

УДК 552.11

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ИСХОДНОГО РАСПЛАВА МНОГОФАЗНОЙ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТ- ДИОРИТОВОЙ ИНТРУЗИИ КААЛАМО (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 2025 г. Р. Л. Анисимов<sup>a, \*</sup>, Ш. К. Балтыбаев<sup>a, b</sup>, А. А. Арискин<sup>c</sup>,  
М. Е. Петракова<sup>a</sup>, Е. С. Богомолов<sup>a, d</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт Петербург, 190034 Россия

<sup>b</sup>Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,  
Университетская наб., 7, Санкт Петербург, 199034 Россия

<sup>c</sup>Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,  
Ленинские горы, 1А, ГСП-1, Москва, 119234 Россия

<sup>d</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2024 г.

После доработки 12.11.2024 г.

Принята к публикации 18.11.2024 г.

Палеопротерозойский раннеорогенный массив Кааламо расположен в юго-восточной части Раахе-Ладожской зоны – зоны стыка архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского орогена. Массив трехфазный, 1-я фаза представлена перидотитами, оливиновыми клинопироксенитами, габбро; 2-я фаза – габброноритами; 3-я фаза – диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Для метаперидотитов, метапироксенитов и габброидов Кааламского комплекса представлены новые данные по петрохимии, геохимии и составам породообразующих минералов. Эти данные использованы в программе SOMAGMAT–3.75 для термодинамических расчетов траекторий равновесной кристаллизации представительных пород и средних составов первой и второй фаз внедрения. Результаты расчетов обработаны по методу геохимической термометрии, что позволило получить оценку температуры (~1220 °С) и вероятного состава исходного высокомагнезильного расплава (~9.5 мас. % MgO, оливин с 84 мол. % форстерита). Сравнение этого примитивного расплава с модельными составами дифференциатов и петрогеохимическими характеристиками подтверждает образование пород первой и второй фаз внедрения из единого источника, что согласуется со схожим распределением РЗЭ в этих породах, а также результатами изучения Sm–Nd изотопной системы, которые указывают на общий мантийный источник пород. При этом установлено, что расчетные порядки кристаллизации минералов хорошо согласуются с распространенностью перидотитов и оливиновых пироксенитов, указывая на равновесие примитивного расплава с клинопироксеном и ортопироксеном, находящихся в перитектических отношениях с оливином. Наиболее дифференцированные породы первой фазы внедрения характеризуются появлением котектического плагиоклаза, содержащего около 80 мол. % анортита. Породы второй фазы внедрения представляют более дифференцированный материал, отвечающий габброноритовой ассоциации кумулюсных фаз без оливина, но с появлением титаномагнетита на поздних стадиях кристаллизации. Сравнение модельных и реальных составов минералов указывает на систематическое смещение наблюдаемых составов оливина и пироксенов в железистую область, что является следствием взаимодействия ранних минералов кумулуса с остаточным интеркумуляционным расплавом. Изученные породы по возрасту и петрохимическим особенностям сходны с интрузиями никеленосного пояса Финляндии, что открывает перспективы для корреляций магматических событий в межрегиональном масштабе.

**Ключевые слова:** исходный расплав, геохимическая термометрия, протокумуляс, габброиды, Северное Приладожье, SOMAGMAT, моделирование

**DOI:** 10.31857/S0016752525030011, **EDN:** FXXIUG

## ВВЕДЕНИЕ

Раннепротерозойский интрузивный магматизм в Северном Приладожье детально рассматривался в работах многих исследователей (Судовиков и др., 1970; Саранчина, 1972; Лобач-Жученко и др., 1974; Мигматизация..., 1985; Котов, Саморукова, 1990; Светов и др., 1990; Богачев и др., 1999а и другие). К концу прошлого века были получены основные сведения о распространенности магматических пород в регионе, охарактеризованы химические и петрографические особенности отдельных массивов и произведена их типизация с выделением магматических комплексов. Наибольшее признание среди исследователей получила схема последовательности магматических событий, которая начинается с внедрения наиболее ранних протерозойских габбро-, габброноритовых интрузий и эндербитов в составе Кааламского, Велимякского и Куркиевского магматических комплексов (Богачев и др., 1999б; Балтыбаев и др., 2000; 2004; Глебовицкий и др., 2001), позднее сменяющимися габбро-диорит-тоналитовыми интрузиями — Лауватсарско-Импиниемским комплексом (Балтыбаев и др., 2004) и автохтонными и параавтохтонными гранитами (Седова и др., 2004). Эти интрузивные породы сформировались при свекофеннском орогенезе, который широко проявлен в рассматриваемом регионе в виде формирования структурно-вещественных комплексов Свекофеннского подвижного пояса. Позднеорогенные интрузии в регионе, согласно данным исследователей (Балтыбаев и др., 2000; 2004; Глебовицкий и др., 2001; Ладожская протерозойская..., 2020 и ссылки в ней), представлены диорит-гранитовыми интрузиями (Тервуский, Мурсульский, Лавиярвинский комплексы), а завершают активную стадию раннепротерозойского плутонизма в регионе посторогенные калиевые ультрамафит-мафиты, монцонит-граниты и калиевые граниты (Иваников и др., 1996).

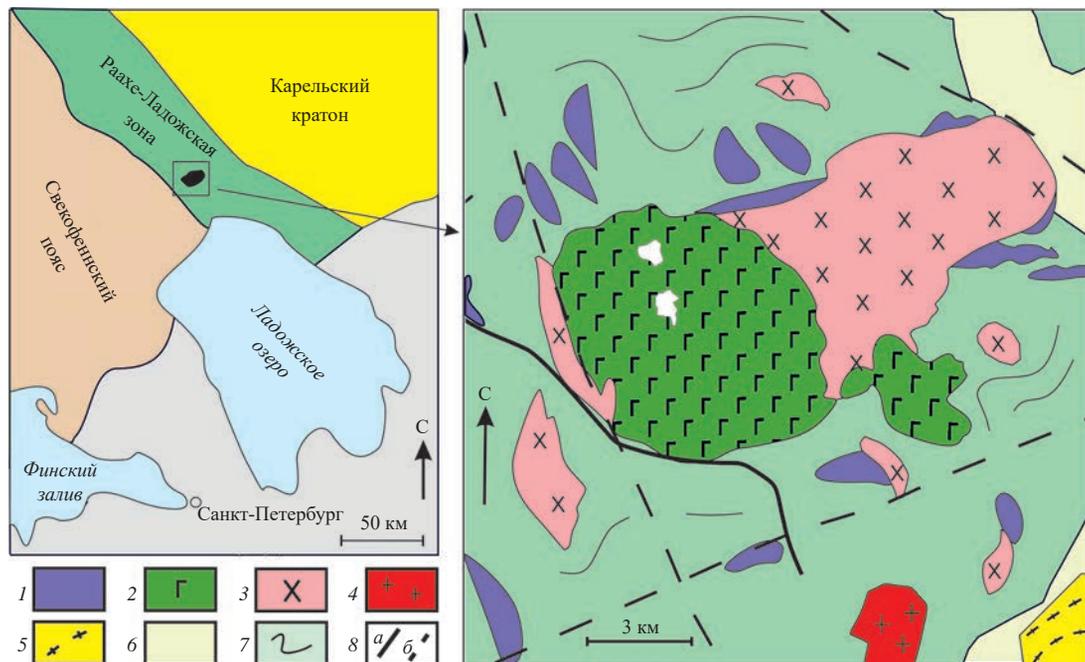
В нашей работе мы обращаемся к породам раннеорогенного Кааламского магматического комплекса, расположенного в юго-восточной части Раахе-Ладожской зоны, в зоне стыка Свекофеннского подвижного пояса с породами окраинной области Карельского кратона (рис. 1). В этом районе находятся крупные массивы габброидов, которые прорывают архейские гранито-гнейсы фундамента с возрастом 2.7–2.6 млрд лет и палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы, возраст которых 2.0–1.9 млрд лет (Шульдинер и др., 2000).

Магматизм ультраосновного и основного состава на юго-востоке Фенноскандинавского щита на рубеже около 1.9 млрд лет назад связан с регионально проявленной эндогенной активностью, обусловившей формирование в этой части щита магматическо-корового уровня зарождения, определившей большинство особенностей магматизма

региона. Габброиды Кааламского комплекса по возрасту и по некоторым петрохимическим особенностям сходны с Ni-интрузиями пояса Коталаhti и Ваммала в Финляндии. Поэтому изучение эволюционных особенностей этих габброидов, открывает широкие перспективы для корреляций магматических событий в межрегиональном масштабе.

Раннепротерозойские породы Кааламского комплекса образовались в несколько фаз внедрения. По разным представлениям, фаз внедрения было от одной до трех, хотя преобладает на сегодняшний день точка зрения, что таких фаз три (Саранчина, 1949; Макарова, 1967; Богачев и др., 1999а, Ладожская протерозойская..., 2020 и др.). В рамках данного исследования, ключевой вопрос, на котором акцентируем свое внимание — образовались ли породы 1-й и 2-й фаз внедрения из одного или разных источников и каким мог быть состав исходного расплава? Эти вопросы мы рассматриваем на основе изучения наиболее крупной интрузии Северного Приладожья, представляющей Кааламский комплекс — многофазного Кааламского массива габброидов. Интерес именно к двум ранним фазам внедрения вызван тем, что с ними связан основной рудный потенциал габброидов (платиноиды), как в рассматриваемом Кааламском массиве, так и других массивах, входящих в этот магматический комплекс (Ивашенко и др., 1998; 2016; Ладожская протерозойская..., 2020). Знания об источниках и составе исходного (родоначального) расплава, их эволюции являются необходимым условием для проведения работ, нацеленных на поиски и прогнозирование запасов стратегически важного сырья.

Природа 3-й фазы детально не рассматривается в настоящей работе, в том числе потому, что программное обеспечение COMAGMAT, в котором производилось моделирование, не предназначено для работы с кварцсодержащими породами. Однако, несмотря на то, что всеми исследователями интрузии признается общее происхождение пород 3-й фазы с породами более ранних фаз, приходится признать дискуссионность этого вопроса. Поскольку диориты и тоналиты 3-й фазы занимают существенный объем интрузива (около 50 % на уровне современного эрозионного среза), сложно представить, что подобные объемы кислой магмы образовались в ходе фракционирования габброидного расплава. Однако имеющиеся на сегодняшний день геохимические данные (которые будут представлены ниже) пока не позволяют доказать независимость источника пород 3-й фазы. Поэтому по традиции породы массива будут описаны в рамках модели трехфазного строения.



**Рис. 1.** Схема строения массива Кааламо по (Лавров, Кулешевич, 2016) с изменениями.

1 – 1-я фаза внедрения (верлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро); 2 – 2-я фаза (габбронориты, габбро, меланодиориты); 3 – 3-я фаза (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты); 4 – протерозойские граниты; 5 – архейские гранито-гнейсы Кирьявалахтинского купола; 6 – метавулканиты сортавальской серии; 7 – гнейсы и сланцы ладожской серии; 8 – разрывные нарушения: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые. На врезке (слева): схема основных тектонических блоков региона, на которой указано положение массива Кааламо.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА КААЛАМО

Массив Кааламо является самой крупной интрузией в составе Кааламского комплекса, расположенного в Раахе-Ладожской зоне на стыке Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона (рис. 1). Кроме интрузии Кааламо в одноименный комплекс входит ряд более мелких габброидных тел: Араминлампи, Ихаланваара, Сури-Суо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и некоторые другие (Ивашенко и др., 2016; Ладожская протерозойская ..., 2020). Габброиды прорывают архейские гранитоиды и раннепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи в составе зонально-метаморфизованного комплекса, в который входят метавулканиты и метаосадки сортавальской серии и метатурбидиты ладожской серии.

Главнейшая особенность тектонического строения региона определяется наличием здесь крупной Мейерской надвиговой зоны (Baltubaev, Vïvdich, 2021), которая позволяет рассматривать породы региона в составе двух доменов: Северного и Южного, имеющих принципиальные отличия в строении и эндогенном развитии. Северный домен содержит гнейсово-купольные структуры, в которых внутренние части (их “ядра”) сложены архейскими гранито-гнейсами, в то время как вокруг них развиты раннепротерозойские

супракрустальные толщи: сортавальская и перекрывающая ладожская серия (Шульдинер и др., 2000). Все магматические породы и супракрустальные толщи в Северном домене метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации (Саранчина, 1949; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974). Южный домен не содержит породы архейского возраста, что является его главнейшей отличительной чертой от Северного. Кроме того, в отличие от Северного домена, породы Южного домена характеризуются более высоким уровнем мигматизации, гранитизации и метаморфизма вплоть до гранулитовой фации.

Раннепротерозойские габброидные интрузии на изученной площади Северного Приладожья в Южной Карелии относятся к двум интрузивным комплексам: клинопироксенит-габбронорит-диоритовому Кааламскому и клинопироксенит-габбро-монциодоритовому Велимякскому (Богачев и др., 1999а). Породы преимущественно габброидного состава формировались в раннеорогенную стадию магматической активности в регионе около 1.9 млрд лет назад. Близкие по составу ультраосновные никеленосные интрузии известны в провинции Коталаhti Раахе-Ладожской зоны Финляндии, а также в поясе Ваммала, возраст которых оценивается также около 1.9 млрд лет (Ивашенко

и др., 1998; Иващенко, Голубев, 2011; Лавров, Кулешевич, 2016).

Массив Кааламо впервые был закартирован финскими геологами в начале 20 века (Nackman, 1929). В ходе дальнейших исследований уточнялись и изменялись представления об особенностях его геологического строения, образования и формационно-возрастной принадлежности (Антоновская, 1946; Саранчина, 1949; Потрубович, Анищенко, 1956; Макарова, 1967, 1971; Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976; Светов и др., 1990; Иващенко и др., 1998; Богачев и др., 1999а).

Массив Кааламо (рис. 1) представляет собой клинопироксенит-габбронорит-диоритовое многофазное тело (Саранчина, 1949), хотя некоторые исследователи считают, что плутоническое тело сформировалось при одноактном внедрении магмы (Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976). Но большинство исследователей выделяет три интрузивные фазы гомодромной последовательности (Саранчина, 1949; Макарова, 1967; Богачев и др., 1999а, Ладожская протерозойская..., 2020): 1-я фаза – верлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; 2-я фаза – габбронориты, габбро, меланодiorиты; 3-я фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. С породами 1-й и 2-й фаз внедрения связано медно-никелевое оруденение, а также платиноиды (Иващенко и др., 1998, 2016).

В плане массив Кааламо имеет форму овала северо-восточного простирания ( $12.5 \times 6.5$  км), подошва интрузива располагается на глубинах от 2.5 км в восточной его части и до 5 км в западной (Богачев и др., 1999а). Интрузия прорывает метатурбидиты и сланцы ладожской серии, амфиболиты и мрамора сортавальской серии раннего протерозоя (Шульдинер и др., 2000). Возраст мраморов сортавальской серии оценен методами Sr- и C-хемостратиграфии около 2 млрд лет (Горохов и др., 2021; Кузнецов и др., 2021). Контакты массива с боковыми породами секущие, иногда субсогласные. В интрузии встречаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород – слюдястые гнейсы и сланцы, амфиболовые сланцы, мраморизованные карбонатные породы (Саранчина, 1949). Кроме этого, в массиве распространены дайки мелкозернистых габброноритов небольшой мощности (до 1 м), расщепляющие все его породы (Богачев и др., 1999а).

Возраст пород Кааламского комплекса определен по кварцевым диоритам 3-й фазы массива Кааламо U–Pb методом по циркону как  $1888 \pm 5$  млн лет (Богачев и др., 1999а, 1999б).

## МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И МАТЕРИАЛ ДЛЯ 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 с флюсом (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в отношении 1 : 9; смесь плавят в золото-платиновых тиглях. Определяемые концентрации оксидов от 0.01–0.05 мас. % в зависимости от измеряемого компонента.

Содержание редкоземельных элементов в породах определялось методом масс-спектрометрии в лаборатории Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer). Определяемые концентрации элементов от 0.005 до 0.01 ppm в зависимости от измеряемого компонента.

Исследования состава породообразующих 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 1 нА. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF из программного обеспечения прибора.

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

Изотопный Sm и Nd анализ породы производился в Институте Карпинского с применением метода изотопного разбавления для определения концентраций самария и неодима. Для этого в предварительно растертые навески проб добавлялись взвешенные количества растворов смешанных индикаторов  $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$ . Затем подготовленные таким образом пробы разлагались в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение самария и неодима для изотопного анализа производилось с применением катионообменной хроматографии. Измерение Sm и Nd производилось на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$  в международном изотопном стандарте JNdi-1. Погрешность определения содержания Sm и Nd составила 0.5 %. Уровень холостого опыта составил 10 пг для Sm и 20 пг для Nd, что соответствует

уровню сверхчистой лаборатории в Центре изотопных исследований Института Карпинского. Более подробное описание методики приведено в работе (Богомолов и др., 2002). Вычисление параметра  $\epsilon_{Nd}$  осуществлялось в программе ISOPLOT (Ludwig, 1999, 2003). Определение параметра  $\epsilon_{Nd}$  производилось с точностью  $\pm 0.5$ .

Оценка температуры и состава исходных (родительских) магм была проведена на основе расчетов при помощи программы SOMAGMAT v.3.75 (Ariskin, Varmina, 2004; Ariskin et al., 2023) — используя подходы, известные как метод геохимической термометрии (Френкель и др., 1987). Эмпирическую основу этой программы составляет система уравнений равновесия (геотермометров), описывающих распределение 10 главных (минералообразующих) и 20 примесных элементов между минералами и расплавом для оливина, авгита, пижонита (*Орх*), плагиоклаза, ильменита и магнетита (Арискин, Бармина, 2000). Данная программа позволяет моделировать равновесную и фракционную кристаллизацию в магматических системах основного и среднего состава в широком диапазоне температур и редокс-условий, при давлениях примерно до 12 кбар (Ariskin, Varmina, 2004). Применительно к массиву Кааламо расчеты при помощи программы SOMAGMAT были ориентированы на построение траекторий равновесной кристаллизации для представительных пород и средних составов выделенных фаз внедрения. При этом ставилась задача оценки параметров исходного состояния расплавно-кристаллических (протокумулусных) систем, при кристаллизации которых формировались породы массива.

Всего было изучено 50 образцов, получено 570 составов породообразующих минералов. При расчетах траекторий кристаллизации и определения возможного состава исходного расплава использовано 36 составов пород по авторским и опубликованным данным.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Кааламский комплекс, по данным предыдущих исследователей (Саранчина, 1949; Макарова, 1967; Богачев и др., 1999а, Ладожская протерозойская..., 2020 и др.) и на основании собственных наблюдений, сложен тремя интрузивными фазами. К 1-й фазе относятся перидотиты, клинопироксениты и габбро; ко 2-й фазе — габбронориты; к 3-й фазе — диориты, кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. Все породы массива в разной степени метаморфически преобразованы. Ниже представлена петрографическая характеристика основных типов пород комплекса.

*Породы 1-й фазы внедрения* представлены метаперидотитами, оливиновыми

метаклинопироксенитами (иногда оливиновыми метавебстеритами), метаплагиоклинопироксенитами, метагаббро.

**Метаперидотиты** (обр. К079-307) (рис. 2а, 2б). Структура породы бластогипидиоморфозернистая с элементами петельчатой. Порода преимущественно сложена магматическим оливином (около 40–45 %, здесь и далее содержания минералов в об. %) и, вероятно, метаморфической роговой обманкой (около 55–60 %). Встречаются также серпентин, хлорит и магнетит.

Оливин образует, как правило, гипидиоморфные, округлые кристаллы. Они интенсивно трещиноваты, по трещинам развивается идингсит. К зернам оливина приурочены выделения магнетита.

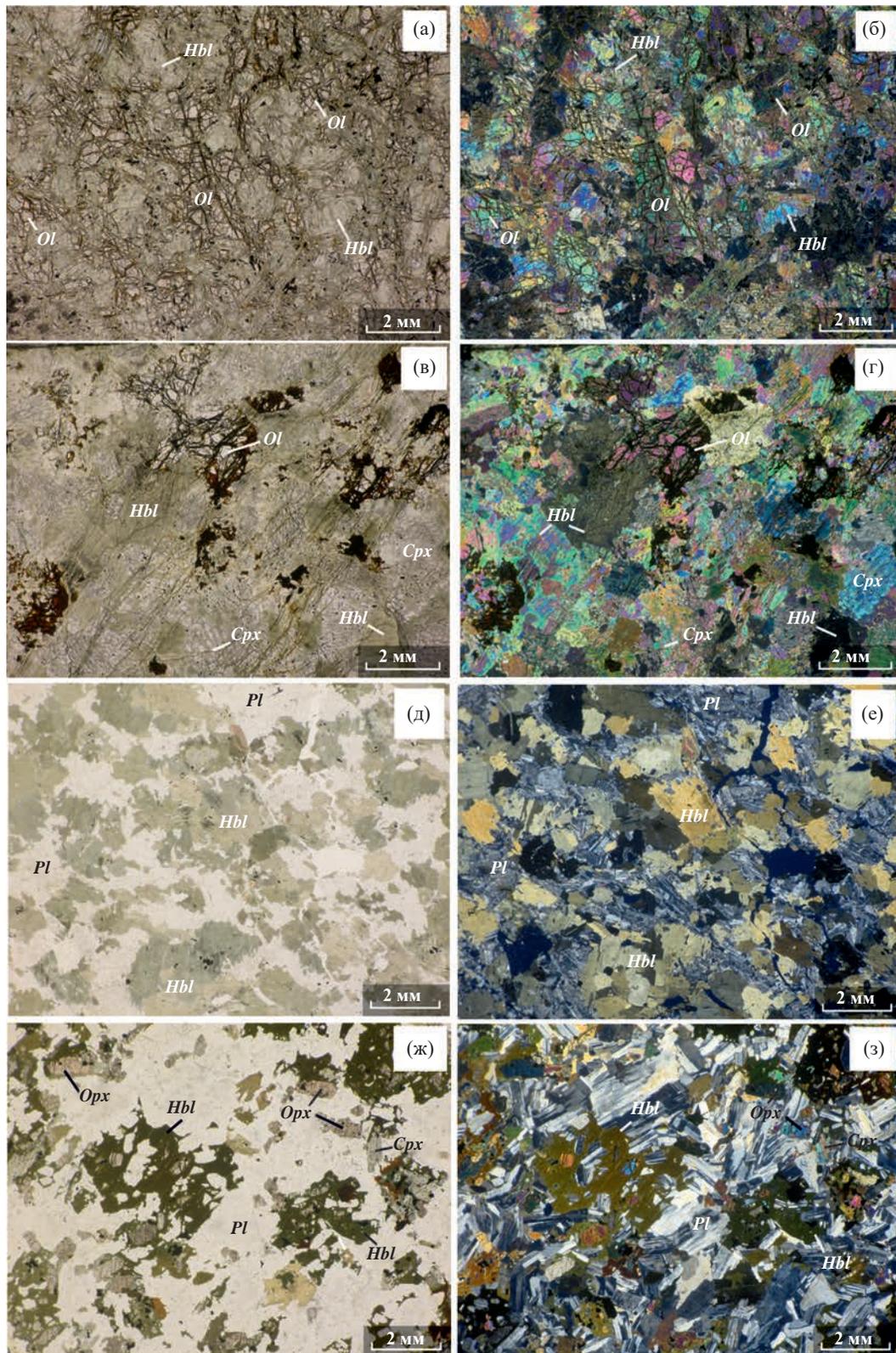
Роговая обманка представлена ксеноморфными, реже гипидиоморфными призматическими зернами. В проходящем свете она бесцветная или слабо буроватая. По зернам роговой обманки может развиваться изумрудно-зеленый хлорит.

**Оливиновые метаклинопироксениты и метавебстериты** (обр. Б-22-555, Б-22-556, Б-22-557) (рис. 2в, 2г). Структура породы бластогипидиоморфозернистая. Порода преимущественно сложена магматическими минералами: оливином (до 25 %), пироксенами (орто- и клинопироксеном или только клинопироксеном) (суммарно около 40 %) и, вероятно, метаморфической роговой обманкой (около 35 %). Возможно, оливин был перекристаллизован в ходе метаморфизма (Анисимов и др., 2024). В подчиненном количестве встречаются метаморфический биотит и магнетит.

Оливин представлен ксеноморфными, реже округлыми зернами, интенсивно трещиноватыми. С краев зерен и по микротрещинам оливин замещается бурым или зеленовато-бурым идингситом в ассоциации с зернами магнетита.

Ортопироксен образует ксеноморфные зерна, бесцветные или серо-бурые в проходящем свете. Серо-бурый оттенок обусловлен тонкой сыпью рудного минерала. Интересно, что в породе, в которой встречен ортопироксен (обр. Б-22-556), оливин находится только в виде включений в ортопироксене. Это позволяет предположить, что ортопироксен образовался за счет перитектической реакции  $Ol + \text{расплав} \rightarrow \text{Орх}$ .

Клинопироксен представлен в целом гипидиоморфными или ксеноморфными кристаллами: границы зерен повсеместно неровные из-за реакционных взаимоотношений с роговой обманкой, однако иногда в зернах угадываются первичные призматически-зернистые очертания. Окраска клинопироксенов бесцветная или бурая за счет тонкой сыпи рудного минерала. Иногда такая сыпь подчеркивает тонкую осцилляционную зональность.



**Рис. 2.** Фотографии шлифов основных типов пород 1-й и 2-й фазы внедрения массива Кааламо. Изображения (а–е) – 1-я фаза внедрения, (ж, з) – 2-я фаза. (а, б) – метаперидотит (образец К-079-307); (в, г) – оливиновый метаклинопироксенит (Б-22-555); (д, е) – анортитовое метагаббро (Б-19-К324); (ж, з) – метагаббронорит (Б-19-К325). Изображения сделаны без анализатора (а, в, д, ж), с анализатором (б, г, е, з). Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

Роговая обманка образует ксеноморфные зерна, выполняющие пространство между кристаллами оливина и пироксенов. Окраска зеленовато-бурая, центральные части часто окрашены интенсивнее краевых. Переход от центральных частей к краевым плавный, постепенный. В зернах роговой обманки часто наблюдаются тонкие ламели распада, сложенные рудным минералом.

**Метагаббро** (обр. Б-21-480-4, Б-21-491, Б-21-493). Структура породы порфиробластовая. Порода сложена крупными кристаллами роговой обманки (до 1–2 см) (20–40 %), пространство между которыми может быть заполнено агрегатом кристаллов более мелкозернистой роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза или только роговой обманки. Предположительно, данные породы являются полностью перекристаллизованными, только клинопироксен имеет магматическое происхождение (Анисимов и др., 2024).

Роговая обманка образует в целом идиоморфные вкрапленники и более мелкие идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы в основной ткани. Плеохроизм от буровато-зеленого до зеленого, достаточно слабый. По окраске роговая обманка вкрапленников и основной ткани не различается. В центральной части вкрапленников могут встречаться округлые включения, выполненные бесцветным амфиболом, а также пластинчатые зерна коричневого биотита.

Клинопироксен основной ткани представлен идиоморфными или гипидиоморфными зернами изометричной или слабо удлинённой формы. В проходящем свете бесцветен.

Плагиоклаз основной ткани образует ксеноморфные или гипидиоморфные кристаллы, выполняет пространство между зернами клинопироксена и/или роговой обманки.

**Анортитовое метагаббро** (обр. Б-19-К324) (рис. 2д, 2е). Структура породы бластогаббро-офитовая. Текстура породы директивная, обусловленная ориентировкой кристаллов плагиоклаза, иногда и амфибола. Порода сложена плагиоклазом (45–55 %), роговой обманкой (40–50 %), ильменитом (до 5 %), также в породе отмечаются незначительные количества биотита, хлорита, клиноцоизита, апатита. Плагиоклазы, по составу отвечающие битовниту – лабрадору, вероятно, имеют магматическое происхождение, а роговые обманки – метаморфическое (Анисимов и др., 2024).

Плагиоклаз образует ксеноморфные или гипидиоморфные кристаллы, как правило, удлинённой, лейстовидной формы. Наблюдается сноповидное расщепление.

Роговая обманка образует крупные, достаточно изометричные зерна с неровными границами. Цвет

серо-зеленый, желто-бурый, в некоторых зернах центральная часть окрашена светлее краевой.

Биотит образует мелкие, в целом идиоморфные пластинчатые кристаллы. Развивается по зернам роговой обманки. В некоторых кристаллах отмечаются зоны замещения, сложенные слабо-зеленоватым хлоритом.

*Породы 2-й фазы внедрения* представлены метагабброноритами.

**Метагаббронориты** (обр. Б-19-К325, Б-19-К328, Б-19-343) (рис. 2ж, 2з). Структура породы бластогабброофитовая с элементами пойкилитовой. Порода сложена плагиоклазом (50–70 %), ортопироксеном (до 20 %), клинопироксеном (0–5 %), бурой, возможно, магматической роговой обманкой (до 30 %), биотитом (до 10 %), магнетитом (до 3 %). Предположение о магматической природе данных роговых обманок сделано на основе результатов *Amp-P1* термометрии (Анисимов и др., 2024). Метаморфические минералы представлены зеленой роговой обманкой, актинолитом, куммингтонитом, хлоритом, реже эпидотом, клиноцоизитом.

Ортопироксен формирует обычно удлинённые или изометричные зерна со слаженными границами. Плеохроирует от зеленоватого до розоватого. В зернах могут наблюдаться ламели распада, сложенные клинопироксеном.

Клинопироксен представлен удлинёнными зернами, схожими по морфологии с зернами ортопироксена. Окраска зеленоватая, плеохроизм слабый. Иногда отмечается двойникование и могут наблюдаться ламели распада, сложенные ортопироксеном.

Магматическая роговая обманка образует резко ксеноморфные, “кляксообразные” выделения, включающие в себя кристаллы орто-, клинопироксена, плагиоклаза в качестве пойкилитовых вкрапленников. Плеохроирует от зелено-бурого до бурого.

Биотит представлен ксеноморфными выделениями, приурочен к зернам бурой роговой обманки и выглядит как кристаллизующийся одновременно с ней. Плеохроирует от светло-коричневого до почти черного.

Плагиоклаз образует гипидиоморфные удлинённые зерна. Иногда наблюдается грубая осцилляционная зональность, обычно размытая.

Метаморфические амфиболы (зеленая роговая обманка, актинолит, куммингтонит), а также хлорит в некоторых породах (например, обр. Б-19-343) могут замещать пироксены вплоть до образования полных псевдоморфоз. В редких случаях данные минералы замещают и бурые роговые обманки.

*Породы 3-й фазы внедрения* представлены метадиоритами, кварцевыми метадиоритами, метатоналитами и метаплагиогранитами.

**Метатоналиты.** Структура пород – бластогипидиоморфнозернистая. Породы сложены плагиоклазом (55–60 %), кварцем (15–30 %), биотитом (10–15 %), роговой обманкой (3–15 %). Второстепенные и аксессуарные минералы представлены калиевым полевым шпатом, цирконом, апатитом, эпидотом.

Плагиоклаз образует гипидиоморфные, нередко удлиненные кристаллы. Границы зерен неровные, по краям наблюдается грануляция – образование более мелких изометричных зерен. В некоторых кристаллах отмечается осцилляционная зональность. По плагиоклазу могут наблюдаться вторичные изменения (эпидот, клиноцоизит, более кислый плагиоклаз).

Кварц образует ксеноморфные зерна с неровными, извилистыми границами, по краям также наблюдается грануляция.

Роговая обманка образует гипидиоморфные или ксеноморфные короткопризматические кристаллы синевато-зеленого цвета.

Биотит представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами светло-коричневого, бурого цвета.

#### ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЗ ВНЕДРЕНИЯ

Для характеристики петрохимического разнообразия пород Кааламского комплекса наиболее информативным оказалось использование вариационных диаграмм зависимости содержания оксидов от MgO. Также были рассчитаны нормативные составы минералов в изученных породах (CIPW) (химические составы пород, использованные для построения, см. в табл. 1). Вариационные диаграммы для оксидов дают общее представление о масштабах аккумуляции фемических минералов и плагиоклаза, а также возможной направленности кристаллизационной эволюции исходных магм. Зависимости содержания нормативных минералов от MgO позволяют спрогнозировать смену конкретных котектических ассоциаций.

На диаграмме MgO–SiO<sub>2</sub> для большинства пород 1-й фазы по мере понижения MgO прослеживается тренд заметного возрастания SiO<sub>2</sub> примерно от 45 до 52–54 мас. % (рис. 3), при том что в диапазоне 10–13 мас. % MgO часть пород (пироксениты и габбро) демонстрируют “отскок” с вариациями около 45 мас. % SiO<sub>2</sub>. В породах 2-й и 3-й фазы накопление SiO<sub>2</sub> приобретает резко выраженный характер и доходит до 65–70 мас. %. Подобные вариации составов, очевидно, отражают изменения набора кристаллизующихся минералов, когда Fe–Mg относительно малокремнистые минералы (оливин±клинопироксен) по мере эволюции расплава сменяются или кристаллизуются совместно с плагиоклазом

и (на заключительных стадиях) Fe–Ti оксидами (Арискин, Бармина, 2000).

На диаграммах MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO–Na<sub>2</sub>O наблюдается отчетливая обратная корреляция – от 1-й фазы к 3-й фазе содержание глинозема и щелочи возрастает, что находит выражение в последовательном обогащении пород нормативным плагиоклазом, см. графики MgO–Ab и MgO–An на рис. 3. Эти соотношения, вероятно, отражают накопление Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O в расплавах на начальных стадиях кристаллизации кааламской магмы (Ol–Cpx котектика) и аккумуляцию плагиоклаза в породах на стадии кристаллизации габброидных котектик.

На диаграмме MgO–CaO в целом наблюдается сопряженное снижение концентрации этих оксидов, однако при внимательном рассмотрении для нескольких наиболее магнезиальных пород 1-й фазы (выше 15 мас. % MgO) проглядывает небольшое увеличение содержания CaO по мере снижения MgO (рис. 3). Это позволяет предполагать наличие интервала преимущественной кристаллизации и/или аккумуляции оливина, что находит подтверждение в результатах моделирования последовательности кристаллизации кааламских пород (см. раздел по реконструкции исходных магм). Доминирующий характер кристаллизации/аккумуляции клинопироксена проявлен для менее магнезиальных пород 1-й фазы (MgO ниже 15 мас. %), а также пород 2-й и 3-й фазы и согласуется с генеральным трендом монотонного понижения содержания нормативного диопсида (рис. 3). Двойственный характер кристаллизационных соотношений между оливином и клинопироксеном в породах 1-й фазы очевиден при рассмотрении графика MgO–Ol.

Зависимости, наблюдаемые на графике MgO–FeOt, напоминают поведение CaO – с той разницей, что тренд относительного постоянства содержания FeOt (около 10 мас. %) по мере снижения MgO “захватывает” практически все породы 1-й фазы. Здесь можно заметить, что подобные соотношения между FeOt и MgO характерны для ранних стадий кристаллизации известково-щелочных магм, для которых доказана доминирующая кристаллизация Ol–Cpx котектики – см., например, данные для базальтов Ключевского вулкана в (Арискин, Бармина, 2000). Резкое уменьшение содержания железа при переходе от пород второй фазы к третьей, в условиях вероятной кристаллизации Pl-содержащих габброидных котектик, можно связать с кристаллизацией более железистого клинопироксена и появлением котектического титаномагнетита.

Таким образом, представленные тренды изменений составов пород Кааламского комплекса (рис. 3) можно объяснить преимущественной кристаллизацией клинопироксена, при признаках аккумуляции оливина на ранних стадиях и

Таблица 1. Химические составы пород массива Кааламо

Фаза	Образец	Шифр источника	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOт	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI
1	Аг-1	2	49.56	0.63	10.58	10.34	0.18	11.90	13.64	0.88	0.45	0.03	0.00	1.69
1	Аг-2	2	47.26	1.28	10.19	10.07	0.15	13.22	12.88	0.89	1.14	0.05	0.00	2.03
1	Аг-3	2	47.60	0.39	4.99	10.49	0.14	17.77	12.56	0.50	0.21	0.05	0.00	3.20
1	Аг-4	2	48.62	0.40	5.12	9.21	0.18	17.96	14.09	0.55	0.24	0.06	0.00	2.15
1	Аг-5	2	46.92	0.33	4.00	10.53	0.18	20.80	12.46	0.43	0.22	0.02	0.00	3.04
1	Аг-6	2	46.74	0.29	3.74	9.63	0.15	20.82	12.74	0.41	0.16	0.03	0.00	4.09
1	Аг-7	2	48.52	0.31	2.50	9.94	0.18	21.00	12.15	0.29	0.08	0.01	0.00	4.03
1	Б-21-480-4	5	49.62	0.47	9.13	9.63	0.19	13.89	13.01	1.23	0.47	0.07	0.15	1.12
1	Б-21-491	5	52.16	0.40	6.72	9.36	0.20	13.64	13.76	1.22	0.27	0.06	0.14	0.72
1	Б-21-493	5	49.54	0.49	8.35	9.56	0.21	14.87	13.39	0.57	0.46	0.09	0.15	1.20
1	Б-22-555	5	47.04	0.31	4.05	10.33	0.17	20.94	12.76	0.16	0.16	0.03	0.20	2.61
1	Б-22-556	5	50.92	0.29	3.45	10.17	0.19	19.47	12.97	0.11	0.11	0.03	0.17	0.74
1	Б-22-557	5	46.46	0.26	3.18	9.38	0.17	21.94	12.88	0.05	0.08	0.03	0.20	4.44
1	Каа207-1	3	51.18	0.64	14.02	9.02	0.16	8.87	11.08	2.24	0.55	0.12	0.06	0.50
1	Каа207-2	3	50.59	0.63	10.25	9.94	0.18	11.99	11.24	1.59	0.51	0.05	0.13	1.27
1	Каа-207-3	3	48.97	1.02	9.11	10.09	0.17	12.08	13.26	1.51	0.47	0.09	0.10	1.22
1	Каа-207-4	3	50.23	0.67	6.82	11.67	0.22	14.31	11.98	0.73	0.47	0.05	0.16	0.79
1	Каа207-5	3	47.11	0.56	9.95	10.90	0.16	11.52	11.01	1.42	1.02	0.09	0.12	2.45
1	Каа-207-7	3	50.95	0.46	9.10	8.90	0.17	12.67	12.68	1.43	0.51	0.09	0.10	1.39
1	Kalamo-1	2	45.38	1.16	8.06	13.46	0.22	13.57	13.77	1.15	0.82	0.03	0.12	1.28
1	Kalamo-3	2	52.87	0.33	9.61	8.32	0.15	13.23	11.53	1.64	0.38	0.06	0.01	0.60
1	Kalamo-4	2	49.47	0.62	10.36	10.34	0.19	13.09	11.52	1.15	0.75	0.11	0.10	0.80

Таблица 1. Окончание

Фаза	Образец	Шифр источника	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI
1	Kalamo-5	2	43.48	1.57	10.48	13.80	0.17	12.38	12.84	1.41	1.23	0.03	0.05	1.12
1	MB-132/1	1	46.92	0.40	5.61	10.20	0.18	18.41	14.08	0.78	0.36	0.03	0.21	2.07
1	SS-1	2	46.16	1.64	11.82	13.69	0.20	10.47	10.65	1.50	0.79	0.23	0.00	2.20
1	SS-2	2	50.40	0.20	6.70	8.97	0.22	16.48	12.60	0.47	0.50	0.15	0.00	2.76
1	SS-3	2	48.16	0.45	7.01	9.78	0.15	16.88	13.44	0.72	0.44	0.10	0.00	1.99
<b>1</b>	<b>Среднее 1-1</b>		48.62	0.60	7.59	10.29	0.18	15.34	12.63	0.93	0.48	0.07	0.08	1.91
1	Б-19-К324	4	45.48	1.19	19.16	10.65	0.18	6.01	12.99	1.58	0.76	0.09	0.02	0.90
1	Б-19-К337	4	45.26	0.98	14.44	9.94	0.15	11.28	12.47	1.11	1.25	0.10	0.06	1.90
<b>1</b>	<b>Среднее 1-2</b>		<b>45.37</b>	<b>1.08</b>	<b>16.80</b>	<b>10.30</b>	<b>0.16</b>	<b>8.65</b>	<b>12.73</b>	<b>1.35</b>	<b>1.00</b>	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>1.40</b>
2	Б-19-К343	4	52.09	0.65	16.86	10.26	0.22	6.07	9.75	2.05	0.71	0.19	0.02	0.17
2	Kalamo-6	2	48.21	0.69	18.34	8.99	0.15	7.01	10.61	2.44	0.84	0.17	0.03	1.99
2	Kalamo-8	2	49.78	0.73	17.35	10.41	0.19	5.43	10.96	2.59	0.44	0.23	0.03	0.40
2	Kalamo-9	2	50.58	0.70	14.64	10.69	0.19	6.53	10.40	2.53	1.36	0.16	0.03	0.60
2	MB-126/1	1	49.12	0.86	17.51	10.47	0.18	5.81	10.05	2.47	1.08	0.20	0.02	1.26
<b>2</b>	<b>Среднее 2-1</b>		<b>49.96</b>	<b>0.73</b>	<b>16.94</b>	<b>10.16</b>	<b>0.19</b>	<b>6.17</b>	<b>10.35</b>	<b>2.42</b>	<b>0.89</b>	<b>0.19</b>	<b>0.03</b>	<b>0.88</b>
2	Б-19-К325	4	53.10	0.68	20.46	6.69	0.15	3.79	10.40	2.76	0.86	0.15	0.01	0.25
2	Б-19-К328	4	53.48	0.70	18.11	8.57	0.16	5.00	9.19	2.43	0.90	0.18	0.02	0.54
2	Kalamo-10	2	50.70	0.79	18.10	10.32	0.09	5.00	10.20	2.80	0.82	0.36	0.02	0.79
<b>2</b>	<b>Среднее 2-2</b>		<b>52.43</b>	<b>0.72</b>	<b>18.89</b>	<b>8.53</b>	<b>0.13</b>	<b>4.60</b>	<b>9.93</b>	<b>2.67</b>	<b>0.86</b>	<b>0.23</b>	<b>0.02</b>	<b>0.52</b>

Примечания. Цифрами обозначены следующие литературные источники: 1 – Богачев и др. (1999); 2 – Ивашенко, Голубев (2011); 3 – Лавров, Кулешевич (2016); 4 – Анисимов и др. (2023); 5 – ранее неопубликованные авторские данные. Среднее 1-1 и др. – средние составы пород, рассчитанные для геохимической термометрии.

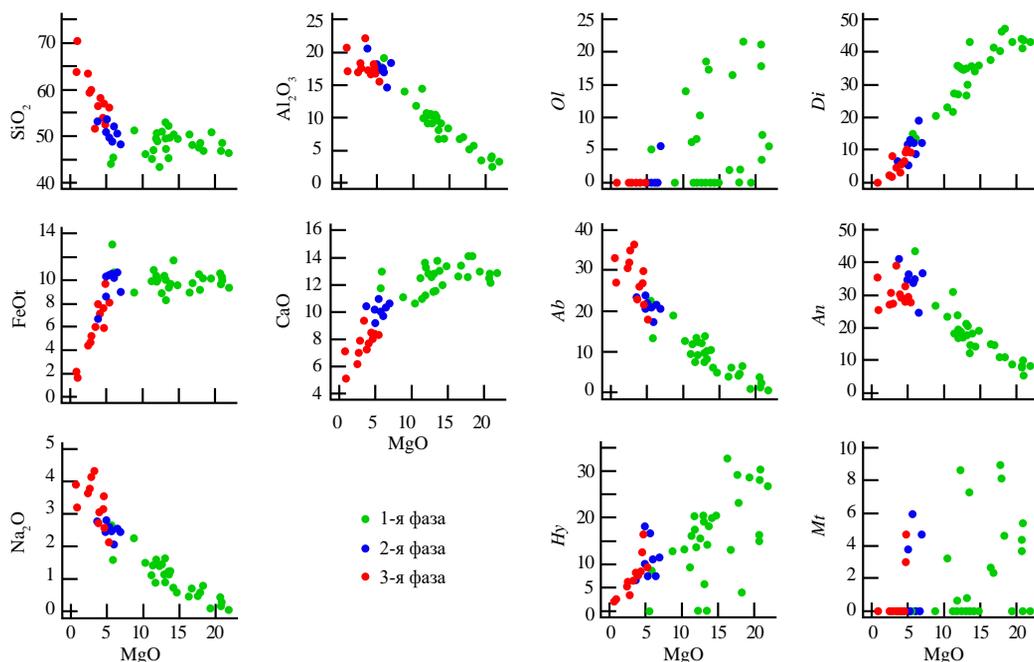


Рис. 3. Диаграммы MgO-оксид и MgO-нормативный минерал (CIPW) для Кааламского комплекса с выделением составов пород трех фаз внедрения.

кристаллизации плагиоклаза с титаномагнетитом на поздних.

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Кааламского комплекса приведены в табл. 2. Нормализованные к хондриту спектры распределения РЗЭ показывают, что для всех трех фаз внедрения характерно однотипное распределение, главной особенностью которого является обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых при отсутствии или едва заметных Eu-аномалиях (рис. 4). Отметим также, что от 1-й фазы ко 2-й фазе сумма РЗЭ растет, а затем снижается от 2-й фазы к 3-й фазе.

#### СОСТАВЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

В данном разделе рассмотрены особенности магматических минералов пород Кааламского комплекса: оливина, орто- и клинопироксенов, плагиоклаза. Характеристики амфиболов, являющихся, за редким исключением, метаморфическими минералами, и в некоторых случаях слагающих существенную часть объема породы, не рассматриваются. Также из рассмотрения исключены такие вторичные минералы, как биотит, эпидот, хлорит и ряд других, которые присутствуют в переменном количестве практически во всех разновидностях пород Кааламского комплекса и связаны с этапом их метаморфических изменений при регионально проявленном метаморфизме.

**Оливин** установлен только в наиболее магнезиальных породах 1-й фазы внедрения: перидотитах и пироксенитах. Встречается в виде ксеноморфных или округлых зерен в матрице породы или в виде включений в ортопироксене. Наблюдается широкая вариация составов 56–84 мол. % *Fo*, которая коррелируется с составом пород: в более магнезиальных породах магнезиальность оливина выше. В перидотитах состав оливина отвечает 82–84 мол. % *Fo*, в оливиновых клинопироксенитах – 56–73 мол. % *Fo*.

**Орто- и клинопироксен** – важнейшие феррические минералы пород 1-й и 2-й фаз внедрения. В породах 1-й фазы более распространен клинопироксен, ортопироксен встречается сравнительно редко. Пироксены образуют ксеноморфные или гипидиоморфные зерна, в проходящем свете бесцветные или бурые из-за тонкой рудной сыпи. По составу клинопироксен из пород 1-й фазы (в перидотитах пироксенов не обнаружено, данные приводятся по оливиновым клинопироксенитам) отвечает магнезиальному диопсиду,  $mg\# = 0.92–0.77$  (среднее значение 0.84). Сосуществующий ортопироксен по составу отвечает энстатиту,  $mg\# = 0.79–0.64$  (среднее 0.70).

В породах 2-й фазы как орто- так и клинопироксены присутствуют в виде удлинённых идиоморфных зерен. Клинопироксены зеленоватые, плеохроируют слабо, ортопироксены плеохроируют от зеленоватого до розоватого. По составу клинопироксены отвечают диопсиду и авгиту

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в породах массива Кааламо

Фаза	Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	Б-19-К324	4.09	11.00	2.02	10.50	2.94	1.00	3.53	0.60	3.16	0.71	1.88	0.30	1.58	0.29
1	Б-19-К337	8.13	19.10	3.01	14.00	3.24	1.02	3.27	0.50	2.68	0.60	1.49	0.22	1.05	0.17
1	Б-21-480-4	3.76	8.99	1.31	5.89	1.56	0.42	1.6	0.32	1.62	0.35	1.06	0.16	0.86	0.12
1	Б-21-491	2.84	8.26	1.23	5.68	1.48	0.55	1.52	0.25	1.54	0.28	0.96	0.11	0.81	0.097
1	Б-21-493	4.97	10.3	1.45	6.25	1.36	0.59	1.51	0.33	1.5	0.36	0.85	0.14	0.78	0.1
1	Б-22-555	1.7	5	0.8	3.63	0.96	0.26	0.9	0.17	0.93	0.18	0.51	0.075	0.45	0.071
1	Б-22-556	1.38	3.66	0.58	2.82	0.87	0.22	0.81	0.15	0.91	0.19	0.5	0.067	0.45	0.066
1	Б-22-557	1.43	2.95	0.41	1.99	0.56	0.19	0.63	0.094	0.65	0.13	0.32	0.045	0.28	0.045
2	Б-19-К325	11.30	20.20	2.46	10.50	2.24	1.01	2.36	0.34	1.80	0.41	1.04	0.14	0.83	0.18
2	Б-19-К328	15.70	30.30	4.04	18.00	4.47	1.20	4.07	0.61	3.19	0.72	1.84	0.30	1.65	0.30
2	Б-19-К343	14.80	28.30	3.70	16.90	3.89	1.13	3.79	0.63	3.20	0.64	1.81	0.27	1.57	0.25
3	Б-19-К340	19.90	40.00	4.96	19.20	3.60	1.00	3.47	0.51	2.95	0.58	1.85	0.32	1.79	0.33
3	Б-21-467	10.5	21.5	3.02	12.6	2.31	0.81	2.72	0.46	2.41	0.6	1.68	0.23	1.48	0.23
3	Б-21-487	5.41	13.7	2.06	9.56	2.33	0.7	1.83	0.31	1.75	0.37	1.05	0.14	1.15	0.12
3	Б-21-489	3.92	9.71	1.52	6.87	1.51	0.63	1.39	0.25	1.39	0.29	0.76	0.12	0.72	0.12
3	Б-21-493-1	6.31	13.5	1.83	7.56	1.65	0.61	1.46	0.23	1.36	0.28	0.73	0.11	0.78	0.11

Примечание. Содержание редкоземельных элементов приведены в ppm.

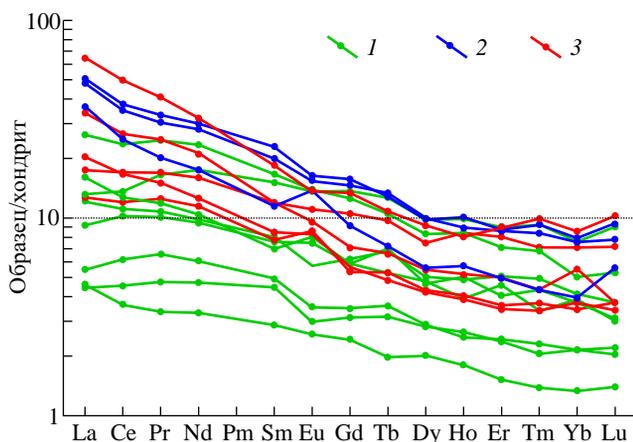


Рис. 4. Спектры РЗЭ для пород Кааламского комплекса.

1 – породы 1-й фазы внедрения, 2 – породы 2-й фазы, 3 – породы 3-й фазы. Нормирование произведено по составу хондрита (Boynton, 1984).

$mg\# = 0.74–0.63$  (среднее 0.68), ортопироксены – гиперстену  $mg\# = 0.49–0.54$  (среднее 0.52).

Таким образом, от 1-й фазы ко 2-й фазе возрастает железистость орто- и клинопироксена, при этом в *Srx* несколько уменьшается содержание кальция.

**Плаггиоклаз** характерен для всех трех фаз внедрения. Наиболее хорошо сохранившийся магматический плаггиоклаз в породах 1-й фазы можно наблюдать в анортитовом габбро (обр. Б-19-К324). Кристаллы зональные, ядра по составу отвечают битовниту 90–85 мол. % *An*, каймы – лабрадору-андезину 65–45 мол. % *An*. Границы между ядрами и каймами резкие. В габбро (обр. Б-19-К337) магматическая генерация плаггиоклаза по составу отвечает лабрадору 70–60 мол. % *An*.

В породах 2-й фазы большинство зерен незональные, по составу отвечают лабрадору 60–50 мол. % *An*. Изредка встречаются зональные кристаллы, в которых ядра по составу отвечают битовниту 80–70 мол. % *An*, а каймы – лабрадору 60–50 мол. % *An*. Для кайм характерна грубая осцилляционная зональность.

В породах 3-й фазы внедрения магматическая генерация плаггиоклазов представлена андезином 50–40 мол. % *An*. Кристаллы незональные или с осцилляционной зональностью, более тонкой и ясной, по сравнению с плаггиоклазами из пород 1-й фазы внедрения.

#### РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА ИСХОДНЫХ МАГМ ПО МЕТОДУ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

**Термодинамические основы метода.** Разновидности геохимической термометрии рассмотрены в серии публикаций и обобщениях (Арискин,

Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004). Главный постулат этого метода состоит в том, что момент формирования породы в геохимическом смысле (при фиксации валового химического состава системы) отвечает ситуации, когда в определенном участке магматической камеры сформировался каркас кумулюсных минералов, в межзерновом пространстве которого присутствует равновесный с кристаллами остаточный расплав (интеркумулюсная жидкость). При условии закрытости системы валовый химический состав такой гетерогенной смеси уже не меняется в ходе остывания, хотя составы породообразующих минералов на последних стадиях “докристаллизации” (доступные последующему изучению) будут несколько отличаться от исходных, составлявших протокумулюсную смесь.

Эта идеология позволяет проводить реконструкцию состава исходных магм для фаз внедрения и соответствующих пород, представляющих одну и ту же температурную стадию, завершающую процесс формирования смеси кумулюсных зерен и захваченного расплава одного и того же состава, но, возможно, в разных пропорциях. Техника решения подобных задач заключается в расчете траекторий равновесной кристаллизации виртуальных расплавов, отвечающих валовому составу пород (фаз внедрения), и поиске в координатах “состав-температура” точки их пересечения или максимального сгущения по всем петрогенным компонентам сразу. При этом среднее значение для интервала температур в области сгущения/пересечения котектических линий рассматривается как температура образования пород (см. выше), а состав расплава при данной температуре представляет состав исходной магматической жидкости, захваченной в поровом пространстве протокумулюсной смеси. Соответственно, рассчитанные при этих параметрах составы ликвидусных минералов и их фазовые пропорции будут отвечать реальным исходным минералам кумулюса и их пропорциям для каждой из пород к началу кристаллизации интеркумулюсной жидкости.

**Условия вычислений.** Для моделирования было использовано 36 химических составов пород 1-й и 2-й фаз внедрения Кааламского комплекса (табл. 1). При расчетах были выбраны следующие начальные параметры: содержание воды в виртуальном расплаве породы 0.2 мас. % давление 4 кбар, кислородный буфер QFM+1. Небольшое содержание воды подобрано таким образом, чтобы ортопироксен оставался в числе главных минералов, кристаллизующихся из расплавов пород 2-й фазы внедрения (при более высоких содержаниях  $H_2O$  этот минерал в расчетах не появлялся). Давление отвечает оценкам по минеральным геобарометрам для вмещающих пород (Балтыбаев и др., 2000). Достаточно окислительные условия буфера QFM+1 обеспечивают появление в кристаллиза-

ционной последовательности магнетита – в количестве примерно до 3 мас. %, что и наблюдается в реальных породах 2-й фазы.

#### Последовательность и результаты вычислений.

На первом этапе моделирования расчеты равновесной кристаллизации были проведены для всех 36 составов пород (табл. 1). При проецировании модельных траекторий (линий эволюции состава расплава) на графики состав – температура выявились трудности графической интерпретации и поиска устойчивых кластеров пересечений в пространстве множества петрогенных оксидов (рис. 5). В ряде случаев это усложнялось “параллельностью” модельных траекторий вследствие ранней кристаллизации фемических минералов ( $Ol \rightarrow Ol + Cpx$ ) для наиболее примитивных пород 1-й фазы. В итоге было решено ограничиться расчетами для 4-х составов, характеризующих средние составы наиболее примитивных и дифференцированных пород 1-й и 2-й фазы

(табл. 1). Такой подход позволяет избежать необходимости разбираться с особенностями кристаллизации каждой конкретной породы, но сконцентрироваться на принципиальных характеристиках исходных магм и производных расплавов для данных фаз внедрения. Расчетные порядки кристаллизации породообразующих минералов показаны на рис. 6. Соответствующие температурно-композиционные зависимости для оливина и модельных расплавов представлены на рис. 7 и 8.

Результаты расчетов на рис. 6, показывают, что порядок кристаллизации минералов из расплавов примитивных пород 1-й фазы отвечает последовательности: оливин ( $Ol$ ) → высоко-Са пироксен ( $Aug$ ) + ортопироксен ( $Opx$ ) → плагиоклаз ( $Pl$ ) → поздний титаномagnetит ( $Mt$ ). Для дифференцированных пород 1-й фазы (анортитовые габбро) порядок кристаллизации несколько другой: плагиоклаз ( $Pl$ ) → оливин ( $Ol$ ) →  $Aug + Opx + Mt$ . В расплавах 2-й фазы оливин не кристаллизуется:

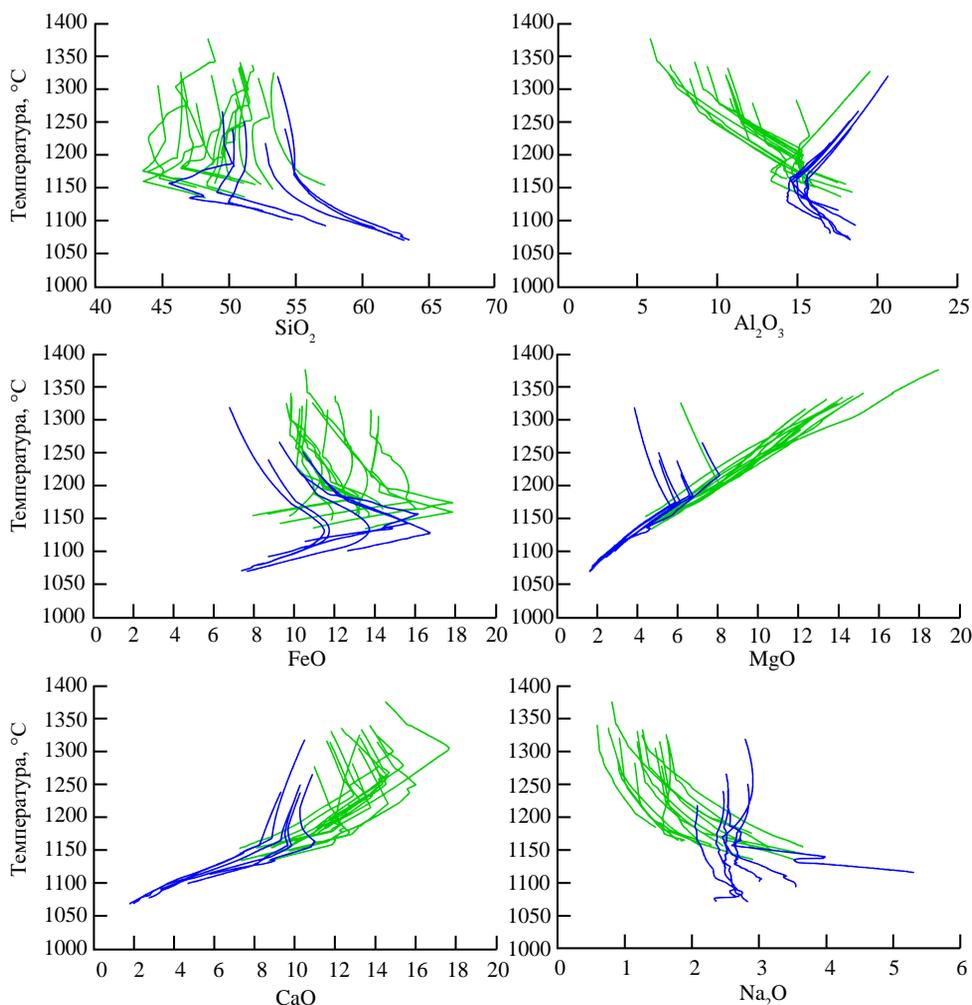


Рис. 5. Траектории равновесной кристаллизации для 36 составов пород массива Кааламо (табл. 1). Зеленым цветом показаны траектории кристаллизации пород 1-й фазы внедрения, синим – 2-й фазы.

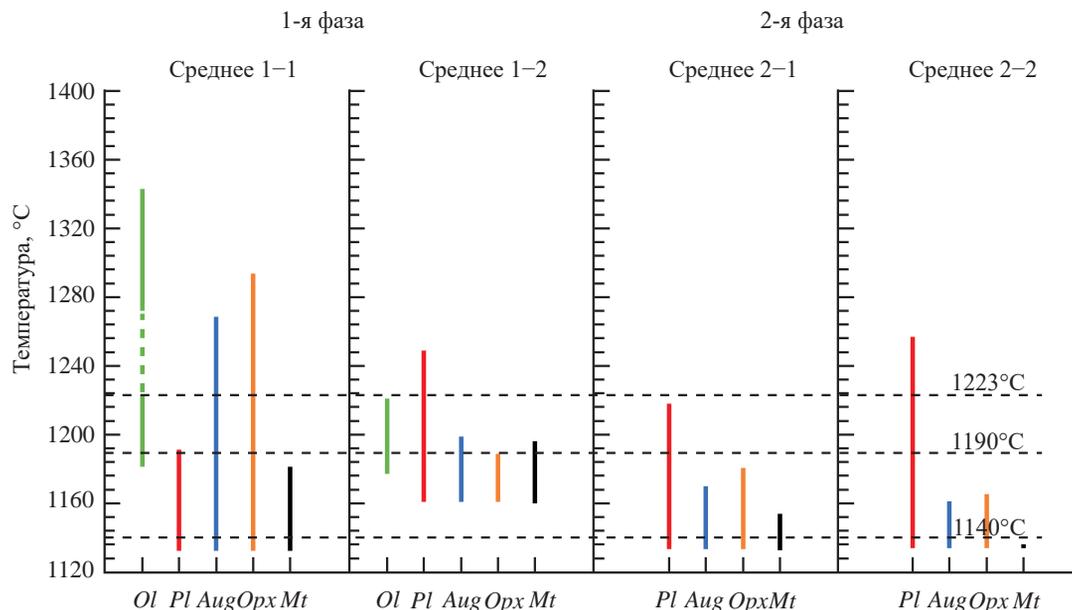


Рис. 6. Порядок равновесной кристаллизации минералов из виртуальных расплавов, отвечающих средним составам 1-й и 2-й фаз внедрения массива Кааламо (табл. 3).

плаггиоклаз (*Pl*) → *Aug* + *Opx* → титаномагнетит (*Mt*). При этом надо иметь в виду, что генетический смысл имеют только минеральные ассоциации и расплавы, рассчитанные при температурах ниже 1223 °С – значения, которое принимается за максимальную температуру исходной магмы массива Кааламо. Эта максимально возможная температура исходной магмы оценена путем сопоставления расчетного состава оливина на траектории кристаллизации расплава, характеризующего средний состав наиболее примитивных пород 1-й фазы внедрения (Среднее 1–1 в табл. 1), с составом наиболее магнезиального оливина, наблюдаемого в этих породах (~84 мол. % *Fo*) (рис. 7). Как видим, совпадение наблюдаемого и расчетного состава оливина отвечает как раз температуре ~1223 °С. Рассчитанный при этой температуре состав магматического расплава приведен в первой колонке табл. 3 и рассматривается в качестве наиболее примитивного (исходного) расплава массива Кааламо<sup>1</sup>.

На рис. 8 показаны пересечения линий эволюции состава модельных расплавов для петрогенных оксидов в зависимости от температуры. В случае более примитивных (“Среднее 1–1”) и дифференцированных пород (“Среднее 1–2”) первой фазы имеем пересечение при температуре ~1190 °С. Для относительно примитивных (“Среднее 2–1”) и дифференцированных пород (“Среднее 2–2”)

второй фазы пересечению траекторий отвечает температура ~1140 °С. Эти температурные оценки можно рассматривать как средние характеристики магматического материала, при кристаллизации которого формировались породы 1-й и 2-й фаз внедрения. Это при том, что реальный диапазон температур протокумулюсных систем был выше – от 1223 °С (исходная магма) до значений несколько ниже 1140 °С (более точную оценку даст последующий анализ результатов расчетов для конкретных наиболее дифференцированных пород 2-й фазы). Соответствующие составы производных (условно “остаточных”) расплавов для каждой из фаз внедрения приведены в табл. 3. В первом случае имеем достаточно магнезиальный

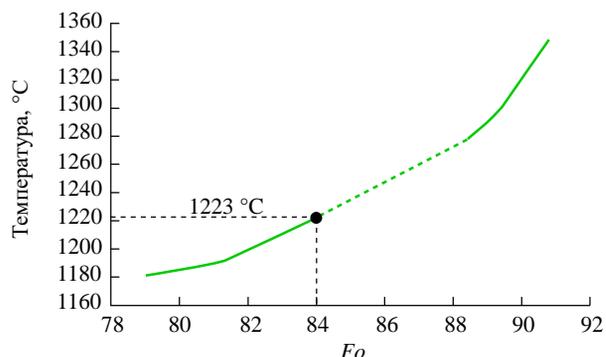
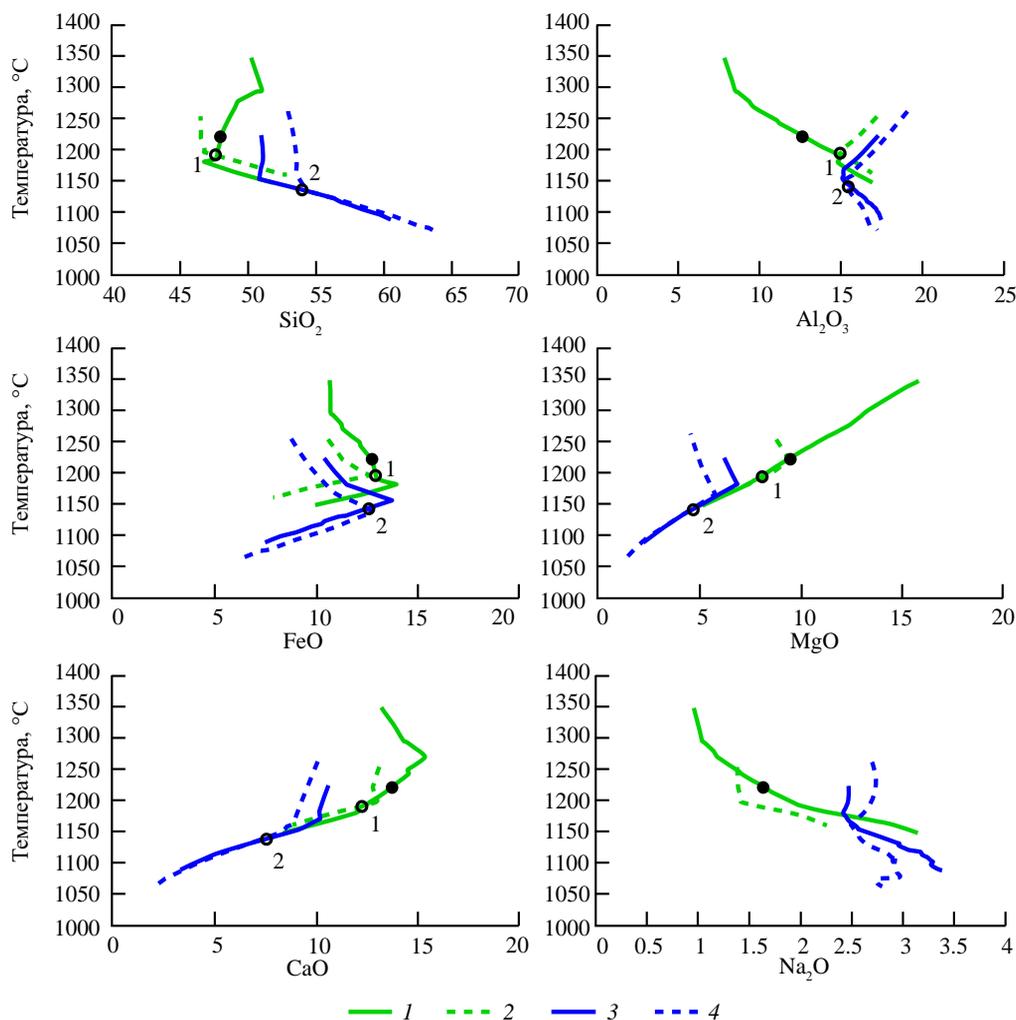


Рис. 7. Составы кристаллизующихся оливинов. Черным залитым кругом отмечен состав наиболее магнезиального оливина, наблюдаемого в породах Кааламского комплекса. Температура его кристаллизации отвечает температуре исходного расплава массива Кааламо.

<sup>1</sup> Оцененный таким образом исходный расплав не следует отождествлять с исходной магмой массива Кааламо, которая, очевидно, представляла гетерогенную смесь этого расплава с некоторым количеством вкрапленников оливина 84 мол. % *Fo* (возможно, чуть более магнезиального).



**Рис. 8.** Траектории равновесной кристаллизации для усредненных составов пород массива Кааламо (табл. 1). 1 – Среднее 1–1, 2 – Среднее 1–2, 3 – Среднее 2–1, 4 – Среднее 2–2. Черным залитым кругом отмечен состав исходного расплава массива Кааламо, незалитыми – составы производных расплавов 1-й и 2-й фазы внедрения.

(~8 мас. % MgO) ферробазальтовый расплав (12.5 мас. % FeO при 48 мас. % SiO<sub>2</sub>), во втором – более дифференцированный андезит-базальтовый расплав, также богатый железом (12.4 мас. % FeO при ~53.7 мас. % SiO<sub>2</sub>).

В табл. 3 приводятся также расчетные оценки состава ликвидусных минералов в точке пересечения траекторий кристаллизации при найденных температурах. В случае 1-й фазы они отвечают интервалам 81–82.7 мол. % Fo для оливина, 76.8–81.4 мол. % An для плагиоклаза и совпадают в пределах 1 мол. % для высоко-Са клинопироксена. Для 2-й фазы имеем более кислый плагиоклаз (61–63 мол. % An) и гораздо более железистые пироксены. Эти оценки, в целом, согласуются с данными микронзондовых исследований (см. выше). Исключение составляют составы оливина, расчетные составы которого совпадают только с наиболее магниальными разностями этого минерала в

породах массива. Реальный диапазон составов оливина гораздо шире (56–84 мол. % Fo). Не совпадают также составы ортопироксена 2-й фазы, расчетная магниальность которого отвечает 0.74–0.75, в то время как реальные составы – более железистые, mg# = 0.49–0.54. Интересно отметить, что расчетный состав плагиоклаза 2-й фазы оказался далек от наблюдаемого в ядрах зональных кристаллов (~80 мол. % An) и близок плагиоклазу, слагающему каймы зерен (60–50 мол. % An).

**Кристаллизационные связи между фазами внедрения.** Вопрос о возможности кристаллизационных соотношений между расплавами, установленными для пород 1-й и 2-й фазы внедрения, является ключевым при интерпретации геолого-генетических особенностей массива Кааламо. Определенность ответа приносит сопоставление траектории эволюции состава исходного наиболее примитивного расплава

Таблица 3. Результаты геохимической термометрии для пород массива Кааламо

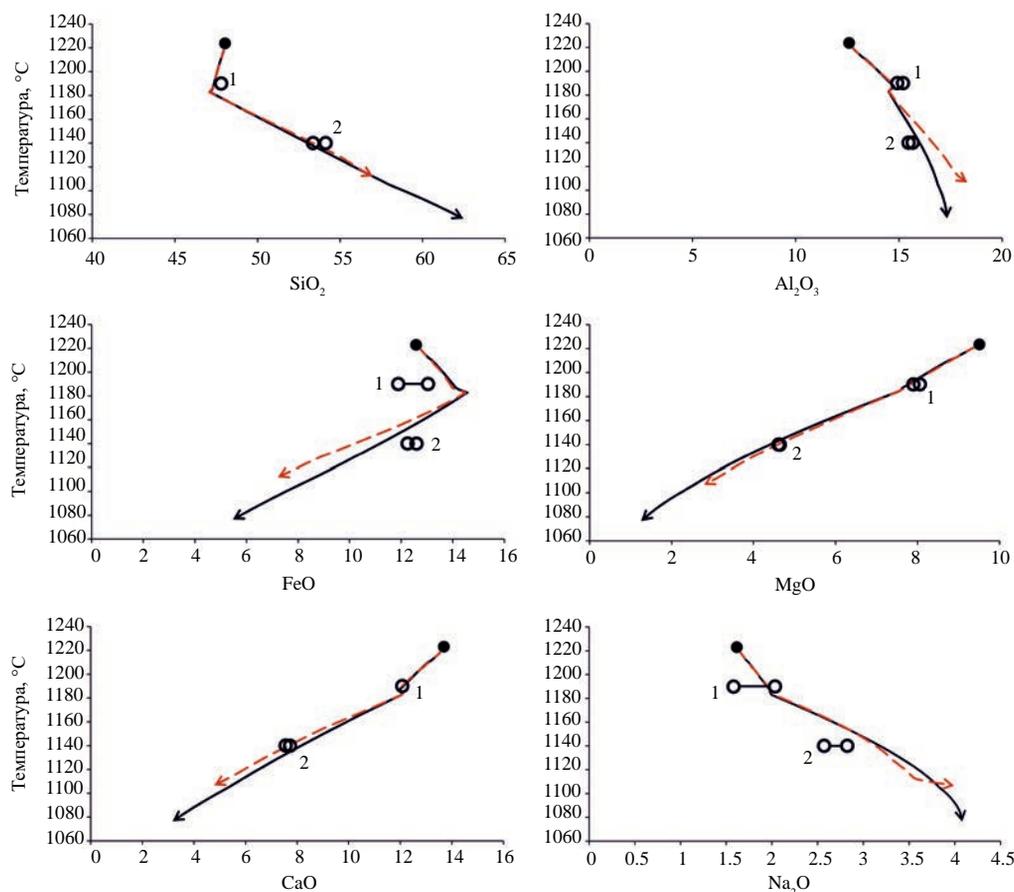
Фаза	1-я фаза		1-я фаза			2-я фаза		
Расчетный состав	Среднее 1–1 ( <i>Ol</i> )	Среднее 1–1	Среднее 1–2	Среднее	Среднее 2–1	Среднее 2–2	Среднее	
<i>T</i> , °C	1223	1190			1140			
Расплав	Исходный	Остаточный			Остаточный			
Состав полученного расплава (мас. %)								
SiO <sub>2</sub>	48.06	47.71	47.80	<b>47.75</b>	53.36	54.12	<b>53.74</b>	
TiO <sub>2</sub>	0.79	0.88	1.55	<b>1.21</b>	1.16	1.14	<b>1.15</b>	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.58	14.93	15.20	<b>15.07</b>	15.67	15.47	<b>15.57</b>	
FeOt	12.62	13.05	11.89	<b>12.47</b>	12.25	12.59	<b>12.42</b>	
MnO	0.19	0.18	0.19	<b>0.18</b>	0.22	0.17	<b>0.20</b>	
MgO	9.49	7.90	8.06	<b>7.98</b>	4.65	4.61	<b>4.63</b>	
CaO	13.69	12.10	12.07	<b>12.09</b>	7.74	7.56	<b>7.65</b>	
Na <sub>2</sub> O	1.62	2.04	1.59	<b>1.81</b>	2.82	2.58	<b>2.70</b>	
K <sub>2</sub> O	0.84	1.07	1.52	<b>1.29</b>	1.73	1.37	<b>1.55</b>	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.16	0.14	<b>0.15</b>	0.40	0.40	<b>0.40</b>	
H <sub>2</sub> O	0.34	0.43	0.31	<b>0.37</b>	0.41	0.34	<b>0.38</b>	
Фазовый состав системы (мас. %)								
Melt	59.22	46.47	64.13	–	48.63	58.85	–	
<i>Ol</i>	0.15	0.89	4.28	–	–	–	–	
<i>Pl</i>	–	0.59	20.40	–	28.18	30.96	–	
<i>Aug</i>	17.61	29.36	8.87	–	15.41	7.34	–	
<i>Opx</i>	23.02	22.68	–	–	5.25	2.86	–	
<i>Mt</i>	–	–	2.32	–	2.53	–	–	
Составы кумулусных минералов								
<i>Fo(Ol)</i>	84.07	81.02	82.67	–	–	–	–	
<i>An(Pl)</i>	–	76.76	81.40	–	60.62	62.85	–	
<i>En(Aug)</i>	48.93	48.34	49.28	–	46.09	46.03	–	
<i>Fs(Aug)</i>	7.39	9.82	8.97	–	16.45	17.10	–	
<i>Wo(Aug)</i>	43.68	41.84	41.76	–	37.46	36.87	–	
<i>mg#(Aug)</i>	<b>86.88</b>	<b>83.11</b>	<b>84.61</b>	–	<b>73.70</b>	<b>72.92</b>	–	
<i>En(Opx)</i>	77.83	75.78	–	–	70.58	70.01	–	
<i>Fs(Opx)</i>	14.94	17.31	–	–	23.29	24.00	–	
<i>Wo(Opx)</i>	7.24	6.91	–	–	6.13	5.99	–	
<i>mg#(Opx)</i>	<b>83.90</b>	<b>81.40</b>	–	–	<b>75.19</b>	<b>74.47</b>	–	
<i>Ulv(Mt)</i>	–	–	4.168	–	10.121	–	–	

Примечания. Среднее 1–1 и др. – средние составы пород, рассчитанные для геохимической термометрии.

с составами расплавов остаточных, рассчитанных по методу геохимической термометрии (Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Varmina, 2004). В случае вулканических пород (магматических серий) для этого достаточно провести расчет идеальной фракционной кристаллизации исходной магмы и убедиться, что составы менее примитивных пород и стекол “ложатся” на расчетную траекторию. Для интрузивных ультрамафитов и базитов ситуация сложнее, поскольку кристаллизация магмы в камере подразумевает суспензионную систему и может протекать в условиях равновесия с существенными количествами взвешенных кристаллов. Такая кристаллизация носит характер промежуточной между идеальной фракционной и полностью равновесной (Арискин, Бармина, 2000). По этой причине для последующих сравнений мы использовали две траектории кристаллизации одного исходного расплава (табл. 3), представляющие идеальное фракционирование и равновесную кристаллизацию. Очевидно, что ожидаемая эволюция реальной системы подразумевает промежуточный тренд между этими двумя расчетными траекториями. Полученные

результаты приведены на рис. 9, на котором видно, что независимо от того, какая модель кристаллизации выбрана, диапазоны составов остаточных расплавов хорошо ложатся на модельные тренды (за исключением графика FeO-температура). Это можно рассматривать как свидетельство генетической связи между 1-й и 2-й фазами внедрения, соответственно – указание на общий источник магматического материала. Генетическая общность их также демонстрируется графиками распределения РЗЭ.

Дополнительную информацию привносит сравнение наблюдаемых и расчетных минеральных парагенезисов (рис. 10). В целом, установлено, что модельный порядок кристаллизации и пропорции минералов весьма схожи с реально наблюдаемыми, особенно в случае равновесной кристаллизации. Но, если взять полученные модельные температуры момента формирования пород 1-й и 2-й фаз (1190 °C и 1140 °C соответственно), то рассчитанный методом геохимической термометрии набор ликвидусных минералов не вполне совпадает с рассчитанным путем равновесной/фракционной



**Рис. 9.** Тренды равновесной и фракционной кристаллизации исходного расплава массива Кааламо (табл. 3). Красной штриховой линией показана траектория равновесной кристаллизации, черной сплошной – фракционной. Черным залитым кругом отмечен состав исходного расплава массива Кааламо, незалитыми – составы производных расплавов 1-й и 2-й фазы внедрения.

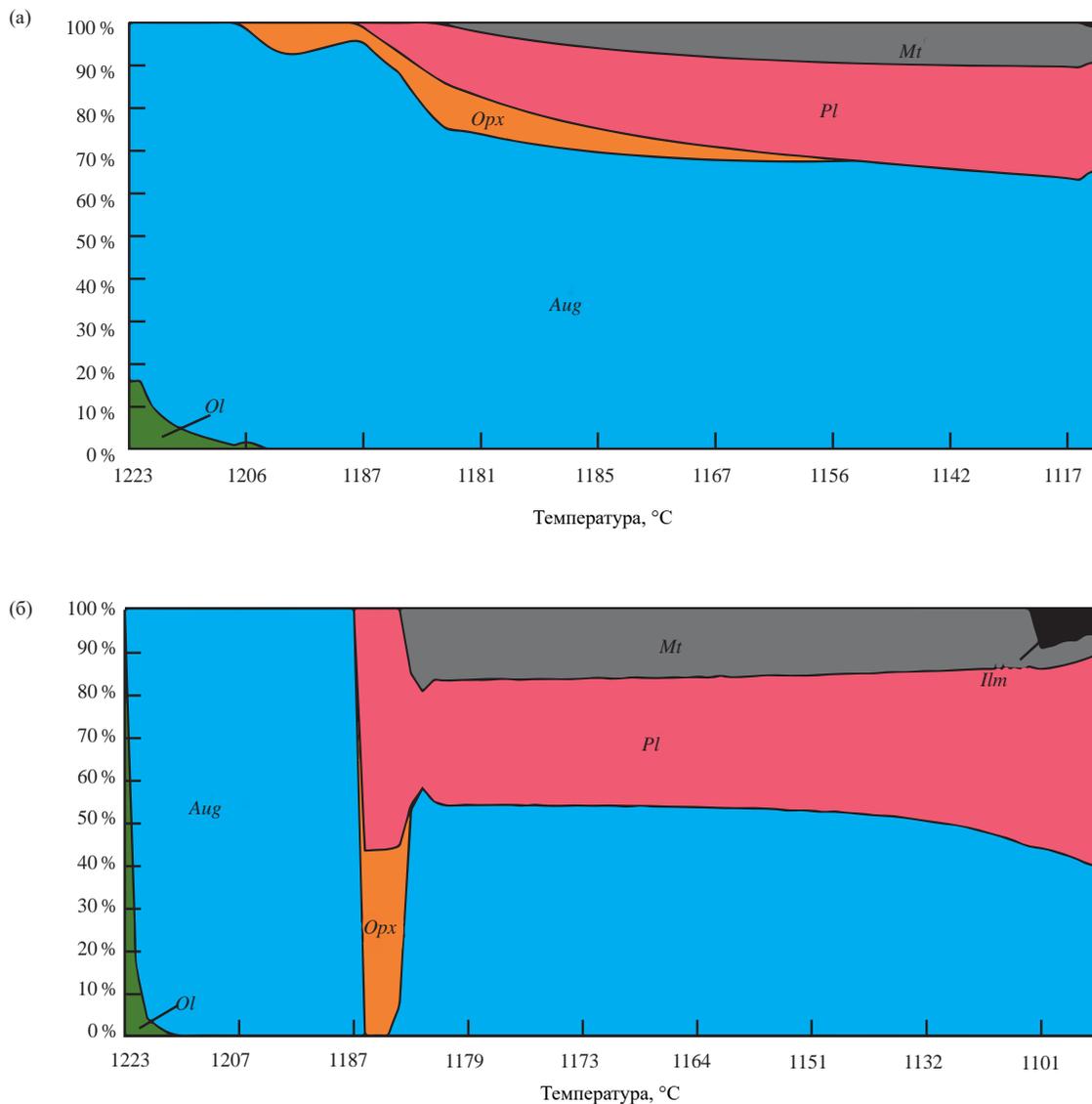


Рис. 10. Порядок и пропорции кристаллизующихся минералов при (а) – равновесной, (б) – фракционной кристаллизации.

кристаллизации исходного расплава. Например, при температуре 1190 °С фазовый состав системы, рассчитанный методом геохимической термометрии, отвечает ассоциации  $Ol + Aug + Pl \pm Orx$ , тогда как рассчитанный для равновесной кристаллизации исходного расплава дает ассоциацию  $Aug + Orx$ , в случае фракционной кристаллизации имеем только  $Aug$ . При температуре 1140 °С фазовый состав системы, рассчитанный методом геохимической термометрии, отвечает ассоциации  $Aug + Orx + Pl \pm Mt$ , а рассчитанный путем равновесной кристаллизации исходного расплава –  $Aug + Pl + Mt$ , в случае фракционной кристаллизации также видим отсутствие ортопироксена:  $Aug + Pl + Mt$ . Ниже представлено обсуждение возможных причин подобных различий.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Главным результатом проведенных исследований являются оценки вероятного состава магматических расплавов, характеризующих исходную и производные магмы Каламского комплекса, представляющих 1-ю и 2-ю фазы внедрения (табл. 3). Наиболее примитивный расплав отвечал высокомагнезильной магме при температуре выше 1220 °С, содержащей около 9.5 мас. % MgO с составом вкрапленников оливина ~84 мол. % Fo. Оценка среднего состава расплава для пород 1-й фазы дает около 8 мас. % MgO при температуре 1190 °С и вариациях состава оливина в интервале 81–82.7 мол. % Fo. Это указывает на температурную неоднородность магматического материала, слагающего породы

1-й фазы, заметную степень его дифференцированности. Расчетные порядки кристаллизации на рис. 6 хорошо согласуются с присутствием метаперидотитов и распространенностью оливиновых метапироксенитов, указывая, что исходное состояние примитивного расплава отвечало равновесию с оливином, клинопироксеном и ортопироксеном, находящихся, вероятно, в перитектических отношениях с оливином. Наиболее дифференцированные породы указывают на появление котектического плагиоклаза, содержащего порядка 80 мол. % *An*, что подтверждают расчеты при температурах ниже 1200 °С (рис. 6) и данные табл. 3.

Породы 2-й фазы внедрения представляют еще более дифференцированный материал, в среднем (при температуре около 1140 °С) отвечающий габброноритовой ассоциации кумулюсных фаз, с отсутствием оливина и появлением титаномагнетита на поздних стадиях кристаллизации: *Pl + Aug + Орх ± Мт*. Исходная магнезиальность пироксенов для этих пород варьирует в интервале *mg#* 0.73–0.75 при составе плагиоклаза примерно 61–63 мол. % *An*.

Некоторую трудность встречает сравнение результатов моделирования с данными непосредственных измерений состава породообразующих минералов – рассчитанные составы кумулюсных минералов переменного состава не всегда хорошо совпадают с наблюдаемыми. К примеру, в породах 1-й фазы наблюдается более железистый оливин (до 56 мол. % *Fe*), а во 2-й фазе – более железистый ортопироксен (в среднем *mg#* около 0.49–0.54) по сравнению с модельными составами (табл. 3). Также в реальных породах 2-й фазы плагиоклаз имеет состав 50–60 мол. % *An* с ядрами 80 мол. % *An*, тогда как по результатам моделирования образуется плагиоклаз ~60 мол. % *An* (табл. 3, рис. 4). Для темноцветных минералов этот эффект известен – наблюдаемые составы практически всегда оказываются более железистыми по сравнению с расчетными (Varnes, 1986; Бармина и др., 1988). Это объясняется поздним взаимодействием кумулюса с остаточным расплавом и переуравновешиванием исходных составов минералов в результате перераспределения ионов  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  по механизму диффузии в сосуществующих фазах. Что касается ядер более основного плагиоклаза (80 мол. % *An*), то их следует рассматривать как реликты наиболее ранних зерен, отвечающих начальным стадиям кристаллизации плагиоклаза, тем более что моделируемый состав плагиоклаза дифференцированных пород первой фазы как раз отвечает 81–77 мол. % *An*.

Представляется, что идеальная равновесная кристаллизация в массиве Кааламо была маловероятна, иначе в массиве бы не наблюдалось такого широкого спектра составов пород. Но и чистая фракционная кристаллизация – скорее,

идеализированный процесс, редкий в природе. Можно лишь предположить, что в массиве Кааламо, скорее всего, был реализован механизм промежуточного фракционирования (Арискин, Бармина, 2000), когда часть кристаллического материала остается взвешенным в магме и переуравновешивается по ходу “частично равновесной” фракционной кристаллизации. В таком случае становится понятна особенность вышеуказанных трендов остаточных расплавов.

Поскольку массив Кааламо сложен широким спектром пород (от перидотитов до плагиогранитов), неизбежно встает вопрос, возможно ли формирование подобного интрузивного тела из единого источника?

Результаты моделирования показывают, что путем кристаллизации исходного расплава первой фазы можно получить породы и остаточный расплав второй фазы внедрения. Этому не противоречат данные по геохимии пород, включая спектры РЗЭ, а также изотопную геохимию Nd, о чем будет сказано ниже.

Как указывалось выше, при описании петрохимических особенностей пород, от 1-й фазы ко 2-й фазе сумма РЗЭ растет, а затем снижается от 2-й фазы к 3-й фазе. Но обычно сумма РЗЭ в более фракционированных продуктах должна возрастать. Предположение о росте РЗЭ в породах 2-й фазы из-за аккумуляции в них клинопироксена (одного из главных концентраторов РЗЭ) не соответствует петрографическим наблюдениям, т.е. содержание этого минерала во 2-й фазе невелико. В качестве альтернативы видится недооцененная кристаллизационная роль амфибола на поздних стадиях. Нельзя исключить также фактор коровой контаминации, вызвавший нестандартное распределение РЗЭ в рассматриваемых породах. Наконец, породы 3-й фазы внедрения могут иметь самостоятельный источник, что выглядит логичным исходя из общегеологических соображений – сложно представить, чтобы подобный объем кислой магмы образовался в результате фракционирования габброидного расплава. Эти вопросы остаются пока открытыми и требующими специального рассмотрения в дальнейшем с учетом более широкого спектра минералов (в частности, амфибола), что выходит за рамки возможностей используемого нами программного модуля COMAGMAT.

Касаясь отмеченных выше расхождений модельного порядка кристаллизации и пропорций минералов с реальными наблюдениями, отметим следующее. Во-первых, при расчете методом геохимической термометрии мы оперировали средними составами, тогда как минеральный состав, полученный при расчете индивидуальных траекторий, может отличаться от усредненного состава. Во-вторых, рассчитанный состав расплава лежит в области перитектических реакций между

оливином и пироксенами. С вычислительной точки зрения эта ситуация несет потенциал для временного или постоянного “исчезновения” с ликвидуса одной из фаз. В-третьих, в ходе моделирования мы оперировали идеальным гомогенным расплавом и его кристаллизацией. Реальные магмы представляют собой смесь жидкой фазы и взвешенных в ней кристаллов. Моделирование более реалистичной ситуации предполагает работу с составами, представляющими гетерогенные смеси найденного среднего состава расплава и некоторого количества кристаллов оливина, пироксенов и плагиоклаза. Подобное моделирование предполагает, что определенное количество перитектически растворяющегося минерала постоянно присутствует на ликвидусе, тогда как, оперируя с “чистыми” расплавами, обычно наблюдаем отсутствие такой фазы (Арискин, Бармина, 2000). Оценки вероятного количества вкрапленников оливина и пироксена в исходной магме позволяют провести такие расчеты в дальнейшем.

Также может возникнуть вопрос о применимости метода геохимической термометрии для пород, испытавших существенное метаморфическое преобразование, поскольку породы Кааламского массива метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и нередко содержат лишь реликты первично-магматических минералов. Очевидно, что данный метод мог бы быть применим в случае изохимического метаморфизма, при котором валовый состав метаморфизованных пород остается неизменным. Мы предполагаем, что метаморфизм пород массива Кааламо был изохимичным — на графиках MgO-оксид точки составов сильно измененных пород 1-й и 2-й фаз образуют единые поля с точками относительно “свежих” пород.

Подтверждением того, что метод геохимической термометрии может быть применен к сильно метаморфизованным породам, может быть публикация Лю И. с соавторами (Лю и др., 2019), в которой данный метод был успешно использован для кумулатов комплекса Марун-Кей (Полярный Урал), метаморфизованных в условиях эклогитовой фации.

#### ИЗОТОПНАЯ Sm–Nd ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ГАББРОИДОВ

Для изученных габброидов массива Кааламо получен Nd модельный возраст  $t_{Nd}(DM) = 1.98–2.3$  млрд лет (табл. 4). Следует отметить, что в пределах Свекофеннского пояса большинство интрузивных пород имеет модельный возраст в диапазоне 2.0–2.3 млрд лет (Konopelko et al., 2005).

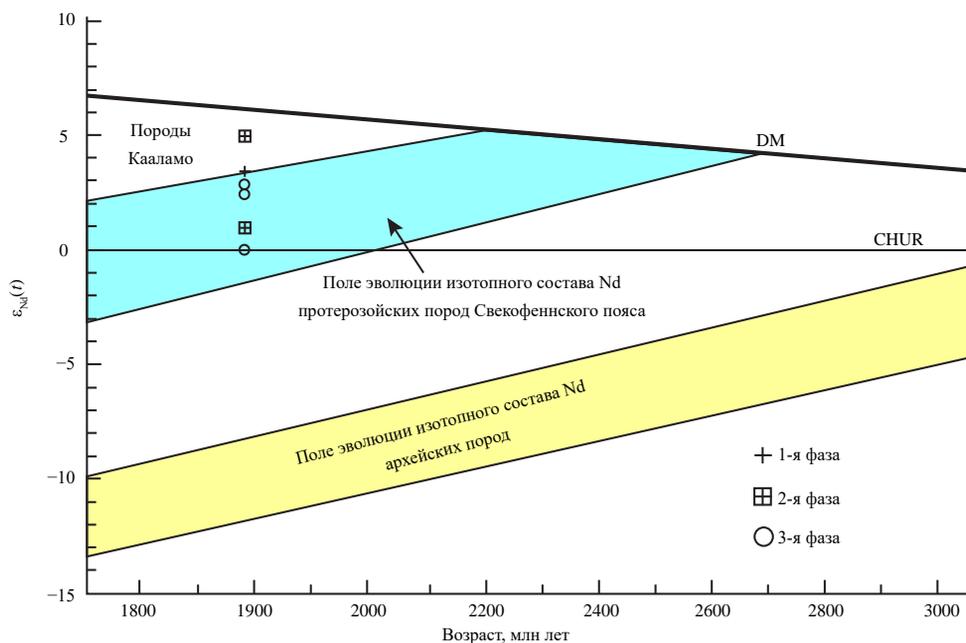
На диаграмме  $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст (рис. 11) практически все фигуративные точки изотопного состава габброидов располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd супракристалльных пород, выявленных для свекофеннской коры (Нухма, 1986), в наименее контаминированных пироксенитах тяготея к линии эволюции изотопного состава Nd деплетированной мантии. Эти данные скорее указывают на ювенильный мантийный источник габброидов, с некоторой контаминацией протерозойского материала свекофеннской коры. Очевидно, что влияние архейской коры на Nd изотопный состав изученных габброидов особенно не проявлено (рис. 11).

Следует отметить, что по величине  $\epsilon_{Nd}(t)$  породы первой и второй фазы внедрения практически не отличаются, что свидетельствует в пользу общности их геохимического источника. В то же время, эти данные не дают основания для выделения пород 3-й фазы в самостоятельный комплекс.

**Таблица 4.** Результаты Sm–Nd изотопного анализа образцов из габброидного массива Кааламо

№	Образец	Название породы, фаза	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$t_{DM}$ (млн лет)	$\epsilon_{Nd}(t)$
1	Б-19-К324	Анортитовое метагаббро, 1-я фаза	2.86	9.56	0.1810	$0.512616 \pm 7$	2490	3.4
2	Б-19-К325	Метагаббронорит, 2-я фаза	2.12	9.64	0.1329	$0.512096 \pm 9$	1990	4.9
3	Б-19-К328	Метагаббронорит, 2-я фаза	3.50	15.28	0.1384	$0.511958 \pm 6$	2410	0.9
4	Б-19-К340	Метадиорит, 3-я фаза	3.18	16.01	0.1202	$0.511836 \pm 9$	2140	2.9
5	Б-19-К340Д	Метадиорит, 3-я фаза	3.25	16.40	0.1198	$0.511805 \pm 9$	2180	2.4
6	Б-19-К318д	Метатоналит, 3-я фаза	0.82	4.44	0.1121	$0.511588 \pm 5$	2340	0.0

Примечания. Величина  $\epsilon_{Nd}(t)$  рассчитывалась для возраста 1890 млн лет.



**Рис. 11.** Диаграмма  $\epsilon_{Nd}(t)$  (возраст) для пород массива Кааламо. Линия DM по (DePaolo, 1981), области, показывающие эволюцию изотопного состава Nd протерозойской и архейской коры, даны по (Nuhma, 1986; Neilimo et al., 2009).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы 1-й и 2-й фаз внедрения образовались из единого источника, что подтверждают результаты геохимической термометрии и петро- и геохимические особенности пород, а также Sm–Nd изотопная систематика. Температура формирования наиболее дифференцированных пород 1-й фазы массива Кааламо оценивается как 1190 °С, а 2-й фазы — 1140 °С. Установлено, что наиболее примитивная исходная магма отвечала высокомагнезиальному расплаву при температуре выше 1220 °С, содержащему около 9.5 мас. % MgO с составом взвешенных в расплаве вкрапленников оливина ~84 мол. % Fo.

Расчетный фазовый состав системы близок к реально наблюдаемому в породах, содержит минеральную ассоциацию:  $Ol + Aug + Pl \pm Opx$  для пород 1-й фазы и  $Aug + Opx + Pl \pm Mt$  — для пород 2-й фазы. Расчетные порядки кристаллизации минералов хорошо согласуются с присутствием перидотитов и распространенностью оливиновых пироксенитов в 1-й фазе, указывая на равновесие примитивного расплава с клинопироксеном и ортопироксеном, находящихся в перитектических отношениях с оливином. Наиболее дифференцированные породы 1-й фазы характеризуются появлением котектического плагиоклаза, содержащего около 80 мол. % An. Для пород 2-й фазы характерно отсутствие оливина, ранняя кристаллизация плагиоклаза около 60 мол. % An, более железистый

состав орто- и клинопироксенов и появление позднего титаномагнетита.

Расчитанные составы кумулюсных минералов не всегда совпадают с наблюдаемыми, что является следствием диффузионного обмена катионами между ранними минералами кумулула с остаточным расплавом. Это приводит к смещению магнетиальности реально наблюдаемых зерен оливина и пироксенов в область более железистых составов; наиболее основные плагиоклазы в породах второй фазы внедрения представляют состав протокумуляных зерен, характеризующих ранние стадии их кристаллизации и аккумуляции.

Анализ спектров РЗЭ не противоречит данным геохимической термометрии о единстве источника пород 1-й и 2-й фаз внедрения. По величине  $\epsilon_{Nd(t)}$  породы 1-й и 2-й фазы внедрения практически не отличаются, что также свидетельствует в пользу общности их геохимического источника. Для выяснения вопроса о происхождении пород 3-й фазы внедрения требуются дополнительные исследования.

*Авторы благодарны О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) за помощь в проведении микронзондового анализа. Также авторы благодарны рецензентам А.Э. Изоху (ИГМ СО РАН, Новосибирск), Е.В. Коптеву-Дворникову (МГУ, Москва) и научному редактору Ю.А. Костицину за конструктивные замечания, которые помогли улучшить качество статьи, внимательное и доброжелательное отношение.*

*Работа была выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Минобрнауки России.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов Р.Л., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К. (2023) Раннепротерозойские габброидные массивы Кааламо и Велимяки в Северном Приладожье: термодинамическое моделирование кристаллизации и тренды эволюции пород. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле.* **68**(2), 265–292.
- Анисимов Р.Л., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. (2024) Магматические и метаморфические минералы в метагабброидах Северного Приладожья: критерии разделения. *Записки РМО.* **153**(2), 3–31.
- Антоновская Л.И. (1946) Отчет о геолого-съёмочных работах Уксунлахтинской партии в Питкярантском и Сортавальском районах КФССР в 1945 г. Петрозаводск: ТГФ РК.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 365 с.
- 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.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. (2004) Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье). *Петрология.* **12**(4), 373–392.
- Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. (1988) Опыт оценки первичных составов кумулятивных минералов в дифференцированных траппах. *Геохимия.* (8), 1108–1118.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. (1999а) Отчет по теме: “Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200”. СПб: фонды СЗРГЦ.
- Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. (1999б) U–Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья. *Вестник СПбГУ. Сер. 7.* (3), 23–33.
- Богомоллов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. (2002) Мантлийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm–Nd и Rb–Sr свидетельства. *Геохимия.* (9), 946–951.
- Bogomolov E.S., Guseva V.F., Turchenko S.I. (2002) Mantle origin of the Pana Tundra layered mafic intrusion: Evidence from Sm–Nd and Rb–Sr data. *Geochem. Int.* **40**(9), 855–859.
- Великославинский Д.А. (1972) Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 190 с.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. Левский Л.К. (2001) Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста. *ДАН.* **377**(5), 667–671.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я., Дубинина Е.О., Васильева И.М., Ризванова Н.Г. (2021) Sr- и С-изотопная хемостратиграфия метакarbonатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, северное Приладожье. *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* **29**(2), 3–22. DOI: 10.31857/S0869592X21020022
- Иваников В. В., Конопелько Д. Л., Пушкарев Ю. Д. и др. (1996) Апатитоносные калиевые ультрамафит-мафиты Приладожья – рифейские рифтогенные или раннепротерозойские посторогенные образования? *Вестник СПбГУ. Сер. 7.* (4), 76–81.
- Ивашенко В.И., Голубев А.И. (2011) Золото и платина Карелии: Формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 369 с.
- Ивашенко В.И., Ручьев А.М., Голубев А.И. (2016) Два типа благороднометалльной минерализации в Кааламском массиве (Карелия). *ДАН.* **468**(2), 183–188.
- Ивашенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. (1998) Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа СЗ Приладожья. *Геология и полезные ископаемые Карелии.* (1), 51–57.
- Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Ред. К.О. Кратц. (1976) Л.: Наука, 165 с.
- Котов А.Б., Саморукова Л.М. (1990) Эволюция гранитообразования в тектоно-магматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л.: Наука, 159 с.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. (2021) Sr- и С-хемостратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия. *Петрология.* **29**(2), 172–194. DOI: 10.31857/S0869590321010039
- Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. (2016) Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия). *Отечественная геология.* (3), 46–56.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Ред. Н.В. Шаров. (2020) Петрозаводск: КарНЦ РАН, 435 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. (1974) Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 205 с.
- Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А. (2019) Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал. *Петрология.* **27**(2), 138–160.
- Макарова Г.В. (1967) Отчет о геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000, проведенных Сортавальской партией в Сортавальском районе КАССР в 1964–65 гг. Петрозаводск: фонды КГЭ.
- Макарова Г.В. (1971) Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. Петрозаводск: фонды КГЭ.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Ред. Ф.П. Митрофанов. (1985) Л.: Наука, 310 с.
- Нагайцев Ю.В. (1974) Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 160 с.
- Потрубович Л.Н., Анищенко О.Н. (1956) Отчет Янис-ярвинской партии о геолого-поисковых и съёмочных работах

- в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. Петрозаводск: фонды КГЭ.
- Саранчина Г.М. (1949) Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия). *Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР*. (2), 57–80.
- Саранчина Г.М. (1972) Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 128 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. (1990) Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во КНЦ, 321 с.
- Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. (2004) Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья. *Петрология*. 12(4), 394–414.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. (1970) Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 227 с.
- Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., Корина М.И., Коптев-Дворников Е.В. (1987) Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения. *Геохимия*. (11), 1546–1562.
- Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Комаров А.Н., Конопелько Д.Л., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. (2000) Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 8(6), 20–33.
- Ariskin A.A., Varmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochem. Int.* (42), 1–157.
- Ariskin A.A., Varmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Bychkov K.A., Nikolaev G.S. (2023) Intrusive COMAGMAT: from simple magma differentiation models to complex algorithms simulating the structure of layered intrusions. In *Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences*. (Eds. Kolotov V.P., Bezaeva N.S.) Springer, Cham., 101–119. [https://doi.org/10.1007/978-3-031-09883-3\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-031-09883-3_3).
- Baltybaev S.K., Vvdich E.S. (2021) Evolution of the Meyer Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, Northwest Russia): PT Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions. *Geotectonics* 55(4), 502–515.
- Barnes S.J. (1986) The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 524–531.
- Boynnton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. by Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63–114.
- DePaolo D.J. (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in Proterozoic. *Nature*. 291, 684–196.
- Hackman V. (1929) Sortavalan seudun kivilaaikartta. Geologisen toimikunnan julkaisema.
- Heilimo E., Halla J., Lauri L. S., Rämö O.T., Huhma H., Kurhila M.I., Front K. (2009) The Paleoproterozoic Nattanentype granites in northern Finland and vicinity – a postcollisional oxidized A-type suite. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 81, 7–38.
- Huhma H. (1986) Sm–Nd, U–Pb and Pb–Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 337, 1–48.
- Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., Kotov A., Sergeev S., Matukov D., Kovach V., Zagornaya N. (2005) Nd isotope variation across the Archaean-Proterozoic boundary in the North Ladoga area, Russian Karelia. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 127, 113–120.
- Ludwig K.R. (2003) Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Ver. 3.0
- Ludwig K.R. (1999) User's Manual for Isoplot/Ex. Vers. 2.05. Berkeley: Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. (1a), 48 p.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* 95, 185–187.

# RECONSTRUCTED CHARACTERISTICS OF THE INITIAL MELT OF THE KAALAMO MULTIPHASE CLINOPYROXENITE-GABBRONORITE-DIORITE INTRUSION, NORTHERN LADOGA AREA, SOUTH KARELIA

© 2025 R. L. Anisimov<sup>a, \*</sup>, Sh. K. Baltybaev<sup>a, b</sup>, A. A. Ariskin<sup>c</sup>,  
M. E. Petrakova<sup>a</sup>, E. S. Bogomolov<sup>a, d</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
Makarova emb., 2, Saint Petersburg, 190034 Russia*

<sup>b</sup>*Saint-Petersburg State University – Institute of Earth Sciences,  
Universitetskaya emb., 7, Saint-Petersburg, 199034 Russia*

<sup>c</sup>*Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University,  
Leninskie Gory, 1A GSP-1, Moscow, 119234 Russia*

<sup>d</sup>*All-Russian Geological Research Institute of A.P. Karpinsky,  
Sredniy av., 74, Saint Petersburg, 199106 Russia*

\*e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Received September 5, 2024; revised November 12, 2024; accepted November 18, 2024

The Paleoproterozoic Kaalamo massif is located within the southeastern part of the Raahe-Ladoga zone – the junction zone of the Archean Karelian Craton and the Proterozoic Svecofennian Orogen. The massif consists of three phases of intrusion: the 1st phase is represented by peridotites, olivine clinopyroxenites, and gabbro; the 2nd phase is represented by gabbro-norites and gabbro-diorites; the 3rd phase is represented by diorites, tonalites, and plagiogranites. New data on petrochemistry, geochemistry and compositions of rock-forming minerals are presented for metaperidotites, metapyroxenites and gabbroids from the Kaalamo Complex. These data were used in the COMAGMAT-3.75 program for thermodynamic calculations of equilibrium crystallization trajectories of representative rocks and average compositions of the first and second intrusion phases. The calculation results were processed using the geochemical thermometry method, which made it possible to estimate the temperature (~1220 °C) and the probable composition of the initial high-magnesian melt (~9.5 wt. % MgO, olivine with 84 mol. % of forsterite). Comparison of this primitive melt with model compositions of differentiates and petrogeochemical characteristics confirms the formation of rocks of the first and second phases of intrusion from a single source, which is consistent with the similar distribution of REE in these rocks, as well as the results of the study of the Sm-Nd isotope system, which indicate a common mantle source of the rocks. It was found that the calculated orders of mineral crystallization are in good agreement with the abundance of peridotites and olivine pyroxenites, indicating the equilibrium of the primitive melt with clinopyroxene and orthopyroxene, which are in peritectic relationships with olivine. The most differentiated rocks of the first phase of intrusion are characterized by the appearance of cotectic plagioclase containing about 80 mol. % of anorthite. Rocks of the second phase of intrusion represent more differentiated material corresponding to the gabbro-norite association of cumulus phases without olivine, but with the appearance of titanomagnetite at the late stages of crystallization. Comparison of model and real mineral compositions indicates a systematic shift of the observed compositions of olivine and pyroxenes to the iron-rich region and “desilication” of plagioclase compositions from early to late phases, which is a consequence of the interaction of early cumulus minerals with residual intercumulus melt. The studied rocks are similar to intrusions of the nickel-bearing belt of Finland, which creates prospects for correlations of magmatic events on an interregional scale.

**Keywords:** Geochemistry, Geology, Mineralogy, Petrology, Phase Transitions and Multiphase Systems, Precambrian Geology