

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КИВАККСКОМ ОЛИВИНИТ-ГАББРОНОРИТОВОМ РАССЛОЕННОМ ИНТРУЗИВЕ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 2019 г. Я.В.Бычкова^{а,*}, Д.А.Бычков^{а,**}, Е.А.Минервина^{б,***}, Б.А.Ивлев^а,
А.Р.Цховребова^а, А.К.Касьян^а, Е.П.Микляева^а

^а Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова
Геологический факультет

Россия, 119991 Москва, Ленинские горы

^б Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., 35

e-mail: *yanab66@yandex.ru; ** dmibychkov@gmail.com

*** elena-minervina@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.06.2017 г.

После доработки 18.01.2018 г.

Принята к печати 18.01.2018 г.

Работа посвящена исследованию поведения редкоземельных элементов в породах Киваккского оливинит-габбро-норитового расслоенного интрузива (Северная Карелия). В статье приведена подробная петрографическая характеристика минеральных парагенезисов, слагающих разрез массива. Показано, что одни и те же минералы в породах могут занимать либо интеркумулятивную либо кумулятивную позицию в зависимости от степени фракционирования расплава. При этом их количество, определяющее петрографические характеристики и название породы, не является критерием их присутствия в ассоциации кумулюсных фаз (кумулятивной фазе).

Представлены результаты анализа концентрации редкоземельных элементов в породах и породообразующих минералах массива. Рассмотрено изменение концентрации РЗЭ в вертикальном разрезе, а также в критических зонах контрастного переслаивания. Показано, что в Киваккском массиве РЗЭ являются некогерентными элементами и накапливаются в остаточном расплаве совместно с U, Th, Zr и другими некогерентными элементами, что позволяет считать их индикатором степени фракционирования расплава. В некоторых случаях они могут отражать различные структурно-генетические особенности, такие как степень плотности кумулула в однотипных кумулятивных парагенезисах. Наличие гидротермальных изменений наилучшим образом отражается в изменении концентрации Се. Сохранение стабильности конфигурации и угла наклона линий на спайдер-диаграммах для РЗЭ свидетельствуют о закрытости системы в процессе кристаллизационной дифференциации массива.

Ключевые слова: расслоенный интрузив, редкоземельные элементы, некогерентные элементы, фракционирование, пористость кумулула

DOI: 10.31857/S0016-7525642145-167

Строение Киваккского интрузива хорошо изучено (Лавров, 1970, Коптев-Дворников и др., 2001) и характеризуется неоднородностью и выраженной расслоенностью (рис. 1). Видимая мощность массива в центральной части достигает ~2000 м. Возраст массива по изотопным определениям составляет 2420 ± 23 млн лет (Sm-Nd метод) (Amelin et al, 1996, Ревяко и др, 2012), по цирконам U-Pb методом получены оценки возраста 2444 ± 1 (Барков и др., 1991) и 2443 ± 5 млн лет (Ревяко и др., 2010).

В массиве выделяются нижняя и верхняя краевые группы и Расслоенная серия.

Нижняя граница массива не зафиксирована, однако, полагая, что первичная форма магматической камеры соответствует конусу (Коптев-Дворников и др, 2001; Хворов и др. 2000), а на дневную поверхность выходят наименее дифференцированные породы — оливиниты (что подтверждается результатами бурения, любезно предоставленными М.М.Лавровым), авторы оставляют за собой право полагать, что обнаруженные Г.С.Николаевым с коллегами габбро-

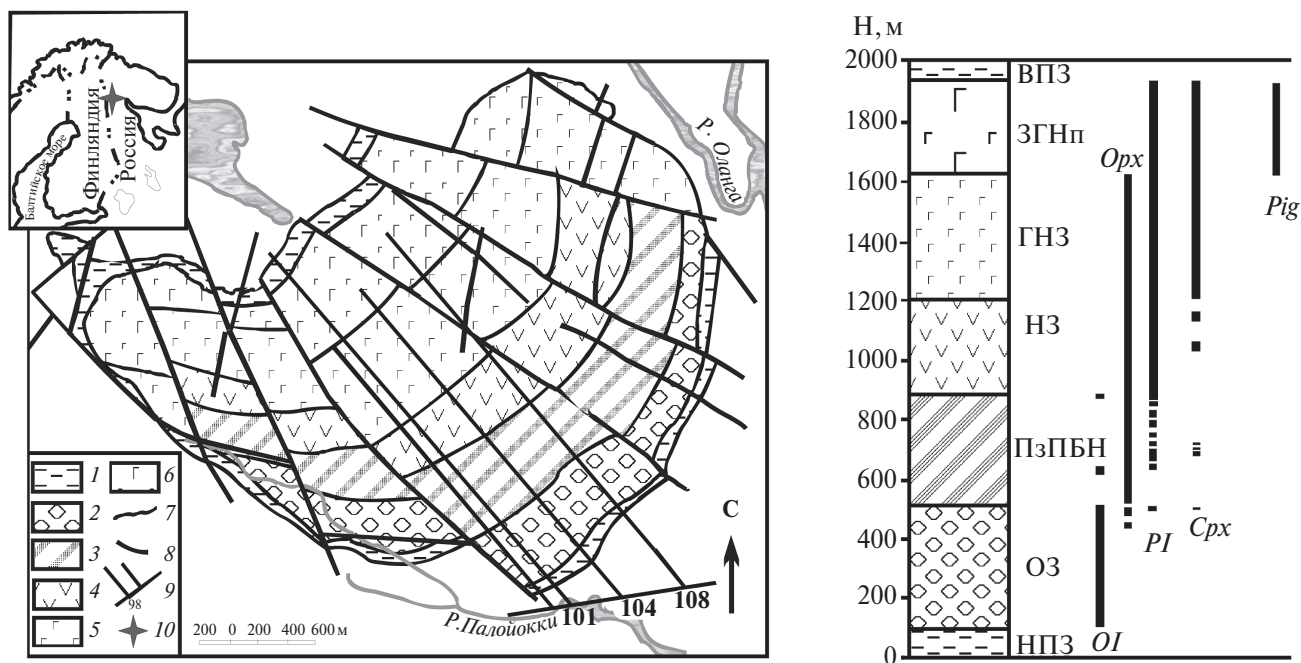


Рис. 1. Геологическое строение Киваккского расслоенного массива, характер распределения и последовательность появления в вертикальном разрезе кумулятивных минералов (Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В., 2004).

Условные обозначения: 1 — Нижняя и Верхняя приконтактные зоны (НПЗ и ВПЗ); 2 — Оливинитовая зона (ОЗ); 3, 4 — Норитовая зона (НЗ) (3 — Подзона переслаивания бронзититов и норитов (ПзПБН)); 5 — Габбро-норитовая зона (ГНЗ); 6 — зона Габбро-норитов с пижонитом (ЗГНп); 7 — геологические границы; 8 — разрывные нарушения; 9 — профили ЮКЭ ПГО Севзапгеология; 10 — точка положения Киваккского интрузива.

нориты и нориты являются представителями именно нижней краевой группы (Коптев-Дворников и др., 2001). По существу, учитывая конусовидную форму массива, она одновременно является как нижней, так и боковой эндоконтактной зоной. Мощность нижней краевой группы составляет до 100 м и представлена последовательной сменой от контакта к внутренней части

массива габбро-норитов (рис. 2а), мезо- и меланократовых норитов.

Верхняя краевая группа не является очевидной верхней границей массива. Скорее, можно говорить о тектоническом контакте с вышележащими породами. Тем не менее, габбро-нориты этой группы обладают признаками наиболее дифференцированных пород массива

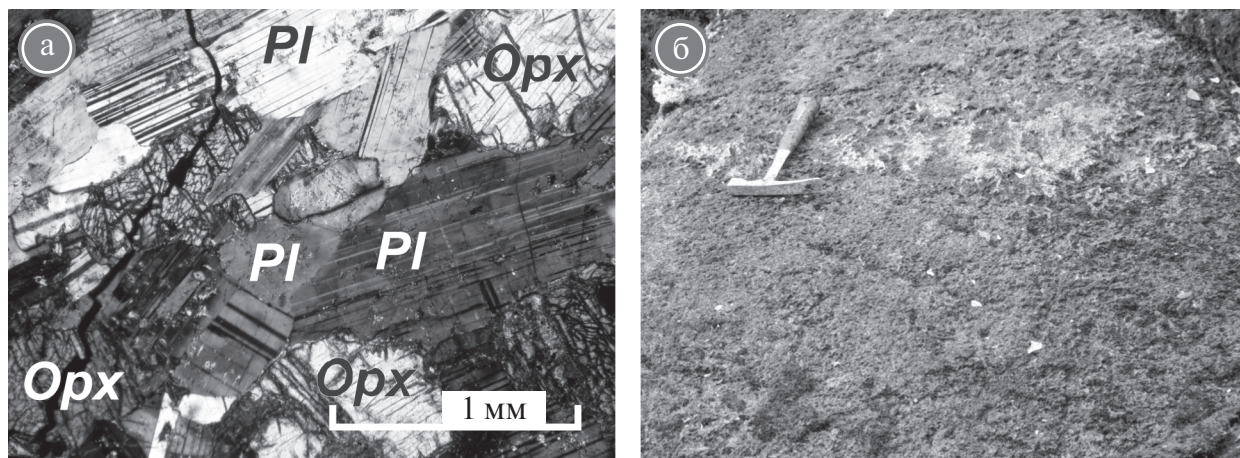


Рис. 2. а — микрофотография шлифа норитов нижней приконтактной зоны. Николи скрещены. Орх — ортопироксен (бронзит); Pl — плагиоклаз; б — фотография обнажения пород верхней приконтактной зоны (крупно- и гигантозернистые габбро-нориты) с крупным лейкократовым стяжением, сложенным кварцем, калиевым полевым шпатом, титаномagnetитом, цирконом, бадделейтом, апатитом, биотитом.

и представлены преимущественно крупнозернистыми разностями с признаками вторичных изменений. В пегматоидных габбро-норитах наблюдаются лейкократовые стяжения (рис. 2б) округлой и вытянутой миндалевидной формы размером от 5 до 70 см, включающие кварц, калиевый полевой шпат, титаномагнетит, циркон, бадделлит, апатит, биотит. Это подтверждает, что породы действительно относятся к наиболее дифференцированным разностям и находятся в верхней части массива, несмотря на тектонический характер границ.

Расслоенная серия массива представлена последовательной сменой снизу вверх по разрезу плагиоклазосодержащих оливинитов, гарцбургитов, пироксенитов (бронзититов), норитов и габбро-норитов. Надо отметить, что расслоенность массива отличается устойчивостью мощности слоев даже метрового масштаба и их протяженностью через весь интрузив, что подтверждается как наземными геологическими исследованиями, так и дешифрированием аэрофотоснимков. Поскольку породы массива имеют различный количественно минеральный состав, а предрасположенность слагающих его минералов к выветриванию различается, поверхность массива в рельефе имеет ступенчатую структуру, и границы между слоями хорошо дешифрируются. Структура массива отличается не только сменой пород различной степени дифференциации, но и их ритмическим переслаиванием. Поскольку основная часть массива на дневной поверхности представлена норитами с разным соотношением ортопироксена и плагиоклаза, то обсуждение его структурно-генетических особенностей, опираясь только на петрографию пород, становится некорректным. К тому же смена пород с разным количественно-минеральным составом имеет различный масштаб — от первых сантиметров до десятков метров. Тем не менее, петрографическое изучение представленных в массиве пород позволяет четко выделять в породах структурные группы по принципу кумулус-интеркумулус. Соответственно, хорошо диагностируется их структурная позиция и последовательность кристаллизации в отдельных породах. Это позволяет систематизировать последовательность образования кумулятивных парагенезисов по всему разрезу.

В отличие от большинства докембрийских массивов Фенно-Скандинавского щита, Кивакский интрузив сложен свежими неизмененными породами (за исключением ряда пород верхней краевой группы, генезис изменений

которых пока не установлен). Принцип последовательного формирования кумулятивных парагенезисов. Традиционно, вслед за Уэйджером и Диром (Wager, Deer, 1939) в основе крупномасштабной стратиграфии расслоенных интрузивов лежит принцип выделения кумулятивных парагенезисов. Поэтому в основу крупномасштабной стратиграфии Расслоенной серии положен принцип кумулятивных парагенезисов (Коптев-Дворников и др., 2001), который явился своего рода комбинацией петрографических исследований и результатов математического моделирования фазовых равновесий при помощи интрузивной версии программы КОМАГМАТ, предназначенной для моделирования внутрикамерной дифференциации интрузивов (Арискин, Бармина, 2000). Снизу вверх в Расслоенной серии по набору кумулятивных фаз выделяются зоны Оливинитов, Норитов, Габбро-норитов и Габбро-норитов с пижонитом (рис. 1).

Оливинитовая зона (ОЗ) (400 м видимого разреза) залегает в основании Расслоенной серии и сложена плагиоклазосодержащими оливинитами (в данном случае это оливиновые породы, включающие помимо *Ol* и *Orx*, до 10 % плагиоклаза и клинопироксена при отсутствии магнетита или хромита). Кумулятивными минералами в ОЗ являются оливин (оливиновый кумулятивный парагенезис) и ортопироксен, чье появление в роли кумулятивного минерала создает оливин-бронзитовый парагенезис. Нижние 350 м зоны сложены породами, в которых единственным кумулятивным минералом является оливин, а интеркумулятивное пространство заполнено плагиоклазом и клинопироксеном, реже бронзитом. Оливин представлен как неизмененными зернами, так и резорбированными, при этом он характеризуется отчетливыми каймами, а в интеркумулусе появляется хлорит. В верхних 50 м ОЗ бронзит появляется в качестве кумулятивного минерала в количестве, позволяющем назвать породу гарцбургитом. Совместно с оливином он формирует устойчивый оливин-бронзитовый кумулятивный парагенезис. Через этот парагенезис осуществляется переход к Норитовой зоне через переслаивание гарцбургитов (оливин-бронзитовый парагенезис) и пироксенитов-меланократовых норитов (бронзитовый парагенезис).

Норитовая зона (НЗ) достигает мощности 700 м. Она представлена норитами и габбро-норитами. Кумулятивными минералами в норитах являются бронзит и плагиоклаз, а в габброноритах — бронзит, плагиоклаз и авгит. Вариациями

их соотношений в породе, а также размерности зерен определяется разнообразие пород. Преобладающими породами НЗ являются нориты. Нижние 400 м Норитовой зоны представлены среднемасштабным (метровым) ритмическим переслаиванием меланократовых (бронзитовый парагенезис) и мезо-лейкократовых (бронзит-плагиоклазовый парагенезис) норитов. Переслаивающиеся породы разделены авторами на 18 ритмических единиц, в основании каждой из них лежит меланократовый слой, а в верхней части мезо-лейкократовый. Наблюдаются 4 ритмические единицы, в которых верхний слой представлен габбро-норитами. Эти ритмически расслоенные породы выделены в Подзону переслаивания бронзититов и норитов (ПзПБН). Выше описанной подзоны залегают относительно однородные мезо-лейкократовые нориты. К Норитовой зоне приурочены горизонты малосульфидной платинометальной минерализации. Переход от Норитовой к Габбро-норитовой зоне также происходит через крупномасштабное (первые десятки метров) переслаивание норитов и габбро-норитов.

Габбро-норитовая зона (420 м) сложена в основном габбро-норитами (бронзит-плагиоклаз-авгитовый кумулятивный парагенезис).

Самым верхним подразделением Расслоенной серии является Зона габбро-норитов с пижонитом в качестве низкокальциевого пироксена (мощность 320 м). Кумулятивный ортопироксен сменяется претерпевшим инверсию пижонитом. Верхние 50 м зоны сложены породами с повышенным содержанием титаномагнетита, биотита, калиевого полевого шпата, апатита. Завершают Расслоенную серию сильно эпидотизированные породы Верхней Приконтактной зоны мощностью порядка 50 м.

Поведение петрогенных компонентов в разрезе согласуется с процессом кристаллизационной дифференциации, что отражается в последовательной смене кумулятивных парагенезисов. При этом минералообразующие элементы и когерентные элементы-примеси исчерпываются, а некогерентные — накапливаются в остаточном расплаве.

В течение длительного времени авторы собирали данные по содержанию элементов-примесей в различных кумулятивных парагенезисах. В статье приводятся результаты анализа пород всего разреза Кивакского массива с шагом 20 м по вертикали. Опробование проводили (Коптев-Дворников и др., 2001) вдоль профиля вкрест

простираения расслоенности. Дополнительное сгущение точек опробования было проведено для ритмически расслоенной серии Подзоны переслаивания бронзититов и норитов (ПзПБН) (Бычкова, Коптев-Дворников, 2004).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ БАЗОВЫХ КУМУЛЯТИВНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Как было упомянуто выше, выделение зон Расслоенной серии Кивакского массива основано на принципе выделения кумулятивных парагенезисов. Тем не менее, следует представить эти породы, как петрографические разновидности, поскольку именно их петрографическое описание может дать понимание тонкостей разделения пород на группы. Ранее петрография пород массива была подробно описана в (Лавров, 1970). Однако в этой работе приводится описание представительных образцов без привязки к конкретной части разреза, в то время как на сегодняшний день геологический разрез массива изучен настолько подробно, что авторы считают необходимым провести повторный петрографический обзор с акцентом на разделение основных пороодообразующих минералов на кумулятивные и интеркумулятивные. Авторами были изучены более 300 шлифов, как отобранных самостоятельно, так и любезно предоставленных М.М. Лавровым. Настоящее описание представляет собой компиляцию данных о породах интрузива.

Расслоенная серия представлена оливинитами, перидотитами, норитами и габбро-норитами.

Наименее дифференцированные породы массива представлены оливинитами. В действительности, согласно петрографической классификации, — это плагиоклазсодержащие оливиновые породы (рис. 3а, 3б, 3в). В них отсутствуют как хромит, так и первично-магматический магнетит. Магнетит присутствует лишь в трещинах кристаллов, в виде кайм или интерстициально заполнения вокруг резобированных кристаллов оливина, так что называть его первичномагматическим нельзя. Несмотря на то, что по последовательности кристаллизации, а также по составу пород и минералов Кивакский массив проявляет отчетливое сходство с массивом Бушвельд в Южной Африке (Уэйджер, Браун, 1970; Layered Intrusions, 1996 и др.), его особенностью является отсутствие хромита как в Оливинитовой зоне, так и в зонах проявления малосуль-

фидной минерализации. К первой структурной группе в оливиновых породах относится только оливин. Его кристаллы изометричны, иногда имеют округлую форму. Они разнообразны по размеру — от 1 мм до довольно крупных (до 5 мм). Минерал незональный, его состав от ядра к кайме не меняется (Бычкова и др., 2007). Зачастую резорбированные каймы выполнены

хлоритом и магнетитом. Интерстициальное пространство заполнено минералами второй структурной группы — плагиоклазом, клинопироксеном, иногда ортопироксеном. Минералы второй структурной группы отличаются довольно крупными размерами. Это связано с тем, что оливиновый кумулус весьма неплотный, что создает условия для роста кристаллов из интеркумуля-

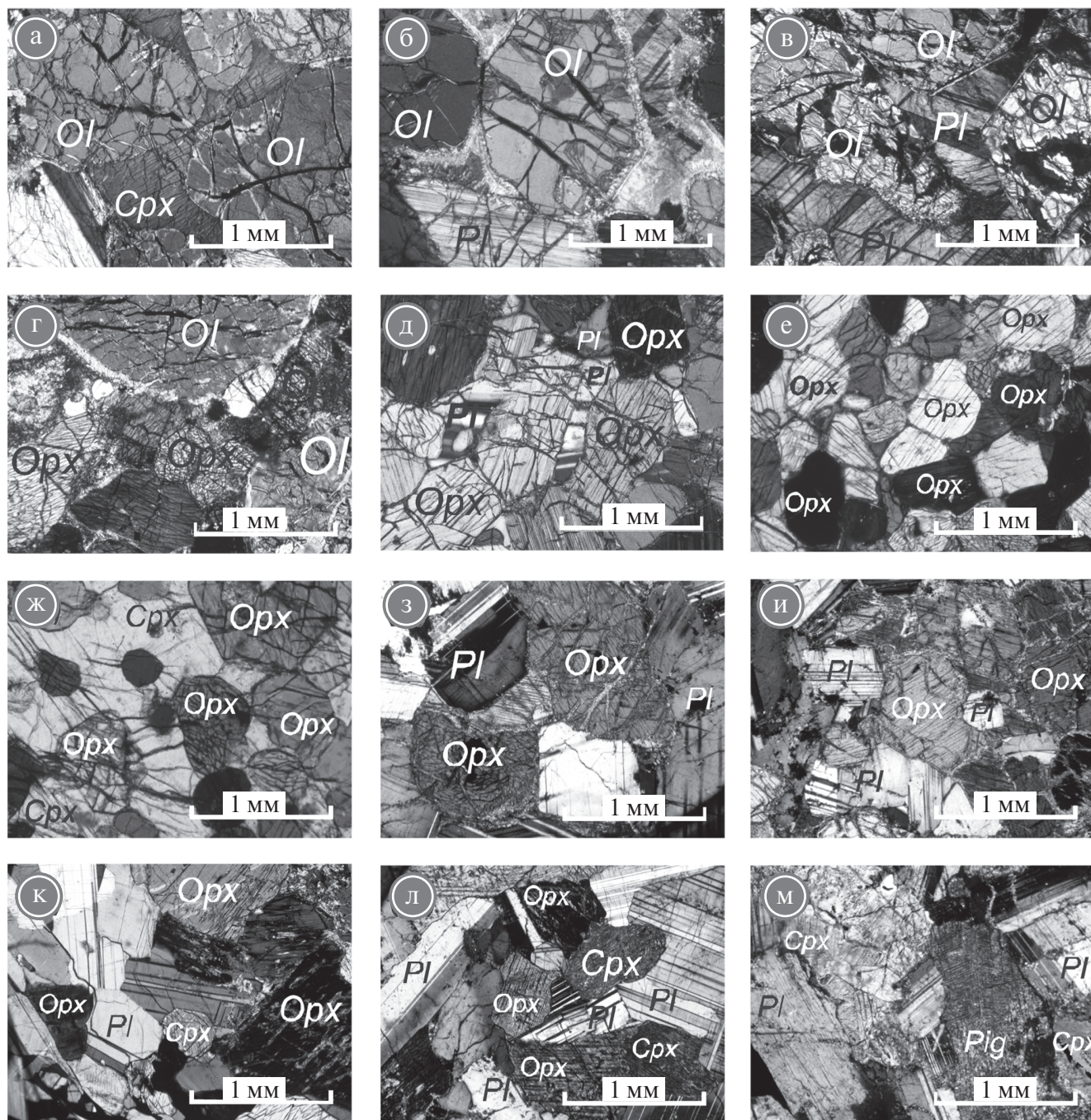


Рис. 3. Микрофотографии шлифов пород Кивакского интрузива: а, б, в — оливиниты; г — гарцбургиты; д, е, ж — меланократовые нориты (бронзититы); з, и — нориты; к — габбро-нориты Подзоны переслаивания бронзититов и норитов; л — габбро-нориты Габбро-норитовой зоны; м — габбро-нориты с пижонитом. *Orx* — ортопироксен (бронзит); *Pl* — плагиоклаз; *Crx* — клинопироксен (авгит); *Pig* — пижонит

тивного расплава. Так, длина плагиоклаза может составлять до 2 см, а его содержание в породе иногда достигает 5–10 %. В меньшей степени присутствует клинопироксен (до 1 %). Ортопироксен представлен немногочисленными мелкими разностями. Плагиоклаз и пироксены, несмотря на большие размеры, интерстициальны (в таких случаях обычно говорят о пойкилитовом плагиоклазе и пироксене). В оливинитах встречаются участки с множественными хлоритовыми прожилками, вокруг которых наблюдаются вторичные изменения по всем минералам. Текстура пород массивная, структуры панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая. Количество интеркумulusа можно оценить как 20–50 %. Численное моделирование динамики затвердевания интрузива, выполненное с помощью программного комплекса КОМАГМАТ-5, показало, что в реалистичной модели доля интрателлурического оливина составляет около 25 об.% (Коптев-Дворников и др., 2011).

Перидотиты в разрезе представлены гарцбургитами (рис. 3г). Породы средне- крупнозернистые. Размер кристаллов колеблется от 0.5 до 5 мм. Первую структурную группу составляют оливин и ортопироксен. Кристаллы оливина резорбированы сильнее, чем в оливинитах, их размер больше, каймы выполнены хлорит-тремолитом, а внутренние трещины — магнетитом. Резорбированность кристаллов свидетельствует о процессе их частичного плавления в ходе кристаллизации расплава. Ортопироксен (бронзит) представлен разноразмерными кристаллами, отчетливо идиоморфными по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. Бронзит незонален, в нем наблюдаются тонкие структуры распада твердого раствора, выполненные клинопироксеном. Объем, занимаемый кумулятивными бронзитами относительно невелик, а интерстиции выполнены крупными ойкокристаллами плагиоклаза, иногда клинопироксена, образовавшихся из захваченного интеркумулятивного расплава. Количество интеркумulusа можно оценить в 10–40 %. Оливин и бронзит распределены неравномерно, иногда образуя скопления, что обусловлено невысокой плотностью кумулуса. Предполагается, что эти породы, образованные смесью интрателлурического оливина, внедрившегося вместе с расплавом уже в раскристаллизованном виде, и ортопироксена, кристаллизация которого началась непосредственно в камере Киваккского массива.

Норитовая зона представлена в массиве мелано- мезо- и лейкократовыми норитами. Также

в ней встречаются габбро-нориты (или, с петрографической точки зрения, авгитсодержащие нориты). Эти разновидности пород различаются не только по количественно-минеральному составу, но и по структурной позиции породообразующих минералов.

Меланократовые нориты представлены средне- и мелкозернистыми породами, кумулятивным минералом в которых является бронзит (рис. 3д,е,ж). Бронзит представлен идиоморфными зернами размером от 0.2 до 1 мм. Плотность распределения бронзита в породах крайне неравномерная. Наблюдаются как меланонориты с высоким содержанием бронзита (до 80 %), которые можно назвать бронзититами, так и авгитовые меланонориты, где содержание авгита составляет до 5 %, однако он представлен минералом второй структурной группы и выполняет интерстиции. Наблюдается латеральная изменчивость количественно-минерального состава, обусловленная неравномерным распределением бронзита. На макроуровне она представлена тонкими более мезократовыми или меланократовыми прослоями и линзообразными обособлениями. Тем не менее, кумулятивная фаза представлена только бронзитом. Кристаллы бронзита характеризуются довольно тонкими структурами распада твердого раствора, выполненными авгитом. Зерна не зональны. Пространство между минералами первой структурной группы заполнено крупными кристаллами авгита и плагиоклаза. Количество плагиоклаза при этом может достигать 15–20 %. Кристаллы клинопироксена, заполняя интерстиции и обладая большей стойкостью к выветриванию, чем плагиоклаз, образуют на поверхности обнажений меланоноритов характерный «бородавчатый» рельеф. Каждая такая «бородавка» (выпуклость на поверхности), представляет собой цельный кристалл пойкилитового авгита размером до 2 см, насыщенный мелкими зернами кумулятивного ортопироксена. Структура пойкилитовая. В средней части Норитовой зоны меланократовые нориты могут содержать стяжения сульфидов (пирротин, халькопирит и пентландит), неравномерно распределенные в норитах. В случае присутствия крупных сульфидных стяжений зернистость над ними иногда увеличивается до гигантозернистых пород. В этих же зонах наблюдается серицитизация, присутствие хлорита и биотита. Плотность кумулуса в породах различная — от очень плотных мелкозернистых пород до увеличения интерстициального объема до 30%. В мелкозернистых породах сульфидные минералы заполняют

тонкое пространство по границам между пироксенами, не образуя крупных выделений.

В Подзоне переслаивания бронзититов и норитов отмечен слой вебстеритов, где кумулятивными минералами являются бронзит и авгит, а плагиоклаз присутствует в количестве не более 2 % и является интерстициальным.

Венчающий зону контрастного переслаивания слой меланоноритов представлен крупно и гигантозернистыми разностями, причины формирования которых пока не определены. Слой выдержан по простиранию и является маркирующим горизонтом, прослеживающимся без перерывов через весь массив.

Мезократовые и лейкократовые нориты представлены среднезернистыми породами, в которых в первую структурную группу входят бронзит и плагиоклаз (рис. 3з, 3и). Эти породы отличаются высокой плотностью кумулуса. Особенность их заключается еще и в том, что ортопироксен незональный, осложнен структурами распада твердого раствора, а плагиоклаз (лабрадор-битовнит) характеризуется отчетливой зональностью, с увеличением анортитовой составляющей к краям зерен. Кристаллы бронзита и плагиоклаза образуют довольно жесткие сростки, интерстиции заполнены, как правило, клинопироксеном, в сульфидных горизонтах в интерстициях присутствуют сульфиды железа, меди, в меньшей степени никеля (пирротин, халькопирит, иногда пентландит). Сульфидные включения редко бывают мономинеральными, как правило, это комплекс минералов, образующихся в результате медленного остывания и последовательной кристаллизации. На дневной поверхности пород почти 25 % сульфидов окислены до сульфатов. Для этих частей разреза характерно неравномерное распределение кумулятивных минералов с обособлением линз и прослоев от бронзитового состава до мономинерального плагиоклазового (анортозиты). В Подзоне переслаивания бронзититов и норитов отмечено ритмическое переслаивание меланократовых норитов (бронзитовый кумулятивный парагенезис) и мезократовых норитов (бронзит-плагиоклазовый парагенезис). Всего в ПзПБН насчитывается 18 ритмов мощностью первые метры (Бычкова, Коптев-Дворников, 2004).

Габбро-нориты представлены в разрезе массива трижды: 1) в линзообразном выделении норитов-габбро-норитов в области перехода от Оливинитовой к Норитовой зоне; 2) в Подзо-

не переслаивания бронзититов и норитов в качестве лейкократовой части пяти ритмических единиц; 3) непосредственно в Габбро-норитовой зоне массива и последовательно перекрывающей ее зоне Габбро-норитов с пижонитом.

В первых двух случаях эти породы, строго говоря, являются авгитсодержащими норитами и в целом по количественно минеральному составу близки к мезократовым норитам. Однако в них, в отличие от норитов, клинопироксен (авгит) занимает отчетливо кумулятивную позицию. Наравне с бронзитом и плагиоклазом зерна авгита имеют субидиоморфную форму и находятся в первой структурной группе (рис. 3к). Их размер существенно меньше, чем у других кумулятивных минералов (0.5–2 мм) и составляет 0.1–0.5 мм. Кристаллы характеризуются наличием многочисленных довольно крупных структур распада твердого раствора, выполненными ортопироксеном. Количество авгита в породе не превышает 5–10 %. Интерстициальное пространство в габбро-норитах практически отсутствует, что, вероятно, связано с интенсивным дорастанием кумулятивных минералов за счет остаточного расплава, что отражается в том числе и в зональном строении плагиоклаза. В линзообразном выделении зоны перехода от оливинитов к бронзититам (первое появление габбро-норитов) в интерстициях отмечено присутствие сульфидов в качестве рудных минералов. Они представлены пирротинном, халькопиритом и пентландитом в виде небольших по размеру стяжений (до 1 мм). В Подзоне переслаивания бронзититов и норитов в габбро-норитах сульфидные минералы не обнаружены.

В Габбро-норитовой зоне массива породы представлены среднезернистыми габбро-норитами (рис. 3л), в которых бронзит, плагиоклаз и авгит занимают равную позицию в первой структурной группе в виде субидиоморфных зерен примерно одинакового размера от 0.5 до 2 мм. Количество клинопироксена оценивается как 20–25 %. Лейкократовость породы определяется соотношением бронзита и плагиоклаза. Плагиоклаз зонален. В интерстициях отмечено присутствие сульфидов в виде микростяжений. Их количество в породе не превышает 1 %.

В зоне Габбро-норитов с пижонитом в габбро-норитах низкокальциевый пироксен представлен кристаллами пижонита (рис. 3м). В этой же части разреза в качестве рудного минерала помимо сульфидов присутствует титаномагнетит. Отмечены единичные зерна апатита.

Структура габбро-норитов гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная.

В верхней части разреза интрузива отмечаются участки с большим количеством тонких кварцевых прожилков, вокруг которых образуются зоны гидротермального изменения пород. В кристаллах отмечены каймы, выполненные вторичными минералами, образовавшимися в результате эпидотизации и соссюритизации. Также в породах присутствует хлорит. Кварц заполняет многочисленные трещины. Вторичные изменения усиливаются по направлению к прожилкам, иногда нацело замещая первичные минералы. Однако это явление локальное и не затрагивает целиком породы массива.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Анализ содержания элементов-примесей проводили методом ИСП-МС в Лаборатории экспериментальной геохимии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Подготовку проб к анализу осуществляли методом микроволнового кислотного разложения (Бычкова и др. 2016). Измерения проводили на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме Thermo Element II. Разделение ионов осуществляется анализатором с двойной фокусировкой — магнитной и электростатической. Детектирование ионов производится электронным умножителем сохраняющим линейность в диапазоне $1...1 \cdot 10^{10}$ ионов в секунду. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, NPS, растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца с периодичностью 1:10. В качестве стандартных использовались аттестованные образцы BHVO-2, BCR-2, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.01 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 0.1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн.%. Для расчета концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, NPS (А и В) с диапазоном концентраций 0.03–10 нг/г.

Анализ содержания редкоземельных элементов в минералах проводился в Лаборатории

анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Лазерная абляция образцов проводилась при помощи лазерной приставки NWR-213. Измерения проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II. Препарат пробы вводится в масс-спектрометр в потоке смеси аргона и гелия в виде сухого аэрозоля и ионизируется в индуктивно-связанной плазме. Детектирование ионов производится электронным умножителем, сохраняющим линейность в диапазоне $1...1 \cdot 10^{10}$ ионов в секунду. Оптимальные параметры абляции: поток He — 0.6 л/мин, диаметр кратера выжигания 80 мкм, глубина выжигания 35 мкм, интенсивность 60 %, время измерения 1 изотопа 0.1–0.5 мсек. Количество измерений в точке 150–300. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных силикатных стекол NIST-612. Пределы обнаружения элементов составляли от 1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 10 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 5–10 отн.%. Для расчета концентраций элементов использовалась калибровка, рассчитанная по стандартным образцам NIST-610, NIST-612, NIST-614. Для учета дрейфа чувствительности прибора во время измерения вводилась поправка путем нормирования на ранее измеренные минералообразующие элементы (Si, Ca, Mg) (Бычкова и др., 2007). Расчет проводился в диапазоне наименьшим образом изменяющихся значений интенсивностей (выбор пологого плато и расчет среднего значения) с вычитанием усредненного «холостого» сигнала, измеренного до и после выжигания образца.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Элементы-примеси в процессе кристаллизационной дифференциации магматических расплавов способны изоморфно замещать минералообразующие элементы в минералах, проявляя тем самым когерентные свойства. В противном случае они накапливаются в остаточном расплаве. Исследование РЗЭ в дифференциатах Кивакского интрузива (таблица) демонстрирует их некогерентные свойства (рис. 4), что характерно для базальтовых магм. Наиболее показательными являются соотношения редкоземельных элементов и таких некогерентных для базальтовых магм элементов-примесей, как уран, торий и цирконий. На рис. 4. показано, что сумма концентраций редкоземельных элементов ($\Sigma \text{РЗЭ}$) линейно связаны с содержаниями Zr, U и Th, а величина коэффициента детерминации (R^2)

Таблица. Содержание редких и редкоземельных элементов в горных породах и породообразующих минералах Кивакского расслоенного интрузива, ppm

Показатель			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н	отн., м																	
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ	KB-402	121,5	3,6	7,4	0,98	4,0	0,91	0,24	0,90	0,17	0,96	0,18	0,53	0,072	0,46	0,061	н.о	н.о	23
	KB-403	140	1,9	4,7	0,53	1,9	0,36	0,13	0,56	0,081	0,50	0,11	0,34	0,051	0,38	0,064	1,1	0,086	15
	KB-405	203,7	1,2	3,1	0,36	1,4	0,42	0,14	0,47	0,072	0,44	0,10	0,28	0,044	0,34	0,041	0,12	0,031	9,0
	KB-406	223	1,5	3,6	0,45	1,6	0,41	0,12	0,49	0,080	0,49	0,11	0,31	0,045	0,30	0,045	0,16	0,043	10
	KB-407	241	2,0	4,1	0,56	2,2	0,51	0,15	0,51	0,10	0,56	0,11	0,33	0,048	0,30	0,034	н.о	н.о	15
	KB-408	262	1,5	3,1	0,41	1,7	0,39	0,14	0,40	0,083	0,46	0,087	0,27	0,040	0,25	0,034	н.о	н.о	12
	KB-409	293	0,75	1,6	0,21	0,9	0,22	0,089	0,21	0,047	0,29	0,060	0,19	0,031	0,22	0,026	н.о	н.о	8,0
	KB-410	308	1,1	2,8	0,35	1,3	0,29	0,052	0,40	0,058	0,37	0,085	0,25	0,037	0,27	0,041	0,11	0,032	9,0
	KB-411	322	1,6	4,0	0,49	1,8	0,41	0,095	0,51	0,082	0,50	0,10	0,30	0,048	0,30	0,051	0,15	0,034	11
	KB-412	345	2,6	6,6	0,82	3,6	0,71	0,18	0,76	0,12	0,73	0,15	0,42	0,058	0,40	0,057	0,42	0,100	25
	KB-413	367	1,2	3,1	0,36	1,4	0,36	0,086	0,36	0,072	0,41	0,093	0,28	0,041	0,30	0,042	0,12	0,031	7,5
	KB-414	390	0,81	2,1	0,21	0,82	0,19	0,025	0,18	0,034	0,22	0,048	0,15	0,025	0,21	0,021	0,026	0,014	4,3
	KB-415	410	0,68	2,0	0,19	0,72	0,20	0,088	0,17	0,037	0,23	0,046	0,15	0,022	0,22	0,030	0,046	0,031	5,2
	KB-417	448	0,84	3,1	0,24	0,80	0,15	0,070	0,21	0,040	0,26	0,054	0,17	0,027	0,20	0,018	0,060	0,027	5,2
	KB-418	468	1,0	2,6	0,31	1,2	0,24	0,060	0,32	0,061	0,41	0,093	0,28	0,045	0,34	0,033	0,092	0,029	6,9
	KB-419	506	0,8	2,1	0,29	1,3	0,37	0,18	0,43	0,069	0,50	0,11	0,26	0,046	0,28	0,045	0,074	0,018	9,8
KB-422	568	1,7	3,5	0,43	1,7	0,46	0,11	0,25	0,066	0,48	0,10	0,34	0,047	0,37	0,034	н.о	н.о	н.о	
KB-423	593	2,0	4,4	0,54	2,1	0,45	0,22	0,41	0,094	0,67	0,10	0,42	0,051	0,44	0,046	н.о	н.о	н.о	
KB-424	612	1,7	4,4	0,53	2,1	0,42	0,11	0,54	0,10	0,69	0,16	0,49	0,077	0,57	0,087	0,19	0,043	12	

Таблица. Продолжение.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н отн., м	ГОРНЫЕ ПОРОДЫ																
		641,7	0,50	1,2	0,14	0,58	0,076	0,076	0,39	0,032	0,23	0,059	0,19	0,032	0,26	0,034	0,021	2,7
РГ 01-1																	0,013	
КВ-425	642	1,5	3,2	0,40	1,8	0,47	0,16	0,52	0,094	0,59	0,13	0,40	0,46	0,061	0,46	0,079	0,15	11
КВ-426	655	0,41	1,3	0,15	0,57	0,15	0,12	0,17	0,025	0,22	0,057	0,13	0,19	0,024	0,19	0,032	0,031	7,0
РГ 03-1	655,8	2,0	6,3	0,61	2,4	0,55	0,13	0,87	0,11	0,74	0,16	0,52	0,59	0,076	0,59	0,077	0,23	15
РГ 03-2о	657,1	0,84	2,0	0,25	0,92	0,19	0,12	0,40	0,050	0,34	0,087	0,26	0,35	0,044	0,35	0,044	0,065	5,6
РГ 03-2	665,7	0,84	2,8	0,22	0,86	0,25	0,14	0,39	0,051	0,34	0,071	0,23	0,27	0,035	0,27	0,038	0,035	5,1
РГ04-1	665,8	2,2	4,4	0,54	2,4	0,57	0,18	0,65	0,10	0,75	0,14	0,44	0,46	0,065	0,46	0,072	н.о	15
РГ04-2о	666,3	0,81	1,8	0,23	1,2	0,30	0,15	0,38	0,049	0,43	0,091	0,32	0,33	0,034	0,33	0,035	н.о	5,7
РГ04-2	669,9	0,76	1,4	0,19	0,90	0,30	0,12	0,29	0,046	0,41	0,076	0,28	0,28	0,035	0,28	0,048	н.о	5,4
РГ05-1	670,2	2,0	4,3	0,59	2,8	0,64	0,15	0,72	0,12	0,79	0,16	0,52	0,50	0,071	0,50	0,066	н.о	13
РГ05-2	671	0,60	1,4	0,21	1,2	0,35	0,14	0,41	0,071	0,46	0,10	0,29	0,31	0,041	0,31	0,039	н.о	4,6
РГ05-3	671	0,76	1,9	0,26	1,2	0,31	0,17	0,42	0,080	0,53	0,11	0,34	0,36	0,049	0,36	0,048	0,14	4,5
Р06-1/99	674,4	2,0	4,9	0,62	2,7	0,57	0,17	0,74	0,13	0,83	0,18	0,53	0,58	0,077	0,58	0,085	0,32	12
КВ-427	676,0	1,2	2,4	0,30	1,3	0,31	0,16	0,35	0,060	0,42	0,089	0,27	0,32	0,042	0,32	0,055	0,092	8,1
РГ06-3	676,2	2,0	4,8	0,62	2,7	0,55	0,19	0,69	0,12	0,77	0,17	0,54	0,56	0,078	0,56	0,077	0,28	13
РГ06-4	676,3	1,6	4,3	0,57	2,6	0,59	0,16	0,69	0,12	0,81	0,17	0,53	0,58	0,080	0,58	0,086	0,24	11
РГ06-5	677,8	1,6	3,8	0,49	2,1	0,51	0,17	0,63	0,11	0,70	0,15	0,46	0,50	0,069	0,50	0,072	0,22	12
РГ06-6	679,3	1,1	3,0	0,32	1,3	0,25	0,16	0,41	0,070	0,48	0,11	0,34	0,36	0,046	0,36	0,049	следы	6,0
РГ06-7	680,3	1,0	2,5	0,30	1,2	0,27	0,14	0,37	0,061	0,43	0,092	0,29	0,30	0,041	0,30	0,042	следы	5,1
Р06-2/99	680,5	0,81	2,1	0,29	1,4	0,31	0,19	0,43	0,078	0,54	0,12	0,34	0,37	0,050	0,37	0,045	следы	4,8

Таблица. Продолжение.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr	
																			Проба
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ																			
PT06-8	680,7	1,1	3,0	0,31	1,4	0,37	0,14	0,39	0,072	0,50	0,10	0,34	0,049	0,36	0,061	следы	0,020	6,2	
PT07-1	680,9	1,7	3,7	0,52	2,4	0,66	0,17	0,67	0,13	0,83	0,17	0,46	0,078	0,49	0,071	н.о	н.о	14	
PT07-2o	682,1	0,84	1,8	0,27	1,2	0,35	0,15	0,40	0,062	0,40	0,10	0,28	0,041	0,28	0,044	н.о	н.о	5,2	
PT07-3	686,1	0,87	1,8	0,22	1,0	0,36	0,16	0,32	0,048	0,43	0,079	0,27	0,035	0,29	0,041	н.о	н.о	5,8	
PT07-2	686,6	0,85	1,8	0,22	1,1	0,24	0,13	0,27	0,049	0,39	0,075	0,27	0,037	0,32	0,035	н.о	н.о	5,9	
PT08-1	687,6	2,4	4,8	0,63	2,8	0,74	0,19	0,83	0,13	0,79	0,16	0,53	0,068	0,55	0,073	н.о	н.о	18	
PT08-3	688,7	2,9	6,7	0,80	3,2	0,67	0,23	0,81	0,14	0,86	0,17	0,56	0,078	0,60	0,078	0,44	0,22	17	
PT08-4	689,5	3,1	7,0	0,83	3,1	0,71	0,22	0,83	0,13	0,85	0,18	0,56	0,078	0,55	0,081	0,40	0,092	15	
PT08-5	690,7	2,3	5,6	0,70	2,8	0,68	0,17	0,75	0,13	0,85	0,18	0,57	0,084	0,58	0,085	0,38	0,092	15	
PT08-6	690,8	1,3	3,0	0,36	1,5	0,30	0,18	0,38	0,064	0,43	0,094	0,30	0,040	0,32	0,050	следы	0,022	6,3	
PT08-8	692	0,91	2,4	0,24	1,2	0,27	0,17	0,27	0,047	0,34	0,074	0,24	0,031	0,27	0,037	н.о.	0,010	4,6	
PT08-2	693,3	0,94	1,8	0,23	0,86	0,36	0,13	0,31	0,037	0,32	0,072	0,23	0,028	0,25	0,033	н.о	н.о	5,2	
PT09-4	694	2,2	4,6	0,56	2,6	0,58	0,19	0,65	0,10	0,76	0,15	0,41	0,070	0,49	0,075	н.о	н.о	14	
KB-428	700	2,3	5,5	0,70	2,7	0,65	0,19	0,67	0,12	0,85	0,16	0,55	0,083	0,61	0,085	0,27	0,060	15	
PT09-2	704	0,81	1,8	0,24	1,2	0,34	0,21	0,39	0,065	0,43	0,10	0,25	0,041	0,26	0,031	н.о	н.о	5,2	
PT09-3	704,4	0,61	1,3	0,17	1,1	0,31	0,19	0,39	0,066	0,44	0,086	0,26	0,036	0,29	0,029	н.о	н.о	4,0	
pt10-1	717,5	2,2	5,4	0,67	3,0	0,62	0,20	0,75	0,13	0,84	0,18	0,55	0,082	0,58	0,094	1,2	0,22	15	
pt10-2	717,6	1,1	2,6	0,33	1,3	0,26	0,18	0,36	0,065	0,43	0,093	0,30	0,042	0,32	0,045	0,25	0,078	7,0	
pt10-3	718,2	1,2	2,8	0,32	1,3	0,30	0,20	0,34	0,063	0,38	0,091	0,28	0,045	0,30	0,048	0,37	0,24	5,4	
pt11-1/2000	718,7	1,9	4,5	0,58	2,5	0,58	0,19	0,73	0,12	0,78	0,17	0,54	0,081	0,58	0,088	0,27	0,061	12	

Таблица. Продолжение.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н отн., м																	
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ																		
KB-429	723	1,3	2,7	0,32	1,3	0,32	0,19	0,38	0,062	0,40	0,086	0,29	0,045	0,28	0,050	0,084	0,015	7,2
11-12	724,6	1,1	2,5	0,31	1,3	0,23	0,19	0,33	0,057	0,39	0,081	0,26	0,038	0,30	0,037	следы	0,019	5,3
11-21	727,5	2,0	4,6	0,58	2,6	0,64	0,18	0,70	0,12	0,78	0,17	0,52	0,078	0,55	0,075	0,25	0,055	12
PT11-1	735,8	1,2	2,3	0,30	1,3	0,27	0,19	0,32	0,049	0,35	0,077	0,23	0,031	0,25	0,026	н.о	н.о	6,1
PT12-1	738,2	1,9	4,2	0,55	2,5	0,62	0,17	0,69	0,12	0,73	0,16	0,49	0,062	0,50	0,068	н.о	н.о	14
KB-430	748,0	2,0	4,2	0,57	2,4	0,57	0,19	0,59	0,12	0,75	0,16	0,50	0,076	0,50	0,075	н.о	н.о	16
PT12-2/99	751,9	1,0	2,4	0,31	1,5	0,31	0,10	0,41	0,072	0,49	0,12	0,38	0,057	0,42	0,068	0,10	0,025	7,5
PT13-1	752,7	1,5	3,0	0,42	1,8	0,45	0,14	0,42	0,078	0,60	0,13	0,40	0,060	0,50	0,058	н.о	н.о	11
PT13-2	756,7	0,93	1,9	0,29	1,2	0,28	0,13	0,38	0,059	0,48	0,10	0,31	0,038	0,38	0,049	н.о	н.о	6,9
PT14-1	756,8	1,6	3,4	0,48	1,9	0,48	0,16	0,60	0,10	0,63	0,13	0,41	0,058	0,43	0,070	н.о	н.о	11
PT14-2	777,9	0,86	1,6	0,22	1,0	0,31	0,16	0,27	0,035	0,31	0,054	0,16	0,020	0,20	0,025	н.о	н.о	5,1
PT15-1	780,5	2,0	4,1	0,50	2,1	0,55	0,14	0,60	0,093	0,69	0,15	0,43	0,060	0,45	0,069	н.о	н.о	13
PT15-2	787,9	1,6	3,3	0,46	1,8	0,41	0,19	0,53	0,076	0,62	0,12	0,36	0,054	0,37	0,049	н.о	н.о	12
PT16-1	788,3	2,0	4,3	0,52	2,0	0,44	0,16	0,64	0,091	0,69	0,15	0,42	0,063	0,38	0,068	н.о	н.о	14
PT16-2	816,2	0,73	1,5	0,18	0,92	0,26	0,09	0,32	0,056	0,41	0,091	0,28	0,035	0,35	0,049	н.о	н.о	6,9
KB-433	819	1,2	2,5	0,33	1,4	0,34	0,20	0,32	0,067	0,41	0,085	0,28	0,041	0,28	0,033	н.о	н.о	9,7
KB-434	839	0,59	1,1	0,14	0,63	0,17	0,13	0,12	0,033	0,23	0,058	0,19	0,032	0,25	0,037	0,030	0,008	2,0
PT17-2	857,3	0,90	1,7	0,22	1,0	0,27	0,12	0,32	0,047	0,39	0,078	0,24	0,035	0,28	0,041	н.о	н.о	7,9
KB-435	859	3,0	7,0	0,90	3,7	0,89	0,27	0,91	0,15	1,0	0,21	0,59	0,095	0,61	0,10	0,35	0,075	18
KB-436	879	1,2	3,0	0,37	1,5	0,35	0,19	0,40	0,062	0,46	0,10	0,27	0,047	0,30	0,051	0,12	0,018	12

Таблица. Продолжение.

Показатель			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr	
Проба	Н	Отн., м																		
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ																				
KB-437	900	0,91	2,5	0,29	1,0	0,22	0,14	0,24	0,052	0,36	0,08	0,25	0,038	0,31	0,044	0,057	0,023	6,4		
KB-440	960	2,5	5,4	0,68	2,7	0,84	0,28	0,49	0,11	0,77	0,12	0,43	0,046	0,47	0,029	н.о	н.о	н.о		
KB-441	980	2,6	5,6	0,68	3,0	0,86	0,27	0,45	0,10	0,70	0,12	0,45	0,053	0,47	0,039	н.о	н.о	н.о		
KB-443	1020	1,6	3,8	0,49	2,0	0,48	0,23	0,48	0,081	0,56	0,12	0,29	0,046	0,32	0,053	0,18	0,034	12		
KB-444	1040	3,0	7,2	0,97	4,1	1,02	0,34	1,1	0,18	1,1	0,23	0,60	0,089	0,57	0,093	0,42	0,085	24		
KB-445	1060	1,9	4,4	0,56	2,3	0,53	0,24	0,58	0,091	0,60	0,14	0,33	0,057	0,36	0,067	0,14	0,030	13		
KB-446	1080	1,1	2,7	0,34	1,4	0,33	0,19	0,36	0,061	0,41	0,10	0,26	0,043	0,28	0,050	0,080	0,018	11		
KB-447	1100	1,6	5,2	0,43	1,9	0,31	0,20	0,39	0,078	0,47	0,11	0,31	0,047	0,36	0,045	0,13	0,038	9,9		
KB-450	1164	1,7	3,5	0,44	1,6	0,39	0,20	0,39	0,074	0,46	0,10	0,31	0,044	0,33	0,059	0,13	0,032	9,6		
KB-451	1180	1,8	4,0	0,48	2,0	0,52	0,23	0,44	0,085	0,52	0,11	0,34	0,050	0,37	0,061	0,17	0,044	9,7		
KB-452	1200	1,7	4,2	0,55	2,4	0,62	0,28	0,68	0,11	0,73	0,16	0,42	0,066	0,41	0,067	0,16	0,034	14		
KB-455	1260	1,5	3,6	0,46	1,8	0,48	0,25	0,53	0,084	0,56	0,12	0,31	0,049	0,30	0,053	0,14	0,028	11		
KB-456	1280	1,7	4,3	0,60	2,5	0,67	0,29	0,72	0,13	0,83	0,17	0,46	0,071	0,42	0,069	0,16	0,031	12		
KB-458	1320	1,5	3,9	0,52	2,3	0,65	0,28	0,68	0,11	0,77	0,17	0,42	0,067	0,40	0,067	0,16	0,029	14		
KB-459	1340	1,7	4,0	0,50	2,1	0,67	0,24	0,58	0,12	0,74	0,17	0,49	0,066	0,50	0,063	0,12	0,034	9,3		
KB-461	1380	1,9	5,3	0,66	2,9	0,84	0,28	0,80	0,15	1,0	0,22	0,61	0,090	0,59	0,079	0,18	0,048	11		
KB-463	1417	2,6	6,3	0,82	3,5	0,91	0,34	0,99	0,16	1,1	0,22	0,60	0,090	0,57	0,090	0,29	0,056	21		
KB-464	1437	2,9	6,8	0,93	4,0	1,0	0,37	1,1	0,17	1,2	0,24	0,65	0,097	0,61	0,10	0,31	0,063	20		
KB-465	1458	7,5	17	2,1	8,8	2,1	0,77	2,2	0,35	2,2	0,44	1,3	0,18	1,2	0,18	0,79	0,15	45		
KB-466	1477	2,1	4,9	0,68	2,9	0,80	0,35	0,86	0,15	0,98	0,20	0,57	0,082	0,53	0,085	0,23	0,035	16		

Таблица. Продолжение.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н огн., м																	
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ																		
KB-467	1498	2,4	4,8	0,68	3,0	0,75	0,35	0,75	0,17	0,97	0,20	0,60	0,083	0,53	0,083	н.о	н.о	16
KB-468	1519	2,7	5,6	0,71	3,1	0,79	0,28	0,63	0,15	0,90	0,15	0,52	0,064	0,45	0,032	н.о	н.о	н.о
KB-469	1538	2,4	5,0	0,71	3,1	0,87	0,35	0,79	0,17	1,0	0,21	0,60	0,089	0,57	0,076	н.о	н.о	17
KB-472	1607	2,8	6,2	0,80	3,7	0,99	0,39	1,1	0,18	1,2	0,24	0,68	0,10	0,64	0,10	0,25	0,044	16
KB-473	1623	3,6	7,7	0,96	4,3	1,1	0,48	1,3	0,21	1,3	0,27	0,80	0,12	0,74	0,12	0,33	0,061	19
KB-475	1665	3,5	7,7	1,0	4,3	1,2	0,42	0,83	0,16	1,2	0,22	0,66	0,11	0,67	0,063	н.о	н.о	н.о
KB-476	1685	2,8	6,6	0,88	4,0	1,1	0,43	1,0	0,20	1,3	0,27	0,78	0,11	0,77	0,12	0,25	0,059	14
KB-477	1707	2,6	6,3	0,80	3,3	0,82	0,34	0,89	0,17	1,0	0,22	0,65	0,091	0,65	0,082	0,23	0,056	15
KB-478	1727	2,7	6,5	0,85	3,5	0,98	0,42	1,1	0,21	1,3	0,27	0,79	0,12	0,81	0,12	0,21	0,047	13
KB-479	1750	4,0	9,1	1,2	4,7	1,3	0,47	1,3	0,24	1,5	0,31	0,91	0,13	0,88	0,13	0,37	0,091	22
KB-480	1773	4,3	9,0	1,2	5,5	1,0	0,52	1,1	0,20	1,4	0,29	0,80	0,11	0,78	0,087	н.о	н.о	51
KB-482	1823	5,2	11	1,4	6,3	1,5	0,57	1,7	0,27	1,7	0,34	1,0	0,15	0,96	0,15	0,50	0,091	24
KB-483	1843	9,2	20	2,5	11	2,5	0,82	2,7	0,42	2,6	0,53	1,5	0,22	1,4	0,22	1,0	0,18	38
KB-484	1868	5,1	11	1,4	6,1	1,5	0,60	1,7	0,26	1,7	0,34	1,0	0,15	0,93	0,15	0,52	0,10	27
KB-485	1898	4,5	10	1,4	5,8	1,5	0,60	1,7	0,28	1,8	0,37	1,0	0,16	0,98	0,15	0,40	0,093	32
KB-486	1919	13	28	3,6	15	3,6	1,1	3,7	0,59	3,6	0,74	2,1	0,30	2,0	0,31	1,5	0,25	64
KB-487	1943	7,9	18	2,3	9,4	2,3	0,81	2,4	0,39	2,4	0,49	1,4	0,21	1,3	0,21	0,88	0,17	50
KB-488	2000	11	26	3,3	15	3,6	1,0	3,5	0,57	3,3	0,69	2,0	0,29	1,8	0,26	1,3	0,28	45
МИНЕРАЛЫ																		
ОРТОПИРОКСЕН																		
РТ-15-2-1	783,2	0,081	0,15	0,061	0,39	0,32	0,020	0,20	0,046	0,36	0,087	0,26	0,043	0,35	0,058	н.о	н.о	н.о

Таблица. Продолжение.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н отн., м																	
ОРТОПИРОКСЕН																		
РТ-15-2-1	783,2	0,086	0,19	0,049	0,35	0,23	0,027	0,20	0,064	0,37	0,086	0,34	0,054	0,40	0,086	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-5	785,2	0,046	0,12	0,051	0,31	0,21	0,019	0,11	0,030	0,27	0,058	0,18	0,029	0,22	0,032	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-1	783,2	0,081	0,15	0,061	0,39	0,32	0,020	0,20	0,046	0,36	0,087	0,26	0,043	0,35	0,058	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-1	783,2	0,086	0,19	0,049	0,35	0,23	0,027	0,20	0,064	0,37	0,086	0,34	0,054	0,40	0,086	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-5	785,2	0,046	0,12	0,051	0,31	0,21	0,019	0,11	0,030	0,27	0,058	0,18	0,029	0,22	0,032	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-10	787,7	0,046	0,077	0,021	0,14	0,12	0,012	0,10	0,028	0,21	0,044	0,16	0,031	0,25	0,046	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-10	787,7	0,049	0,077	0,022	0,15	0,07	0,015	0,083	0,028	0,19	0,049	0,16	0,026	0,23	0,043	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2-10	789,2	0,087	0,14	0,046	0,34	0,22	0,037	0,14	0,033	0,31	0,053	0,24	0,036	0,30	0,049	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2	814,5	0,028	0,050	0,022	0,15	0,089	0,010	0,081	0,032	0,20	0,046	0,16	0,029	0,25	0,042	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-33	815,5	0,16	0,35	0,12	0,60	0,37	0,042	0,26	0,069	0,40	0,091	0,29	0,053	0,39	0,058	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-35	815,5	0,14	0,27	0,11	0,65	0,40	0,040	0,29	0,061	0,47	0,089	0,34	0,061	0,42	0,063	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-24	816,5	0,055	0,65	0,036	0,27	0,15	0,012	0,13	0,031	0,23	0,055	0,22	0,037	0,26	0,037	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-25	816,5	0,053	0,080	0,033	0,21	0,11	0,011	0,085	0,028	0,20	0,065	0,17	0,027	0,21	0,037	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-30	817,5	0,18	0,32	0,048	0,29	0,12	0,019	0,15	0,032	0,29	0,072	0,28	0,042	0,38	0,053	н.о	н.о	н.о
S-901-12(2)	1006,1	0,033	0,26	0,049	0,36	0,16	0,044	0,15	0,047	0,29	0,076	0,23	0,045	0,19	0,050	н.о	н.о	н.о
S-901-7(5)	1024	0,10	0,46	0,131	0,88	0,43	0,047	0,31	0,059	0,61	0,14	0,37	0,040	0,36	0,070	н.о	н.о	н.о
S-901-5(7)	1036	0,048	0,18	0,082	0,31	0,25	0,022	0,31	0,051	0,56	0,13	0,42	0,083	0,31	0,078	н.о	н.о	н.о
S-902-3	1051,2	0,023	0,10	0,013	0,13	0,11	0,012	0,13	0,024	0,23	0,057	0,16	0,038	0,17	0,048	н.о	н.о	н.о
S-902-5	1052,2	0,027	0,10	0,028	0,22	0,10	0,026	0,16	0,043	0,46	0,11	0,42	0,057	0,45	0,046	н.о	н.о	н.о
S-902-7	1053,2	0,023	0,23	0,042	0,33	0,26	0,004	0,27	0,065	0,62	0,14	0,40	0,044	0,47	0,078	н.о	н.о	н.о
S-902-7	1053,2	0,071	0,26	0,046	0,37	0,28	0,025	0,42	0,073	0,55	0,13	0,54	0,056	0,62	0,10	н.о	н.о	н.о

Таблица. Окончание.

Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н огн., м	ПЛАГИОКЛАЗ																
РТ-3-2-10	784,2	0,36	0,29	0,059	0,21	0,027	0,040	0,010	0,001	0,007	0,001	0,004	< 0,001	0,002	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-3-2-13	784,2	0,49	0,39	0,067	0,26	0,038	0,049	0,015	< 0,0005	0,006	0,002	0,003	< 0,001	0,001	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-3-2-14	787,7	0,63	0,43	0,067	0,24	0,021	0,060	0,009	0,001	< 0,001	0,001	0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-5	814,5	0,32	0,30	0,053	0,20	0,023	0,036	0,009	0,001	0,003	0,001	0,001	< 0,001	0,002	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-6	814,5	0,31	0,29	0,054	0,18	0,025	0,041	0,008	0,001	0,002	0,001	0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-23	814,5	0,63	0,48	0,088	0,27	0,022	0,047	0,019	0,002	0,004	0,002	0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	н.о	н.о	н.о
РТ-17-2-29	814,5	0,97	0,71	0,12	0,39	0,031	0,073	0,022	0,001	0,009	0,001	0,001	< 0,001	0,001	< 0,001	н.о	н.о	н.о
КЛИНОПИРОКСЕН																		
РТ-4-2	669,9	1,8	5,8	0,98	6,0	2,2	0,46	1,7	0,32	2,0	0,43	1,2	0,18	1,2	0,14	н.о	н.о	н.о
РТ-4-2	669,9	1,1	4,1	0,63	3,5	0,94	0,30	1,3	0,20	1,5	0,28	0,64	0,15	0,91	0,11	н.о	н.о	н.о
РТ-4-2	669,9	1,4	5,7	0,93	5,4	2,1	0,42	2,0	0,35	2,1	0,43	1,2	0,17	0,86	0,17	н.о	н.о	н.о
КЛИНОПИРОКСЕН																		
Показатель		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Zr
Проба	Н огн., м	КЛИНОПИРОКСЕН																
РТ-5-2	671	1,2	4,8	0,90	4,8	1,7	0,44	1,5	0,32	2,2	0,47	1,3	0,20	1,4	0,18	н.о	н.о	н.о
РТ-5-1*	670,2	2,3	6,7	0,81	4,5	1,8	0,43	1,5	0,29	1,8	0,41	1,1	0,18	0,87	0,15	н.о	н.о	н.о
РТ-6-2	676	1,7	5,7	1,1	5,1	2,1	0,49	2,1	0,34	2,2	0,42	1,2	0,17	1,5	0,19	н.о	н.о	н.о
РТ-6-2	676	1,2	5,6	0,82	5,2	1,8	0,34	1,8	0,34	2,1	0,40	1,3	0,15	1,1	0,17	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2	787,9	0,66	2,4	0,36	2,4	0,95	0,24	1,1	0,21	1,4	0,31	0,76	0,13	0,73	0,12	н.о	н.о	н.о
РТ-15-2	787,9	0,75	3,1	0,44	3,1	1,1	0,28	1,2	0,22	1,1	0,28	0,68	0,13	0,92	0,10	н.о	н.о	н.о
КВЖ-4*	859	1,7	7,0	1,3	8,0	3,0	0,77	3,7	0,52	3,7	0,82	2,4	0,30	2,1	0,30	н.о	н.о	н.о
КВЖ-4*	859	1,3	3,5	0,55	3,5	1,1	0,38	1,2	0,24	1,9	0,33	1,2	0,21	0,85	0,15	н.о	н.о	н.о

Примечания. н.о. — элемент не определялся; * — интеркумулятивная позиция минерала

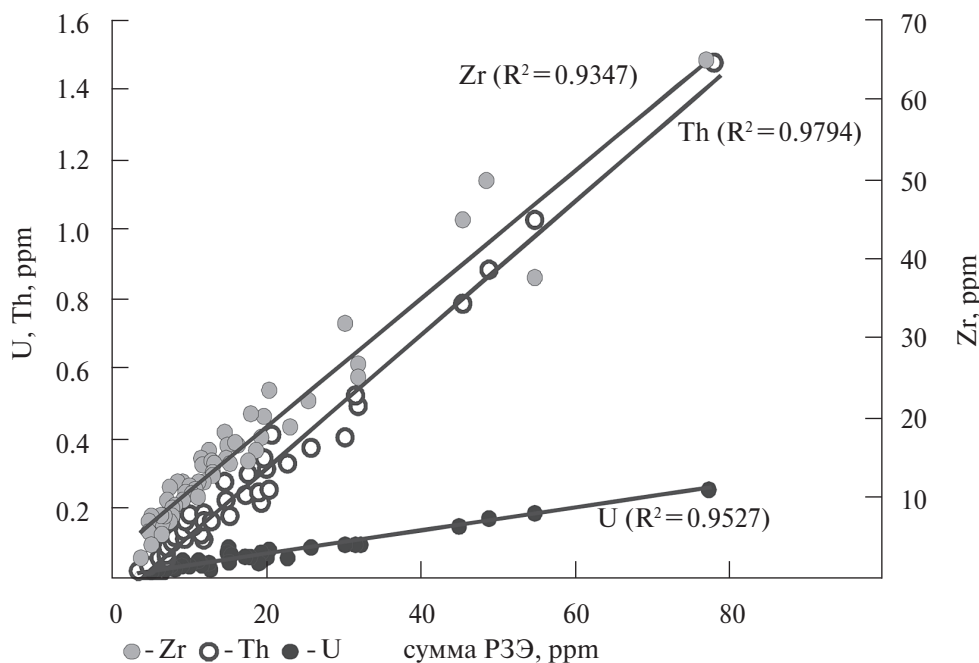


Рис. 4. Зависимость суммарной концентрации редкоземельных элементов от концентрации для киваккского массива элементов — U, Th и Zr. Вертикальные оси для элементов разнесены для удобства визуального восприятия. Рядом с каждым элементом указан коэффициент детерминации зависимостей.

этих зависимостей находится в диапазоне от 0.93 до 0.98. Таким образом, можно утверждать, что в Киваккском интрузиве редкоземельные элементы ведут себя как некогерентные и должны обогащать остаточный расплав в соответствии со степенью дифференциации исходного расплава.

Киваккский интрузив отличается относительно простым строением с последовательным накоплением дифференциатов, и при насыщении остаточного расплава некогерентными элементами их концентрация увеличивается вверх по разрезу. Тем не менее, назвать увеличение концентрации P3Э равномерным нельзя (**рис. 5**).

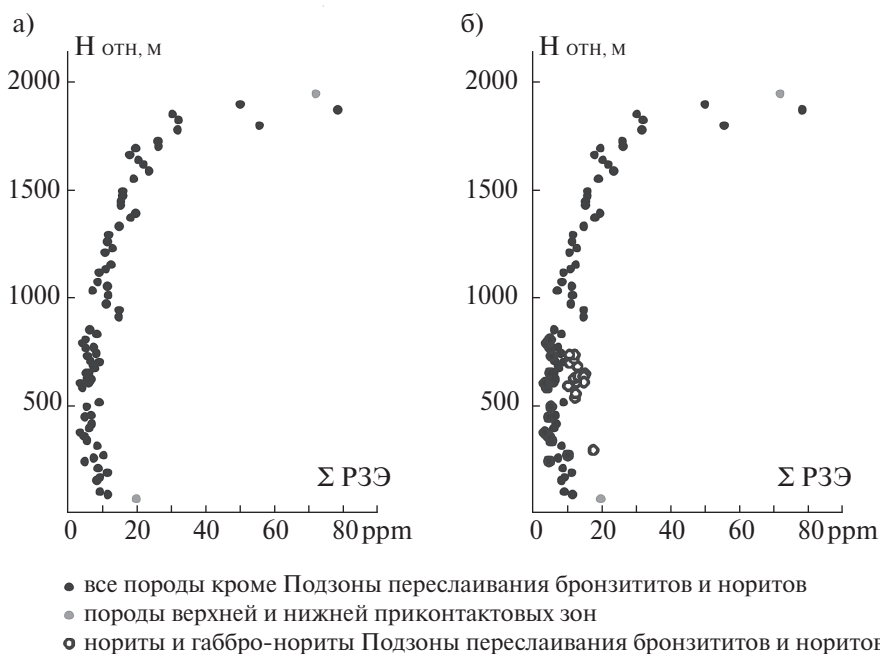


Рис. 5. Распределение суммы редкоземельных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива. а — без учета пород Подзоны переслаивания бронзититов и норитов; б — для всех изученных в работе пород массива.

Наивысшие концентрации обнаруживаются в наиболее дифференцированных (в случае рассматриваемого массива, верхних) частях разреза. Если рассматривать разрез расслоенной толщи интрузива от оливинитов до кварцсодержащих габбро, то концентрации закономерно возрастают (рис. 5а). А форма кривой зависимости концентрации от высоты в разрезе напоминает график изменения концентрации некогерентной примеси в случае Рэлеевского фракционирования, что может служить свидетельством закрытости системы. На рис. 5а приведены точки разреза за исключением Подзоны контрастного переслаивания бронзититов и норитов, концентрация суммы РЗЭ в которой существенно варьируют (рис. 5б).

Критический анализ спайдер-диаграмм распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (Anders, Grevesse, 1989), показал, что для всех дифференциатов массива наблюдается сходная конфигурация линий с устойчивым соотношением элементов (рис. 6а). Отчетливо видно, что концентрации РЗЭ, как правило, увеличиваются с увеличением степени дифференцированности пород. Появление в породах существенного количества плагиоклаза (кристаллизация норитов и габбро-норитов) сопровождается наличием положительной европиевой аномалии, что, однако, не нарушает общий наклон линий. Анализ концентраций редкоземельных элементов в породообразующих минералах Кивакского массива показал существенное различие в распределении редкоземельных элементов для разных породообразующих минералов массива (рис. 6б). Анализ проводился как для кумулятивных, так и для интеркумулятивных минералов (таблица). Отчетливо прослеживается повышенная концентрация всех РЗЭ в клинопироксене относительно остальных минеральных фаз с ярко выраженной положительной аномалией для Sm. Ортопироксен характеризуется более высоким содержанием тяжелых редких земель, а плагиоклаз — легких. Для пироксенов характерным является Eu минимум, а для плагиоклаза — максимум. Также следует отметить, что концентрации редкоземельных элементов в минералах кумулятивного и интеркумулятивного генезиса не различаются и хорошо согласуются с коэффициентами распределения между минералами и базальтовым расплавом (Clark, 1984, GERM Reservoir Database).

Прежде всего, следует обсудить вопросы распределения РЗЭ в породах разной степени дифференциации. Как было показано на

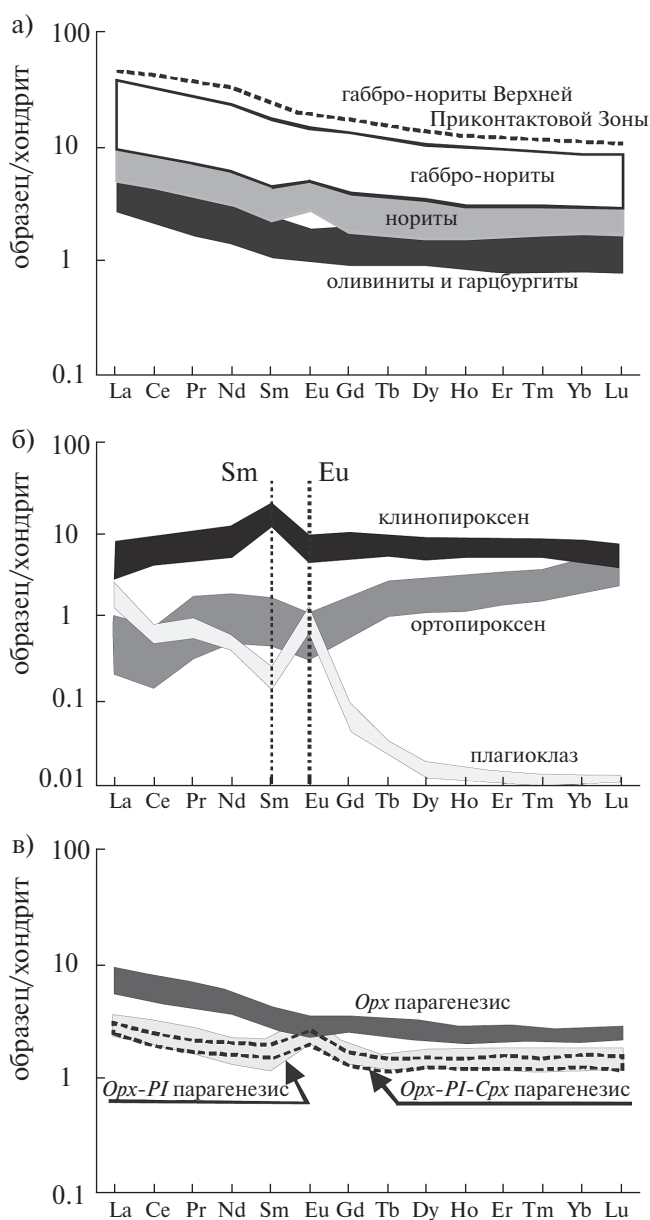


Рис. 6. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных элементов Кивакского массива (данные состава РЗЭ пород и минералов нормированы на хондрит): а — все дифференциаты за исключением бронзитового кумулятивного парагенезиса; б — породообразующие минералы Кивакского массива; в — бронзитовый, бронзит-плагиоклазовый и бронзит-плагиоклаз-авгитовый парагенезисы Подзоны переслаивания бронзититов и норитов.

рис. 5, распределение по вертикальному разрезу свидетельствует о накоплении этих элементов в соответствии с пространственным положением дифференциатов в массиве, но характеризуется некоторыми вариациями, осложняющими общую тенденцию к накоплению (рис. 5б). Согласно прямой зависимости содержаний ланта-

ноидов от заведомо некогерентных элементов (рис. 4), было бы справедливо предположить, что, в соответствии с последовательностью кристаллизации, они должны накапливаться в остаточном расплаве, обогащая парагенезисы высокой степени фракционирования. Именно это мы и наблюдаем на рис. 6а, где наиболее обогащенными РЗЭ породами являются габбро-нориты, а наиболее обедненными — оливиниты и гарцбургиты. Соответственно, концентрация РЗЭ в бронзит-плаггиоклазовом кумулятивном парагенезисе (БПКП) должна быть выше, чем в бронзитовом кумулятивном парагенезисе (БКП). Однако в Подзоне контрастного переслаивания бронзититов и норитов, где бронзититы, нориты и габбро-нориты сменяют друг друга в крупномасштабной ритмической слоистости (Бычкова и др., 2004), хорошо видно (рис. 6в), что меланократовые нориты БКП, содержат значительно больше РЗЭ, чем мезократовые нориты БПКП и габбро-нориты (бронзит-плаггиоклаз авгитовый парагенезис), устойчиво кристаллизующиеся позднее. При этом важно рассмотреть соотношение легких и средних редких земель, как показатель закрытости магматической системы (отношение La/Sm , рис. 7). Это отношение остается одинаковым, и зависимость содержаний РЗЭ от Zr, U и Th в этих породах не нарушается. Для понимания этого явления необходимо обратиться к количественно-минеральному составу и структуре исследуемых пород. Можно предположить, что с появлением в породах кумулятивного плаггиоклаза на понижение концентрации редких земель может влиять увеличение количества нового минерала, для которого РЗЭ являются некогерентными (кроме европия, рис. 6б), что и понижает общий уровень их концентрации в породе. Это предположение не подтверждается, поскольку, при влиянии плаггиоклаза мы бы наблюдали не только появление европиевого максимума, но и изменение общей конфигурации (угла наклона линий) спайдер-диаграмм в области тяжелых РЗЭ в соответствии с коэффициентами распределения лантаноидов в преобладающих пороодообразующих минералах. Однако конфигурация спайдер-диаграмм не меняется, и соотношение средних и легких редких земель остается неизменным. Как было показано в (Бычкова и др., 2004) структура меланократовых (БКП) и мезократовых (БПКП) норитов существенно различаются плотностью кумулуса. Породы БКП отличаются высокой степенью пористости кумулуса с ярко выраженными крупными ойкокристаллами интеркумлятивного клинопироксена и плаггиоклаза. Но-

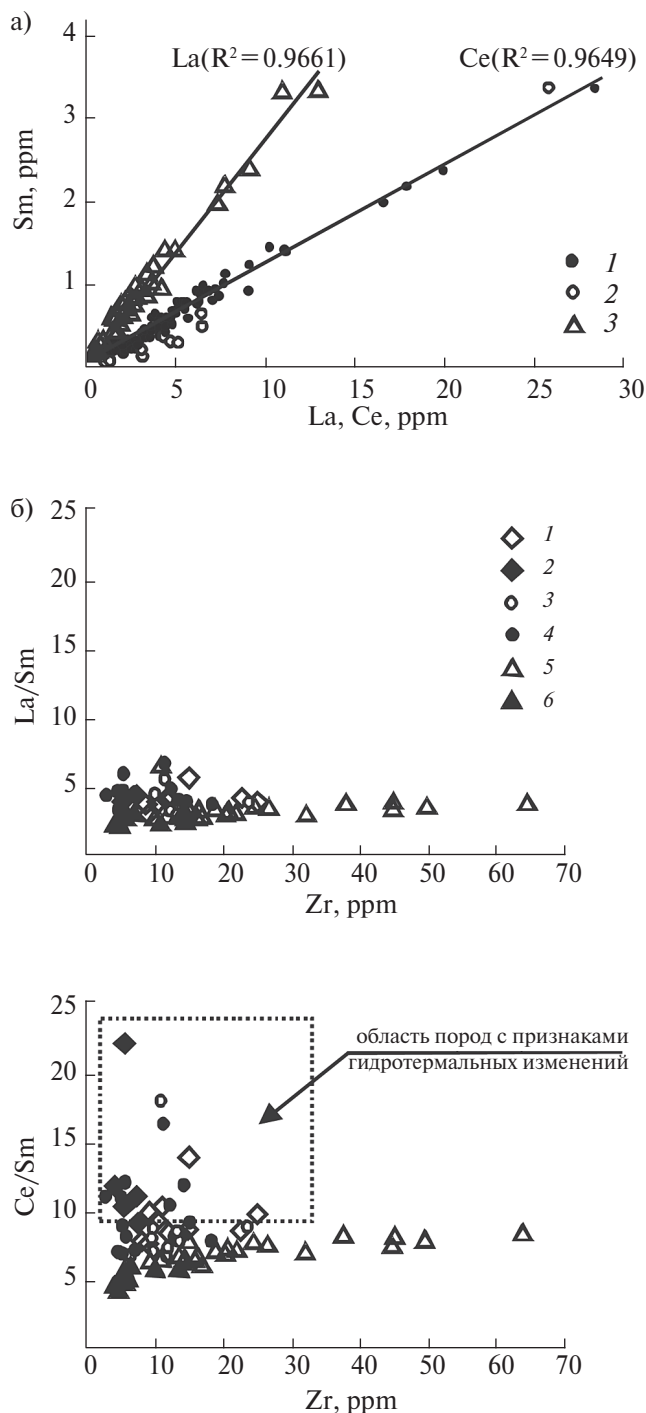


Рис. 7. Соотношение РЗЭ в породах Кивакского массива: а — Ce/Sm и La/Sm , в скобках указаны коэффициенты детерминации. 1 — породы массива без учета Подзоны переслаивания бронзититов и норитов, 2 — породы Подзоны переслаивания бронзититов и норитов, 3 — все породы массива; б — $(La/Sm)/Zr$; в — $(Ce/Sm)/Zr$. Для (б) и (в) цифрами указаны породы массива: 1 — оливиниты; 2 — гарцбургиты; 3 — нориты Норитовой зоны; 4 — нориты Подзоны переслаивания бронзититов и норитов; 5 — габбро-нориты Габбро-норитовой зоны; 6 — габбро-нориты Подзоны переслаивания бронзититов и норитов.

риты БПКП характеризуются кумулюсом с очень плотным срастанием кристаллов плагиоклаза и ортопироксена и очень скудным интеркумулятивным заполнением. Вероятно, именно плотность кумулуса и отражается на концентрации некогерентных элементов в этих породах, в результате чего их концентрация определяется коэффициентами распределения между кумулятивными минералами и расплавом. Таким образом, мы можем использовать в дальнейшем количественный состав РЗЭ не только как степень фракционирования расплава, но и как параметр плотности кумулуса в однотипных породах (внутри одного и того же кумулятивного парагенезиса).

Отношение La/Sm сохраняется для всех дифференциатов с коэффициентом детерминации 0.9661 (рис. 7а), что, как правило, является свидетельством единого источника магматического материала для всех пород, образующихся в процессе кристаллизации. В нашем случае это наблюдение является важным, поскольку закрытость системы подтверждается результатами моделирования кристаллизации исходного состава, соответствующего расчетному средневзвешенному составу Кивакского массива (Коптев-Дворников и др., 2001). На сегодняшний день наиболее популярной гипотезой образования расслоенности (в том числе ритмической) в подобных массивах стала система последовательных дополнительных внедрений магм различного состава. Подобная модель, например, предложена и для Кивакского интрузива (Шарков, 2006; Пчелинцева, 2008). На рис. 7 приведены диаграммы зависимостей La/Sm и Ce/Sm (а); $(\text{La}/\text{Sm})/\text{Zr}$ (б); $(\text{Ce}/\text{Sm})/\text{Zr}$ (в). На диаграмме 7а почти все точки разреза укладываются в прямую зависимость. Однако в отношении Ce/Sm наблюдается некоторое отклонение как выше, так и ниже линии тренда. На диаграмме 7б для $(\text{La}/\text{Sm})/\text{Zr}$ видно, что точки укладываются в практически горизонтальный тренд, в то время как диаграмма 7 в более значимо выявила отклонения в отношении $(\text{Ce}/\text{Sm})/\text{Zr}$. Основной тренд здесь наилучшим образом прослеживается для наиболее дифференцированных пород Габбро-норитовой зоны. Для менее дифференцированных частей разреза наблюдаются существенные отклонения в сторону как повышенного отношения Ce/Sm , так и несколько пониженного. Петрографический анализ пород показал, что повышенным отношением Ce/Sm характеризуются образцы с признаками гидротермальных изменений (в основном это гарцбургиты, оливиниты и меланократовые нориты). В петрографи-

ческом описании указывалось на то, что массив осложнен небольшими зонами трещин, по которым происходило внедрение гидротермальных растворов. Воздействие их на породы массива не было глобальным, однако частичное изменение происходило. В основном оно коснулось интерстициального пространства, которое в некоторых случаях нацело замещено хлоритом. Также частично были изменены кумулятивные минералы, что проявляется в образовании реакционных кайм и заполнении вторичными минералами трещин. Таким образом, было установлено, что все образцы, в которых наблюдается увеличение отношения Ce/Sm , были в разной степени подвержены воздействию гидротермальных растворов. Если обратиться к распределению РЗЭ в этих образцах, используя спайдер-диаграммы (рис. 8а), мы отчетливо увидим появление в них Ce максимума различной интенсивности в зависимости от степени вторичных изменений. Для сравнения с типичной формой линий спайдер-диаграмм для пород Кивакского массива на графике приведена область концентрации РЗЭ в меланократовых норитах Подзоны переслаивания бронзититов и норитов.

На графике зависимости $(\text{Ce}/\text{Sm})/\text{Zr}$ (рис. 7в) также присутствуют точки, находящиеся ниже основного субгоризонтального тренда. Все они представлены габбро-норитами Подзоны переслаивания бронзититов и норитов. Как было отмечено выше, несмотря на высокую степень дифференцированности этих пород, концентрация редкоземельных элементов здесь крайне мала (этим же свойством обладают нориты ПзПБН (рис. 6в, 8б)). Для сравнения на рис. 8б приведена область концентраций РЗЭ в породах Габбро-норитовой зоны. Поскольку накопление РЗЭ происходит преимущественно в интеркумулятивном пространстве, справедливо предположить, что эти породы характеризуются крайне высокой степенью плотности кумулуса и, соответственно, скудным интеркумулятивным заполнением (что подтверждается, в том числе, низким содержанием некогерентных Zr , Th , U). В такой ситуации можно предположить, что валовая концентрация редкоземельных элементов здесь зависит в большей степени от количественно-минерального состава с учетом концентрирования их кумулятивными минералами, чем от степени фракционирования. Как уже было сказано, пироксены и плагиоклаз обладают весьма низкими коэффициентами распределения, тем не менее, как было показано на рис. 6б, редкоземельные элементы в них присутствуют. Причем на диаграмме хорошо видно, что Sm в большей

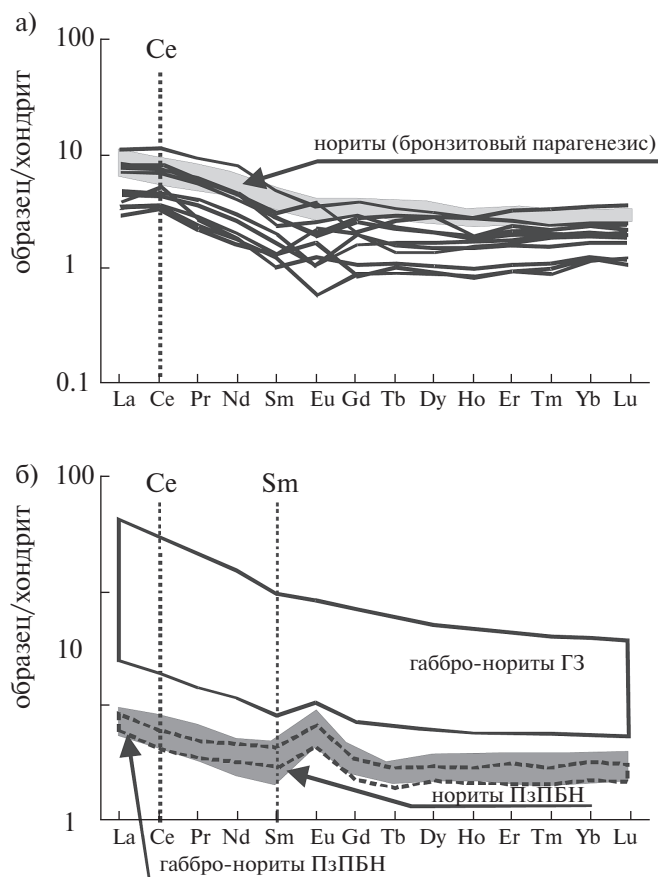


Рис. 8. Спайдер-диаграммы распределения редкоземельных элементов Кивакского массива (данные состава РЗЭ пород и минералов нормированы на хондрит) для пород Подзоны переслаивания бронзититов и норитов: а — образцы различных пород массива с повышенным содержанием Ce относительно общей конфигурации линий для меланократовых норитов; б — положение Ce и Sm для различных парагенезисов. Серым закрашена область бронзит-плаггиоклазового парагенезиса, белым показана область бронзит-плаггиоклаз-авгитового парагенезиса Габбро-норитовой зоны. Штриховой линией околнурена область бронзит-плаггиоклаз-авгитового парагенезиса Подзоны переслаивания бронзититов и норитов.

степени концентрируется в клинопироксене и в меньшей в плаггиоклазе. На рис. 8б показаны области распределения РЗЭ в норитах и габбро-норитах Подзоны переслаивания бронзититов и норитов. Область габбро-норитов характеризуется повышенным содержанием Sm, а область норитов — пониженным. Если обратиться к содержанию этого элемента в породообразующих минералах, можно отметить, что в норитах его концентрация регулируется соотношением бронзит-плаггиоклаз, а в габбро-норитах — бронзит-авгит. Именно это и является причиной по-

нижения соотношения Ce/Sm в габбро-норитах ПзПБН и, как следствие, создает группу точек, отклоняющихся от генерального тренда в соотношения (Ce/Sm)/Zr в сторону уменьшения Ce/Sm (рис. 7в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что фракционирование материнской магмы Кивакского расслоенного интрузива происходило путем кристаллизационной дифференциации без дополнительных инъекций, о чем свидетельствует стабильность отношений La/Sm и Ce/Sm, а также постоянство их соотношения с типично некогерентными элементами, в частности Zr. В остаточном расплаве в ходе кристаллизации происходит накопление некогерентных, в том числе редкоземельных элементов. Для Кивакского массива фракционирование происходило в условиях, не нарушающих генеральную последовательность накопления кумулуса в соответствии с последовательностью кристаллизации расплава, что обусловило постепенное концентрирование некогерентных элементов снизу вверх по разрезу. Сопоставление геохимических данных со структурно-петрографическими особенностями однотипных пород (норитов или габбро-норитов) позволяет утверждать, что вариации в концентрации редкоземельных элементов могут быть не только отражением степени фракционирования дифференциатов, но и свидетельствовать о различной степени пористости кумулуса. Если пористость кумулуса существенно уменьшается, концентрация РЗЭ уменьшается, несмотря на степень дифференцированности пород (например, в габбро-норитах Подзоны переслаивания бронзититов и норитов и в тех же породах Габбро-норитовой зоны). В этом случае существенную роль в соотношении лантаноидов играет их содержание в кумулятивных минералах. Эти соотношения могут несколько меняться в зависимости от коэффициентов распределения РЗЭ между расплавом и кумулятивными минералами, а также от количественно-минерального состава кумулуса. При этом конфигурация и угол наклона линий на спайдер-диаграммах сохраняется и отвечает общей тенденции в массиве (например, повышенное содержание Sm в преобладающем ортопироксене понижает отношение Ce/Sm).

Наблюдаемые слабые цериевые положительные аномалии, нарушающие в различных дифференциатах отношение Ce/Sm в сторону

повышения, свидетельствуют о гидротермальном изменении пород на постмагматической стадии.

Авторы выражают благодарность Коптеву-Дворникову Е.В. и Арискину А.А. за обсуждение полученных результатов и консультации при их интерпретации, а также Ершовой Т.В., Владимирской В.А. и Ванину А.Г. за подготовку образцов и проведение химического анализа.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (№ 15-05-05501).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК "Наука/Интерпериодика", 363 с.
- Барков А.Ю., Ганнибал Л.Ф., Рюнгенен Г.И., Балашов Ю.А. (1991) Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия. Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара, 21–25 октября 1991 г., г. Звенигород. С-Петербург. с. 21–23.
- Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. (2004) Ритмическая расслоенность кивакского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования. *Петрология* 12(3), 281–302.
- Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В., Кононкова Н.Н., Каменева Е.Е. (2007) Составы породообразующих минералов Кивакского расслоенного массива (Северная Карелия) и закономерности вариаций состава минералов подзоны ритмического переслаивания. *Геохимия* (2). 159–179. Bychkova Ya.V., Koptev-Dvornikov E.V., Kameneva E.E., Kononkova N.N. Composition of rock-forming minerals in the Kivakka layered massif< Northern Karelia, and systematic variations in the chemistries of minerals in the rhythmic layering subzone (2007). *Geochem. Int.* 45(2), 131–151.
- Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. (2016) Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология* (6). 56–63.
- Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. (2001) Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия. *Петрология* 9(1), 3–27.
- Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Вейс В.А. (2011) Направленная кристаллизация не является механизмом магматической эволюции. *Вестник ОНЗ РАН*, 3(NZ6040, doi:10.2205/2011NZ000170).
- Лавров М.М. (1970) Комплексы ультраосновных и дифференцированных основных интрузий Северной Карелии. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: Институт геологии Карельского научного центра РАН, 212 с.
- Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. (2008) К проблеме генезиса платиноносных малосульфидных пород в Кивакском расслоенном интрузиве (Северная Карелия). *Геохимия* (6), 679–685. Pchelintseva N.F., Koptev-Dvornikov E.V. On the genesis of platiniferous low-sulfide rocks in the Kivakka layered intrusion< Northern Karelia (2008). *Geochem. Int.* 46(6), 627–633.
- Ревяко Н.М., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2010) Rb-Sr, Sm-Nd изотопные и U-Pb геохронологические исследования расслоенного интрузива Кивакка (С. Карелия). *XI Всероссийское петрографическое совещание «Магматизм и метаморфизм в истории Земли»*, Тезисы докладов (ISBN 978-5-94332-078-1). Екатеринбург.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка (С.Карелия). *Петрология* 20(2), 115–135.
- Уэйджер Л., Браун Г. (1970) Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 552 с.
- Хворов Д.М., Коптев-Дворников Е.В., Бычкова Я.В. (2000) Реконструкция формы Кивакского расслоенного интрузива. «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы». Материалы II Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар. 224–227.
- Шарков Е.В. (2006) Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 368 с.
- Amelin Yu.V., Semenov V.S. (1996) Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the sources and contamination of Paleoproterozoic continental mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* (124), 255–272.
- Clark A.M. (1984). Mineralogy of the rare earth elements. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson), Elsevier Science, New York, NY, USA, 33–54.
- Anders E. and Grevesse N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* (53), 197–214.
- GERM Reservoir Database. <https://earthref.org/GERMRD/>.
- Layered Intrusions (1996) (Ed. R.G. Cawthorn). 15, 1st Edition. Elsevier, 1–530.
- Rare Earth Element Geochemistry. *Developments in Geochemistry*. (1984) (Ed. P. Henderson). 2, 1–510.
- Wager L.R., Deer W.A. (1939) The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meddelelser om Gronland. *Geological Investigations in East Greenland, part III*. 105 (4) 1–352.