., Алфимовой Н.А.). СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 47–82.

Алексеев И.А. (2008) Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). *Дис. ... канд. геол.-мин. наук*. СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, 184 с.

Балтыбаев Ш.К., Анисимов Р.Л., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Галанкина О.Л., Саватенков В.М. (2024) Рудная апатитсодержащая минерализация габброидного массива Велимяки в Раахе-Ладожской зоне Северного Приладожья: выявление условий формирования и оценка возраста апатита // *Геохимия*. **69**(11), 992–1011.

Baltybaev Sh.K., Anisimov R.L., Vasilyeva I.M., Rizvanova N.G., Galankina O.L., Savatenkov V.M. (2024) Ore Apatite-Bearing Mineralization of the Velimyaki Gabbroid Massif in the Raahe–Ladoga Zone of the Northern Ladoga Region: Identification of Formation Conditions and Estimation of Apatite Age // *Geochem. Int.* **62**(11), 1137–1154.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. (2017) Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // *ДАН*. **476**(2), 181–185.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Алексеев И.А., Кириллова П.А. (2020) Два этапа золотосульфидной минерализации в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. **66**(3), 559–577

Балтыбаев Ш.К., Саватенков В.М., Петракова М.Е. (2024а) T-t эволюция раннепротерозойских пород Северного Приладожья по данным изучения U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd систем в минералах // *Геодинамика и тектонофизика*. **15**(3), 0759.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. (2000) *Геология и петрология свекофеннид Приладожья* (Под ред. Глебовицкого В. А.). СПб: Изд-во СПбГУ, 200 с.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. (1999) U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // *Вестник СПбГУ.* Сер. 7. (3), 23–33.

Доливо-Добровольский Д.В. (2025) MINAL – программа для эффективной работы с химическими анализами минералов // *Записки Российского Минералогического Общества*. **154**(1), 142–150.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) Ред. Шаров Н. В. (2020) Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 435 с.

Саранчина Г.М. (1948) Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // *Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР.* (2), 32–42.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. (1974) *Графические методы изотопной геологии.* М. «Недра». 207 с.

Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. (1986) Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.* **27**, 967–986.

Cochrane R., Spiking R.A., Chew D., Wotzlaw J.-F., Chiaradia M., Tyrrell S., Schaltegger U., Van der Lelij R. (2014) High temperature (>350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. **127**, 39–56.

Connolly J.A. (1990) Multivariable phase-diagrams — an algorithm based on generalized thermodynamics // A*mer. J. Sci*. **290**, 666–718.

Chew D.M.; Spikings R.A. (2021) Apatite U-Pb Thermochronology: A Review // *Minerals*. **11**, 1095.

Green E.C.R., Holland T.J.B., Powell R., Weller O.M., Riel N. (2025) Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: a Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolidus Evolution and Melting of Peridotite // *J. Petrol.* **66** (1).

Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M. (2016) Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *J. Metamorph. Geol.* **34**(9), 845–869.

Harlov D.E. (2015) Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // *Elements.* **11,** 171–176.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Miner.* **97**, 2031–2048.

Holland T.J. B., Green E.C.R., Powell R. (2018) Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr. // *J. Petrol.* **59**(5), 881–900.

Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib Mineral Petrol.* **116**(4), 433–447.

Kärkkäinen N., Appelqvist H. (1999) Genesis of a low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, western Finland // *Mineral. Deposita.* **34**, 754–769.

Kieffer M.A., Dare S.A.S., Namur O., Mansur E.T. (2024). Apatite Chemistry as a Petrogenetic Indicator for Mafic Layered Intrusions // *J. Petrol.* **65**(4), 1–28.

Kirkland C.L., Yakymchuk C., Szilas K., Evans N., Hollis J., McDonald B., Gardiner N. (2018) Apatite: a U-Pb thermochronometer or geochronometer? // *Lithos.* **318.**

Kogarko L.N. (2018). Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Apatite in the Khibiny Apatite-Nepheline Deposits (Kola Peninsula) // *Minerals.* **8**(11), 532.

Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // *Computers & Geosciences.* **62,** 1–11.

Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center, 2003, Spec. Publ.* **4**, 72 p.

Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. (1978) Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**(1), 14–21.

Marfin A.E., Radomskaya T.A, Ivanov A.V. et al. (2021) U–Pb Dating of Apatite, Titanite and Zircon of the Kingash Mafic–Ultramafic Massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia Break-up to the Reunion with the Siberian Craton // *J. Petrol.* **62** (9), https://www.doi.org/10.1093/petrology/egab049

Mikova J., Denkova P. (2007) Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples // *J. Geosci.* **52**(3), 221–226.

O'Sullivan G.; Chew D.; Kenny G.; Henrichs I.; Mulligan D. (2020) The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth Sci. Rev.* **201,** 103044.

Piccoli P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems // *Rev. Mineral. Geochem.* **48**, 255–292.

Riel N., Kaus B.J. P., Green E.C.R., Berlie N. (2022) MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // *Geochem. Geophys. Geosyst.* **23**(7), 1–27.

Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C. et al. (2000) JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* **168**, 279–281.

Vermeesch P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology *Geosci. Front.* **9**(5), 1479–1493.

Watson E.B. (1979) Apatite saturation in basic to intermediate magmas // *Geophys. Res.* Lett. **6**(12), 937–940.

Webster J.D., Piccoli P.M. (2015) Magmatic apatite: a powerful, yet deceptive, mineral // *Elements.* **11**, 177–182.

Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* **95**, 185–187.

REFERENCES

Алексеев И.А., Котова И.К. (2010) Геологическое строение и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье) // *Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН.* (Под ред. Абушкевича В.С., Алфимовой Н.А.). СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 47–82.

Алексеев И.А. (2008) Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье). *Дис. ... канд. геол.-мин. наук*. СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, 184 с.

Балтыбаев Ш.К., Анисимов Р.Л., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Галанкина О.Л., Саватенков В.М. (2024) Рудная апатитсодержащая минерализация габброидного массива Велимяки в Раахе-Ладожской зоне Северного Приладожья: выявление условий формирования и оценка возраста апатита // *Геохимия*. **69**(11), 992–1011.

Baltybaev Sh.K., Anisimov R.L., Vasilyeva I.M., Rizvanova N.G., Galankina O.L., Savatenkov V.M. (2024) Ore Apatite-Bearing Mineralization of the Velimyaki Gabbroid Massif in the Raahe–Ladoga Zone of the Northern Ladoga Region: Identification of Formation Conditions and Estimation of Apatite Age // *Geochem. Int.* **62**(11), 1137–1154.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. (2017) Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // *ДАН*. **476**(2), 181–185.

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Алексеев И.А., Кириллова П.А. (2020) Два этапа золотосульфидной минерализации в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. **66**(3), 559–577

Балтыбаев Ш.К., Саватенков В.М., Петракова М.Е. (2024а) T-t эволюция раннепротерозойских пород Северного Приладожья по данным изучения U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd систем в минералах // *Геодинамика и тектонофизика*. **15**(3), 0759.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. (2000) *Геология и петрология свекофеннид Приладожья* (Под ред. Глебовицкого В. А.). СПб: Изд-во СПбГУ, 200 с.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. (1999) U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // *Вестник СПбГУ.* Сер. 7. (3), 23–33.

Доливо-Добровольский Д.В. (2025) MINAL – программа для эффективной работы с химическими анализами минералов // *Записки Российского Минералогического Общества*. **154**(1), 142–150.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) Ред. Шаров Н. В. (2020) Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 435 с.

Саранчина Г.М. (1948) Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // *Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР.* (2), 32–42.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. (1974) *Графические методы изотопной геологии.* М. «Недра». 207 с.

Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. (1986) Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.* **27**, 967–986.

Cochrane R., Spiking R.A., Chew D., Wotzlaw J.-F., Chiaradia M., Tyrrell S., Schaltegger U., Van der Lelij R. (2014) High temperature (>350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. **127**, 39–56.

Connolly J.A. (1990) Multivariable phase-diagrams — an algorithm based on generalized thermodynamics // A*mer. J. Sci*. **290**, 666–718.

Chew D.M.; Spikings R.A. (2021) Apatite U-Pb Thermochronology: A Review // *Minerals*. **11**, 1095.

Green E.C.R., Holland T.J.B., Powell R., Weller O.M., Riel N. (2025) Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: a Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolidus Evolution and Melting of Peridotite // *J. Petrol.* **66** (1).

Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A., Powell R., Holland T.J.B., Palin R.M. (2016) Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *J. Metamorph. Geol.* **34**(9), 845–869.

Harlov D.E. (2015) Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // *Elements.* **11,** 171–176.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup // *Amer. Miner.* **97**, 2031–2048.

Holland T.J. B., Green E.C.R., Powell R. (2018) Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr. // *J. Petrol.* **59**(5), 881–900.

Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib Mineral Petrol.* **116**(4), 433–447.

Kärkkäinen N., Appelqvist H. (1999) Genesis of a low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, western Finland // *Mineral. Deposita.* **34**, 754–769.

Kieffer M.A., Dare S.A.S., Namur O., Mansur E.T. (2024). Apatite Chemistry as a Petrogenetic Indicator for Mafic Layered Intrusions // *J. Petrol.* **65**(4), 1–28.

Kirkland C.L., Yakymchuk C., Szilas K., Evans N., Hollis J., McDonald B., Gardiner N. (2018) Apatite: a U-Pb thermochronometer or geochronometer? // *Lithos.* **318.**

Kogarko L.N. (2018). Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Apatite in the Khibiny Apatite-Nepheline Deposits (Kola Peninsula) // *Minerals.* **8**(11), 532.

Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // *Computers & Geosciences.* **62,** 1–11.

Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center, 2003, Spec. Publ.* **4**, 72 p.

Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. (1978) Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**(1), 14–21.

Marfin A.E., Radomskaya T.A, Ivanov A.V. et al. (2021) U–Pb Dating of Apatite, Titanite and Zircon of the Kingash Mafic–Ultramafic Massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia Break-up to the Reunion with the Siberian Craton // *J. Petrol.* **62** (9), https://www.doi.org/10.1093/petrology/egab049

Mikova J., Denkova P. (2007) Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples // *J. Geosci.* **52**(3), 221–226.

O'Sullivan G.; Chew D.; Kenny G.; Henrichs I.; Mulligan D. (2020) The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth Sci. Rev.* **201,** 103044.

Piccoli P.M., Candela P.A. (2002) Apatite in igneous systems // *Rev. Mineral. Geochem.* **48**, 255–292.

Riel N., Kaus B.J. P., Green E.C.R., Berlie N. (2022) MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // *Geochem. Geophys. Geosyst.* **23**(7), 1–27.

Tanaka T., Kamioka H., Togashi S., Dragusanu C. et al. (2000) JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* **168**, 279–281.

Vermeesch P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology *Geosci. Front.* **9**(5), 1479–1493.

Watson E.B. (1979) Apatite saturation in basic to intermediate magmas // *Geophys. Res*. Lett. **6**(12), 937–940.

Webster J.D., Piccoli P.M. (2015) Magmatic apatite: a powerful, yet deceptive, mineral // *Elements.* **11**, 177–182.

Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* **95**, 185–187.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

АНИСИМОВ Роман Леонидович — младший научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: romjulleoanis@mail.ru

БАЛТЫБАЕВ Шаукет Каимович — доктор геолого-минералогических наук, Главный научный сотрудник, заведующий лабораторией ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: shauket@mail.ru

ВАСИЛЬЕВА Ирина Михайловна — научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: vasilievaim@yandex.ru

РИЗВАНОВА Наиля Гаптрахмановна — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: rizng@mail.ru

ГАЛАНКИНА Ольга Леонидовна — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: galankinaol@mail.ru

САВАТЕНКОВ Валерий Михайлович — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Российская Федерация
E-mail: savatenkov@mail.ru

ABOUT THE AUTHORS

ANISIMOV, Roman L. — Junior Researcher of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: romjulleoanis@mail.ru

BALTYBAEV, Shauket K. — Doctor of Sciences (Geology), Principal Researcher, head of laboratory of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: shauket@mail.ru

VASILYEVA, Irina M. — Researcher of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: vasilievaim@yandex.ru

RIZVANOVA, Naila G. — Philosophy Doctor (Geology), Senior Researcher of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: rizng@mail.ru

GALANKINA, Olga L. — Philosophy Doctor (Geology), Senior Researcher of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: galankinaol@mail.ru

SAVATENKOV, Valery M. — Philosophy Doctor (Geology), Senior Researcher, head of laboratory of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation
E-mail: savatenkov@mail.ru

Поступила в редакцию 22.08.2025 г.
После доработки 28.09.2025 г.
Принята к публикации 10.10.2025 г.

Received August 22, 2025
Revised September 28, 2025
Accepted October 10, 2025