

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.21(470.22)

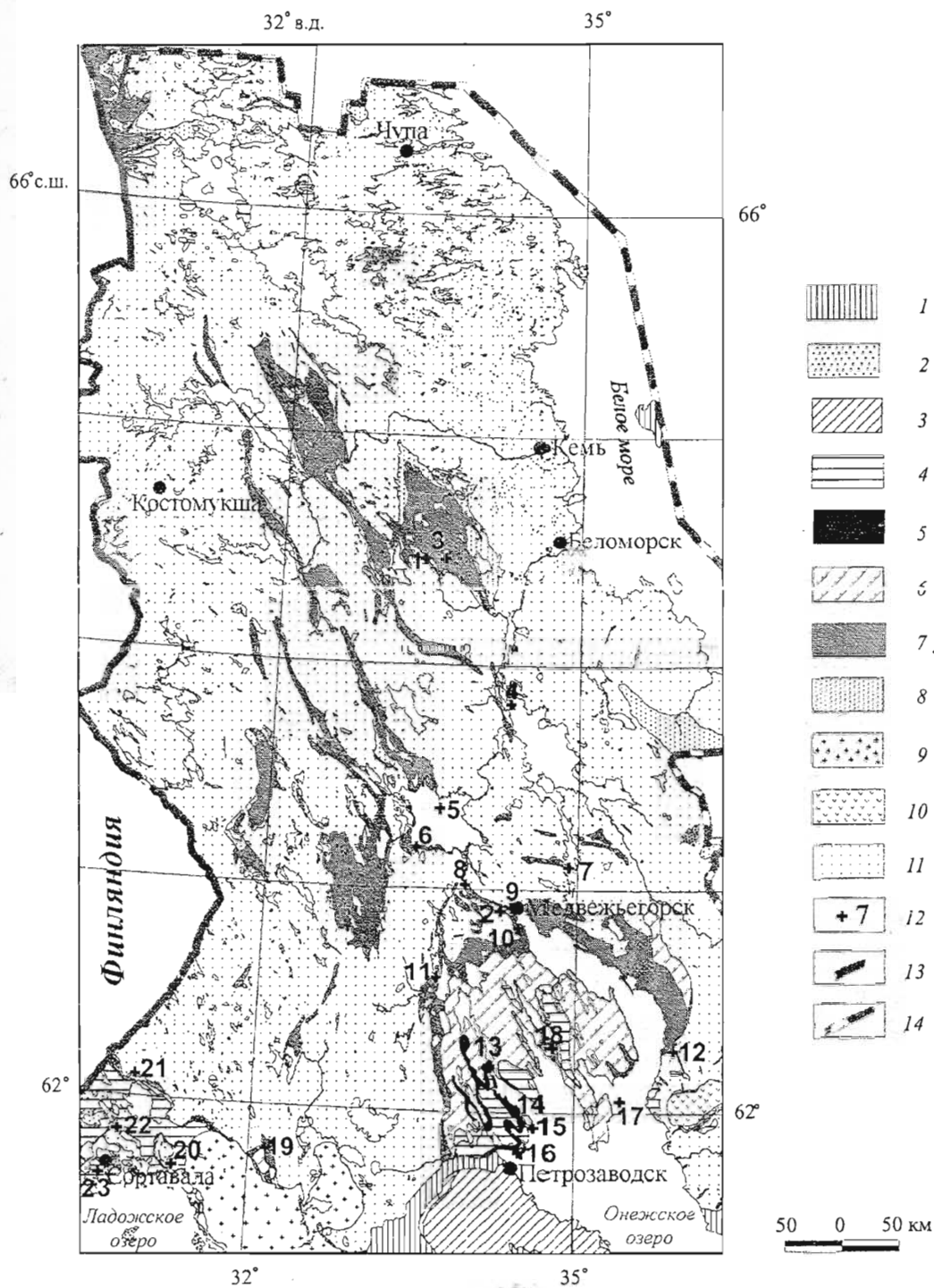
*М. В. Малашин, А. И. Голубев, В. В. Иваников, Н. Б. Филиппов***ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАФИЧЕСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ.****I. ЯТУЛИЙСКИЙ ТРАППОВЫЙ КОМПЛЕКС**

Введение. Одну из примечательных геологических особенностей Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы, в которых до половины объема приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным плато-базальтам — траппам [1–4]. Широко развитые в Карелии (рис. 1) ятулийские траппы распространяются также на сопредельные районы восточной и северной Финляндии, северной Швеции, северной Норвегии, Кольского полуострова и Архангельской обл., образуя в совокупности огромный ареал, сопоставимый с крупнейшими трапповыми провинциями мира.

Мощные излияния континентальных плато-базальтов связывают в настоящее время с действием мантийных плюмов [5, 6 и др.], что принуждает к переосмыслению сложившихся взглядов на возрастные рубежи, тектонические режимы, мантийные источники и эволюцию ятулийского магматизма.

Длительность ятулийского периода оценивается от 2,30 до 2,08 [7] или от 2,22 до 2,06 [8] млрд лет назад, а следующего за ним людииковийского периода — от 2,08 — 2,06 до 1,97–1,95 млрд лет назад [7, 8] главным образом по изотопным датировкам магматических пород. Значительная часть разреза людииковия также приходится на плато-базальты [1–4, 9], и получается, что продолжительность траппового магматизма в раннем протерозое Карелии составляет более 200 млн лет. В то же время данные по хорошо изученным молодым трапповым провинциям мира свидетельствуют о чрезвычайно узком временном интервале их формирования, от 1–2 млн до первых десятков миллионов лет [5, 6].

Тектонический режим ятулийского и людииковийского вулканизма определяют обычно как рифтогенный [10], но известно, что «возникновение мантийных плюмов, приводящих к образованию обширных провинций плато-базальтов, предшествует рифтогенезу в пределах континентальной литосферы» [5, с. 3]. Только последующее их развитие приводит к заложению континентальных рифтов, утонению и разрыву коры и началу спрединга. Офиолитовые фрагменты древней океанической коры в Свекофенском подвижном поясе датированы 1,95 млрд лет [11], около 1,97 млрд лет назад имели место явления спрединга в некоторых рифтогенных структурах Кольского полуострова [12]. Следовательно, поздние проявления раннепротерозойских плато-базальтов непо-



средственно предшествовали на Балтийском (Фенноскандинавском) щите расколу континентальной литосферы и возникновению древних океанических бассейнов. Соотношения предрифтового режима, соответствующего возникновению мантийного плюма, последующего интраконтинентального рифтинга и его перехода в интерконтинентальный, остаются не выявленными, как и петролого-геохимические особенности вулканических комплексов, отвечающих каждой из названных стадий тектонической эволюции щита в раннем протерозое.

Новые материалы по геохимии ятулийских магматических пород вместе с данными по более древним и более молодым вулканическим комплексам Карелии, которые авторы предполагают опубликовать в едином цикле статей, будут способствовать решению сложных вопросов геодинамики Балтийского щита в раннем протерозое. Этот цикл по структуре будет примерно соответствовать монографии [2], но по содержанию существенно дополнит ее в отношении редких элементов.

Геология и петрография. В региональной стратиграфической шкале ятулийский надгоризонт нижнего протерозоя Карелии, соответствующего карелидам [1-4, 13] или палеопротерозойской Карельской супергруппе [7], следует за сариолийским и предшествует людиковийскому надгоризонту. С резким угловым и стратиграфическим несогласием с корой химического выветривания в подошве ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя. Разрезы ятулия имеют трехчленное строение [3]. Терригенные и терригенно-карбонатные в основании и вулканогенные в кровле пары толщ различной мощности трижды повторяются, соответствуя нижнему, среднему и верхнему ятулию Карелии. В разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатами, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерм, в верхней части ятулийского разреза. Установлено, что вулканогенные толщи венчают регрессивные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах [3], что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря [14].

Ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами людиковия, отличающегося широким распространением углеродсодержащих (шунгитовых) черных сланцев. До 70-х годов XX столетия карбонатно-черносланцевая толща вместе с залегающей выше вулканогенной толщей рассматривалась в составе верхнего ятулия и коррелировалась с «морским ятулием» финских геологов [15, 16]. В составе людиковийского надгоризонта выделены заонежский и суйсарский горизонты. Лавы и субвулканические интрузии заонежского горизонта близки ятулийским и, как уже отмечалось, относятся к трапповой формации; суйсарский горизонт в стратотипическом разрезе (о-в Суйсари, разрез 15 на рис. 1) представлен толщей, сложенной лавами и туфами, включающими высокомагнезиальные базальты и пикриты [1-3, 10, 17].

Тектонические структуры ятулийских отложений подразделяются на несколько типов [18]. Наиболее распространены моносинклинали овальной или линейной формы длиной до 20 км. Более редки относительно крупные (20-200 км) полискладчатые структуры в виде кулис синклинальных и антиклинальных складок. Особняком стоит обширный, изометричный в плане Онежский вулканогенно-

Рис. 1. Местоположение изученных разрезов вулканогенных толщ нижнего протерозоя на схематической геологической карте Карелии.

1 — венд-палеозойские отложения чехла Восточно-Европейской платформы; 2 — рифей: базальты, габбро-долериты, песчаники; 3 — вепсий: базальты, габбро-долериты, песчаники; 4 — калевий: песчаники, аргиллиты, метатурбидитовые сланцы и гнейсы; 5, 6 — людиковий: базальты, пикриты и туфы суйсарского горизонта (5), шунгиты, базальты и габбро-долериты заонежского горизонта (6); 7 — ятулий: кварцито-песчаники, аргиллиты, доломиты, красноцветные песчаники, плато-базальты, габбро-долериты; 8 — сумий-сариолий: базальтовые андезиты и полимиктовые конгломераты; 9 — рифейские граниты рапакиви Салминского и Улягского массивов; 10 — сумийские перидотиты, пироксениты, габбронориты Бураковской расслоенной интрузии; 11 — нерасчлененные породы архейского фундамента; 12 — изученные вулканогенные разрезы: сумия-сариолия (№ 1, 2), ятулия (№ 3-12), людиковия (№ 13-23); 13 — государственная граница; 14 — административная граница Республики Карелия. Названия разрезов ятулия (№ 3-12) приведены на с. 6.

осадочный бассейн, называемый также синклиниорием, мульдой, впадиной, наконец, Онежским плато [1, 17], что наиболее звучно направлению статьи. Ятулийские отложения развиты преимущественно по его периферии, тогда как в центральной части преобладают осадочные и вулканогенные породы лудиковия и калевиа (см. рис. 1). Особенностью геологического строения Онежского бассейна являются линейные, сложно построенные зоны складчато-разрывных дислокаций, затрагивающих все протерозойские отложения.

Тектонические структуры ятулийских отложений дают представление о строении лишь сохранившихся от эрозии корневых частей бывшего чехла ятулийской платформы, который покрывал почти всю территорию Карелии, о чем свидетельствуют повсеместно распространенные в архейском фундаменте рои мафических даек, петрографически и геохимически близких лавам ятулия. Площадь чехла ятулийской платформы в Карелии оценивается в 140 тыс. км² [19].

Согласно палеогеографическим и палеовулканологическим реконструкциям [1, 18, 19], ятулийский вулканизм имел спокойный характер излияний преимущественно трещинного типа в мелководных бассейнах или в континентальных условиях. Низкая эксплозивность вулканизма подтверждается незначительным распространением туфов, слагающих редкие и маломощные (до первых метров) слои в вулканогенных толщах.

Лавы ранней фазы ятулийского вулканизма были опробованы на о-ве Шенонсаари в Сегозере (разрез 5 на рис. 1), вблизи г. Медвежьегорска (разрез 9), поселков Падун (разрез 8) и Гирвас (разрез 11). В типичном разрезе на о-ве Шенонсаари лавы слагают покров мощностью около 45 м, залегающий на терригенных породах нижнего ятулия. Нижняя часть покрова сложена плотными базальтами и мелкозернистыми долеритами, которые постепенно вверх по разрезу сменяются среднезернистыми долеритами, а в кровле — миндалекаменными базальтами.

Вулканизм среднего ятулия характеризуется более широким территориальным распространением и более значительными масштабами излияний. Мощность среднеятулийских лав достигает 400 м. Они образуют толщи, состоящие из большого числа покровов и потоков, иногда до 15 и более [1, 3, 18, 19]. Строение отдельных потоков и покровов примерно такое же, как и в предыдущем случае, но текстуры вулканитов более разнообразны. В нижней и средней частях вулканогенных толщ часто присутствуют шаровые лавы, а в их кровле — автобрекчии [1, 18]. Представительные разрезы среднеятулийских вулканитов изучены и опробованы на о-ве Шенонсаари и на южном берегу Сегозера (разрезы 5 и 6 на рис. 1), на озерах Летнее (разрез 3) и Черноезеро (разрез 7), вблизи городов Надвоицы и Медвежьегорска (разрезы 4 и 9), поселков Падун (разрез 8) и Гирвас (разрез 8 и 11), месторождения Воронов Бор (разрез 10).

Лавы поздней фазы ятулийского вулканизма распространены незначительно, преимущественно по западной окраине Онежского плато, где ассоциируют с породами гематит-глинисто-доломитовой формации. К поздней фазе ятулийского вулканизма относится наиболее известный реконструированный Гирвасский эруптивный центр Карелии (примерно соответствует разрезу 11 на рис. 1), часто демонстрируемый в ходе геологических и палеовулканологических экскурсий (см., например, [20]).

Характерной особенностью ятулийского магматизма является широкое развитие субвулканических интрузий. Среди них наибольший интерес представляют зональные пластовые интрузии, содержащие железно-титановые руды. Типичный пример — крупный Койкарско-Святнаволоцкий силл (КСС) [1-4], залегающий среди вулканитов, терригенных пород и доломитов среднего и верхнего ятулия (его местоположение соответствует разрезу 11 на рис. 1). КСС имеет субмеридиональное простирание, его протяженность составляет около 22 км, а видимая мощность в разных частях изменяется, по одним данным, от 85 до 96 м [1], по другим — от 120 до 150 м [4]. Силл характеризуется дифференцированным строением. Нижняя, относительно меланократовая его часть, мощностью 40–60 м, сложена долеритами и габбро-долеритами и включает рудный горизонт в виде двух-пятиметровых прослоев титаномангнетитовых габбро. Средняя часть КСС состоит из крупнозернистых, шпирово-такситовых габбро-долеритов с продольными телами лейкократовых гранофирсодержащих пород, называемых «альбититами» [1], «сиенито-диоритами» [10], «кварцевыми сиенитами» [15]. В верхней, приконтактной, части КСС залегают закаленные мелкозернистые долериты. Почти аналогичное строение имеет пластовая Пудожгорская интрузия на восточном берегу Онежского озера, залегающая в породах архейского фундамента (разрез 12 на рис. 1). Близкие по строению и составу ятулийские интрузии описаны в восточной Финляндии. Крупнейшая из них, силл Коли, содержит в придонной части кумулузные ультрамафиты — клинопироксениты и верлиты [21].

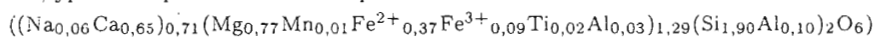
Петрография вулканических комплексов карелид Карелии, в том числе ятулийского комплекса, освещена в многочисленных публикациях, начиная с основополагающих трудов ученых Ленинградского — Санкт-Петербургского университета [22–25]. Среди более поздних работ выделяются своей обстоятельностью уже цитированные монографии и статьи сотрудников Института геологии в Петрозаводске [1–4, 18, 19 и др.]. Это позволяет нам ограничиться несколькими замечаниями терминологического характера и самыми необходимыми минералого-петрографическими сведениями.

Хотя ятулийские траппы не отличаются большим разнообразием, использованные при их описании названия составляют довольно обширный список: диабазы и диабазовые порфириды, диабазовые мандельштейны, базальты и базальтовые порфириды, порфириды плагиоклазовые, роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые, альбитовые диабазы, спилитизированные диабазы, спилиты, карьялиты и др. Эта номенклатура, отчасти основанная на устаревшей «палеотипной» терминологии, так или иначе отражает две важнейшие особенности пород: они все испытали зеленокаменное перерождение в результате свекофенского динамотермального метаморфизма и, кроме того, во многих случаях гидротермально-метасоматические изменения. Среди названных выше терминов следует отметить несколько неудачных, которые по-прежнему используются при описании ятулийских метавулканитов. Названия типа «роговообманково-плагиоклазовый порфирит» и ему подобные относятся по определению к породам андезитового семейства, которых нет в составе ятулийского комплекса. Кроме того, амфибол в этих породах в большинстве случаев представлен актинолитом — вторичным минералом, а не роговой обманкой, что подтверждается химическими анализами [2]. Термин «спилит» [25, 26], отражающий присутствие в породах почти чистого альбита, мало уместен в отношении платформенных вулканических комплексов. Наконец, термин «диабаз» не рекомендуется употреблять для докембрийских пород [27].

Ятулийские вулканиты не содержат первичных минералов, но в них сохранились реликтовые магматические структуры, среди которых устанавливаются микролитовые структуры, пилотакситовые и, возможно, интерсертальные, в относительно слабо раскристаллизованных породах. Такие породы следует называть метабазами независимо от присутствия или отсутствия реликтовых фенокристов. Более распространены офитовые и пойкилоофитовые структуры изначально полнокристаллических разновидностей ятулийских лав, которые следует называть метадолеритами.

Усредненный ятулийский эффузивный метадолерит состоит примерно на 50% из кислого плагиоклаза с отклонениями до 10% в сторону более меланократовых или более лейкократовых пород, около 25–30% в нем составляет актинолит, 5–10% объема пород приходится на эпидот, 0–5% — на биотит и столько же на хлорит, 5–10% — на лейкоксенизированные или гематитизированные Fe–Ti оксиды и лейкоксен, в небольших количествах присутствуют кварц, кальцит, мусковит, титанит, пирит и другие сульфиды. Минералы сложены кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, пиритом и гематитом, часто в сростаниях из двух и более названных минералов.

Реликтовые первичные минералы встречены только в наиболее мощных Пудожгорской и Койкарско-Святнаволоцкой интрузиях. Это Ca-Na плагиоклаз (An_{35-55}), в той или иной степени альбитизированный, уралитизированный клинопироксен



и ванадиевый титаномagnetит [4]. В упоминавшихся микропегматитовых (гранофировых) сростаниях с кварцем установлены альбит и K-Na полевой шпат, при этом последний встречается только в Пудожгорской интрузии [4]. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, титанит и циркон. Следует отметить также благороднометалльную минерализацию, установленную в этих интрузиях [4, 28].

Отличить метабазаы и метадолериты, испытавшие зеленокаменное превращение в результате низкотемпературного регионального метаморфизма, от пород, претерпевших к тому же гидротермально-метасоматические изменения, бывает нелегко, поскольку набор минералов в тех и других одинаков. Минералого-петрографические признаки метасоматоза чаще обнаруживаются в тектонизированных вулканитах в зонах дизъюнктивных и складчато-разрывных нарушений. Это, во-первых, сильные отклонения от приведенного выше усредненного состава долерита в сторону резкого увеличения содержания какого-либо минерала с тенденцией к образованию мономинеральных агрегатов. Альбитизированные породы и альбититы, эпидотизированные породы и эпидозиты, пропилитизированные хлоритовые и актинолит-хлоритовые, хлорит-талковые сланцы, а также биотитизированные породы — биотитовые, хлорит-биотитовые, серицит-биотитовые сланцы, содержащие до 50% и более биотита, наиболее часто встречаются среди метасоматитов. Если в метаморфизованных базальтах и долеритах зеленокаменная ассоциация равновесна и соответственно не обнаруживает коррозионных структур, то в метасоматитах замещения одних минералов другими встречаются очень часто, кроме того, характерны крупные метакристаллы актинолита, «игольчатого» альбита, иногда хлорита и биотита. Присутствие в повышенных количествах карбонатов и таких рудных минералов, как пирит и гематит, также отличает метасоматизированные породы, при этом пирит обычно сопряжен с пропилитизацией, а гематит — с эпидотизацией. Указанные выше минералого-петрографические признаки метасоматоза наряду с геологическими — приуроченностью к разломам, тектонизацией и рассланцеванием, продолжением зон изменения в осадочные протерозойские породы и в архейский фундамент, появлением гидротермальных жил — позволяют отделить породы, испытавшие только низкотемпературный динамотермальный метаморфизм, от метасоматитов. Однако полностью избавиться от затронутых метасоматозом пород

при формировании выборки образцов, представляющих первичную геохимию ятулийских траппов, только по геологическим и петрографическим данным невозможно. Дополнительные возможности представляют геохимические критерии, которые будут рассмотрены ниже.

Геохимия. Методы исследований и аналитические данные. Содержания петрогенных окислов определялись классическим методом «мокрой» химии в Институте геологии Карельского научного центра РАН (ИГКНЦ); Cr, V, Ni, Cu, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb в породах — А. А. Кольцовым (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ИГГД) рентгеноспектральным флуоресцентным методом с погрешностью около 10%; Rb и Sr в некоторых образцах были проанализированы А. Б. Беляцким (ИГГД) методом изотопного разбавления; содержания Sc, Cr, Co, Hf, Ta, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu — методом инструментального нейтронно-активационного анализа в ИГГД (аналитик А. А. Кольцов). Ошибки измерений составили: 3% — для Sc, Co, Ta, Sm, Eu; 5% — для Hf, Th, U, La, Yb; 10% — для Cr, Ce, Nd, Tb, La. Содержания Li определены методом фотометрии пламени в ИГ КНЦ с ошибкой 10%.

Аналитические данные представлены в табл. 1–3. Общее количество силикатных анализов пород на главные элементы по изученным вулканическим разрезам и верхнеятулийскому КСС составило 156. Приблизительно столько же было выполнено рентгеноспектральных анализов и для значительной части тех же образцов (56) проведен нейтронно-активационный анализ на редкие элементы. По возможности полные, представительные химические составы пород приведены в табл. 1. Примеры химических составов метасоматизированных пород содержатся в табл. 2. На основе полученных аналитических данных были рассчитаны средние химические и нормативные составы вулканитов нижнего, среднего и верхнего ятулия Карелии и главных разновидностей пород КСС (см. табл. 3). Для сравнения даны средние составы базальтов данных стратиграфических уровней, рассчитанные для тех же вулканических зон по данным работы [2], в которой приводится гораздо большее количество анализов главных элементов, но при сравнении устанавливается большое сходство средних составов, что позволяет считать достаточно представительными полученные нами данные.

Измененные (метасоматизированные) породы. При рассмотрении геохимических особенностей пород ятулийского траппового комплекса Карелии мы исходили из известного положения об изохимическом характере регионального метаморфизма, обусловившего зеленокаменное перерождение базальтов и долеритов. Однако более поздние гидротермально-метасоматические процессы, признаки которых обнаружены во всех изученных вулканогенно-осадочных разрезах ятулия, несомненно, вызвали существенные изменения химического состава пород. Поэтому прежде всего нужно было установить основные закономерности поведения главных и редких элементов при различных метасоматических процессах и на этой основе выбрать анализы, достоверно представляющие первичный химический состав пород.

Приведенные в табл. 2 типичные анализы измененных пород дают достаточно ясные представления об особенностях состава различных видов метасоматитов. Альбитовые метасоматиты отличаются наряду с высокими содержаниями Na_2O пониженными количествами CaO , а в отношении редких элементов можно отметить низкие концентрации Sr и Rb в сравнении с данными табл. 1 и 3. Кроме того, некоторые анализы альбитизированных пород демонстрируют повышенные содержания SiO_2 и Al_2O_3 .

Другой тип щелочного метасоматоза, биотитизация, приводит к обогащению пород K_2O , Rb, Ba, Li, в некоторых случаях — увеличению MgO . Высокие содержания MgO отличают пропилитизированные породы, главным минералом которых является

хлорит. Особенно высокие количества MgO установлены в хлорит-талковых сланцах (анализ А-208/1), представляющих предельное выражение Mg-метасоматоза.

Эпидотизация легко распознается по значительным количествам CaO и Sr в породах и устойчиво пониженным Na₂O. В эпидозитах устанавливается резкое преобладание окисного железа над закисным, но нужно отметить, что все другие измененные породы также характеризуются высокой степенью окисленности железа.

Составы измененных вулканитов нанесены на две диаграммы (рис. 2), которые чаще других применяются для распознавания метасоматизированных магматических пород. На первой из этих диаграмм (рис. 2, А) фигуративные точки составов альбитизированных базальтов и долеритов «прижаты» к вертикальной оси, образуя протяженный тренд, отражающий одновременно высокие концентрации натрия и низкие значения калий-натриевого отношения в породах. Биотитизированные породы также достаточно отчетливо распознаются здесь благодаря повышенной величине отношения $K_2O/(K_2O+Na_2O)$, хотя фигуративные точки составов и не выходят в большинстве случаев за пределы «магматического спектра». Другие типы изменений с помощью рис. 2, А устанавливаются плохо, но на диаграмме рис. 2, Б фиксируются достаточно четко. Пропилитизированные породы образуют компактную область составов, смещенную по отношению к неизмененным породам к магниевой вершине. Это отражает как повышенные содержания магния, так и пониженные значения отношения CaO/Al_2O_3 вследствие накопления магния и алюминия в хлорите. Высококальциевые эпидотизированные породы, наоборот, характеризуются высокой величиной этого отношения и также образуют компактное поле составов, смещенное в сторону вершины CaO/Al_2O_3 . Достаточно определенную позицию занимают и альбитизированные породы, большинство фигуративных точек которых из-за пониженного содержания CaO и нередко повышенного количества SiO₂ концентрируется в нижней части диаграммы с тяготением к кремниевой вершине.

Хотя совместное использование двух приведенных диаграмм позволяет в общем разделить выборку химических анализов на группы измененных и неизмененных пород, они все же недостаточно информативны. Это в первую очередь относится к лейкократовым разновидностям базальтов и долеритов. Средний состав подобной породы, по [35], оказывается за пределами «магматического спектра» (рис. 2, А) и «неизмененных пород» (рис. 2, Б). Присутствие в ятулийских вулканических разрезах дифференцированных лейкократовых базальтов и долеритов, видимо, главная причина некоторого отклонения составов неметасоматизированных ятулийских пород от полей составов неизмененных пород на рассмотренных диаграммах. Нельзя исключать, что среди них все же присутствуют породы, слабо затронутые метасоматическими процессами.

Как было показано, крупноионные низкозарядные литофильные редкие элементы (LILE: Rb, Ba, Sr) участвовали в процессах привноса-выноса вещества, что продемонстрировано на рис. 3. Эти данные сильно ограничивают возможности использования LILE для петрогенетических и геодинамических реконструкций. В этой связи особо следует подчеркнуть установленную резистентность высокозарядных элементов (HFSE) по отношению к наложенным процессам. Как видно из табл. 1-3, даже в сильно измененных породах содержания HFSE (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Y, REE, Th) и значения их отношений мало отличаются от таковых в неизмененных породах соответствующих стратиграфических уровней.

Таблица 1. Представительные анализы базальтов трех стратиграфических уровней атулийского надгоризонта и интрузивных габбро-долеритов КСС

Компонент	№ образца							
	Г-3611	Г-3617	МГ-17	Г-17/1	Г-17/2	ГР-1	ГР-2	ГР-6
	Нижнеатулийский горизонт							
	Разрез							
	5	5	8	11	11	11	11	11
SiO ₂	47,75	50,58	49,33	50,62	51,44	50,84	51,03	47,70
TiO ₂	1,50	1,39	1,48	1,56	1,41	1,82	1,85	2,20
Al ₂ O ₃	12,14	11,93	13,05	13,15	11,93	11,93	11,91	13,48
Fe ₂ O ₃	3,43	4,82	6,72	7,63	8,58	4,58	7,52	7,66
FeO	12,56	9,69	7,20	6,94	4,79	10,66	8,02	6,35
MnO	0,19	0,17	0,23	0,25	0,20	0,22	0,21	0,12
MgO	8,30	6,30	7,15	7,02	7,13	5,37	5,55	7,19
CaO	6,44	7,98	8,54	5,54	7,58	7,94	7,94	6,26
Na ₂ O	1,98	2,74	2,93	2,65	4,08	2,29	2,98	4,47
K ₂ O	0,20	0,26	0,11	0,29	0,26	0,55	0,14	1,21
P ₂ O ₅	0,18	0,20	0,19	0,18	0,18	0,22	0,20	0,35
H ₂ O	0,38	0,10	0,13	0,04	0,09	0,13	0,09	0,03
п.п. п.	4,84	3,56	2,80	4,18	2,34	3,12	2,60	2,17
Сумма	99,89	99,72	99,86	100,05	100,01	99,67	100,04	99,19
mg#	48,6	44,5	49,0	47,5	50,4	39,3	40,1	49,2
al/fo	0,50	0,57	0,62	0,61	0,58	0,58	0,56	0,64
fo	19,7	30,8	45,7	49,7	61,7	28,1	45,8	52,1
Li	45	21	20	49	22	23	23	22
Sc	31,4	31,3	34,9	28,6	29,1	30,1	28,1	28,4
V	310	360	420	400	430	374	373	334
Cr	44	41	51	33	51	33	23	46
Co	60	52	63	55	46	52	38	41
Ni	79	65	77	81	73	72	63	65
Cu	20	18	70	320	<10	238	130	83
Rb	8,26	6,06	<5	11	9	11	6	19
Sr	276,24	389,59	260	299	246	197	220	87
Y	20	20	27	22	21	23	22	20
Zr	127	143	154	123	109	140	170	156
Nb	<10	10	12	<10	<10	12	<10	<10
Ba	62	50	120	120	120	110	<90	240
Hf	3,2	3,5	4,0	3,0	2,8	3,5	3,6	3,0
Ta	0,60	0,55	0,69	0,60	0,49	0,64	0,57	0,58
La	15,60	15,70	20,40	16,10	13,80	16,70	14,80	13,50
Ce	33,9	31,8	49,4	30,5	28,9	36,0	34,5	31,1
Nd	21,3	20,6	31,8	19,0	18,3	23,4	23,0	21,3
Sm	4,90	4,68	6,13	4,38	4,11	5,16	4,57	4,89
Eu	1,34	1,34	1,72	1,33	1,02	1,45	1,34	1,45
Tb	0,70	0,83	0,93	0,62	0,60	0,82	0,80	0,70
Yb	1,65	1,74	2,30	2,07	1,85	2,10	2,01	1,70
Lu	0,23	0,27	0,34	0,31	0,24	0,31	0,30	0,26
Th	3,1	3,1	4,0	2,8	3,6	3,7	2,9	2,6
U	0,86	1,10	0,80	0,96	0,75	1,40	<0,5	<0,5
(Ce/Yb) _{nch}	5,31	4,73	5,56	3,81	4,04	4,43	4,44	4,73
(La/Sm) _{nch}	2,00	2,11	2,09	2,31	2,11	2,04	2,04	1,74
(Lu/Hf) _{npm}	0,31	0,34	0,37	0,45	0,37	0,39	0,36	0,38
(Tb/Yb) _{npm}	2,25	2,53	2,14	1,59	1,72	2,07	2,11	2,18
(Zr/Y) _{npm}	2,58	2,76	2,20	2,16	2,00	2,35	2,98	3,01

Компонент	№ образца								
	ЛТ-5	ЛТ-7	НД-3	НД-4	НД-7	Г-3625	Г-3631	Г-3640	СГ-2
	Среднеягулийский горизонт								
	Разрез								
	3	3	4	4	4	5	5	5	6
SiO ₂	47,16	48,54	48,72	48,44	48,17	48,76	49,88	48,12	49,33
TiO ₂	1,38	1,45	1,28	1,33	1,40	0,91	0,97	1,38	1,47
Al ₂ O ₃	15,13	14,56	13,15	13,55	13,51	13,30	13,27	12,22	14,00
Fe ₂ O ₃	4,50	2,06	5,30	3,26	3,01	4,02	2,82	3,82	8,40
FeO	9,63	10,99	6,94	9,70	10,54	8,98	10,42	10,42	4,91
MnO	0,21	0,24	0,20	0,22	0,22	0,15	0,17	0,17	0,13
MgO	6,68	7,20	7,11	8,15	7,62	8,62	7,25	7,20	7,00
CaO	7,29	6,44	7,94	7,46	7,94	8,12	6,93	8,32	6,74
Na ₂ O	3,53	3,70	3,67	3,53	3,27	2,18	3,80	3,33	4,57
K ₂ O	0,09	0,38	0,04	0,14	0,17	0,31	0,11	0,28	0,23
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,30	0,12	0,15	0,19	0,13	0,17	0,21
H ₂ O	0,14	0,12	0,07	0,10	0,20	0,08	0,06	0,28	0,14
п.п. п.	3,77	4,00	5,30	3,48	3,03	3,96	3,76	4,02	2,55
Сумма	99,68	99,87	100,02	99,48	99,23	99,58	99,57	99,73	99,68
mg#	46,5	50,0	52,0	53,5	50,6	54,9	49,9	48,1	50,0
al	0,73	0,72	0,68	0,64	0,64	0,62	0,65	0,57	0,69
f ₀	29,5	14,5	40,5	23,3	20,5	28,6	19,4	24,9	60,9
Li	17	17	23	17	13	26	18	18	19
Sc	36,2	33,1	34,3	33,2	33,6	32,8	32,4	36,1	37,4
V	318	307	321	284	275	280	310	340	312
Cr	152	156	165	152	184	210	190	170	189
Co	45	46	46	45	46	32	36	36	39
Ni	134	143	129	117	190	160	140	120	155
Cu	<50	92	977	50	205	18	29	25	51
Rb	<5	5	<5	<5	12	20,55	<5	<5	<5
Sr	200	70	115	88	59	172,47	183	194	109
Y	20	25	22	22	26	21	21	24	24
Zr	87	81	118	113	105	43	70	61	103
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	90	100	<90	<90	110	62	36	33	94
Hf	2,6	2,5	2,8	2,6	2,6	1,3	1,7	1,3	2,6
Ta	0,30	0,24	0,28	0,25	0,28	0,23	0,32	0,27	0,25
La	7,93	7,34	7,50	6,95	7,00	5,62	7,20	6,80	6,73
Ce	20,3	18,4	15,9	15,2	16,4	12,7	13,0	15,0	17,8
Nd	14,1	11,4	11,5	11,3	11,8	9,4	7,8	10,0	12,4
Sm	3,37	3,29	3,25	2,99	3,19	2,63	2,60	3,00	3,58
Eu	1,41	0,99	1,10	0,92	1,12	0,91	0,80	0,80	1,17
Tb	0,73	0,76	0,71	0,66	0,71	0,60	0,54	0,65	0,74
Yb	2,70	2,30	2,40	2,00	2,63	2,20	2,00	2,50	2,40
Lu	0,41	0,34	0,36	0,32	0,30	0,28	0,30	0,37	0,37
Th	1,3	1,3	1,6	1,5	1,3	1,2	1,9	1,5	1,4
U	0,40	0,60	0,50	0,80	<0,5	0,32	<0,5	0,54	0,60
(Ce/Yb) _{nch}	1,94	2,07	1,71	1,97	1,61	1,49	1,68	1,55	1,92
(La/Sm) _{nch}	1,48	1,40	1,45	1,46	1,38	1,34	1,74	1,43	1,18
(Lu/Hf) _{npm}	0,69	0,59	0,56	0,54	0,50	0,94	0,77	1,24	0,62
(Tb/Yb) _{npm}	1,43	1,75	1,57	1,75	1,43	1,45	1,43	1,38	1,63
(Zr/Y) _{npm}	1,16	1,25	1,98	1,98	1,56	0,79	1,29	0,98	1,66

Компонент	№ образца								
	СГ-3	СГ-4	100-24	100-50	МГ-19	МД-5	16-30	16-31	Г-17/10
	Среднеятулийский горизонт								
	Разрез								
	6	6	7	7	8	9	10	10	11
SiO ₂	47,80	49,32	47,32	48,21	48,77	45,7	49,26	48,54	51,96
TiO ₂	1,43	1,55	1,01	1,30	1,52	1,35	1	0,97	1,07
Al ₂ O ₃	14,40	14,73	13,78	14,67	13,90	14,95	14,59	14,61	15,03
Fe ₂ O ₃	7,07	6,63	6,85	7,69	6,39	8,8	4,57	4,87	5,73
FeO	5,03	6,61	5,17	5,11	7,80	7,61	4,89	4,89	2,87
MnO	0,15	0,14	0,12	0,11	0,18	0,159	0,15	0,16	0,17
MgO	9,60	5,96	10,22	7,97	7,28	7,9	8,67	10,48	9,01
CaO	6,38	6,78	7,55	7,93	6,62	5,34	7,5	7,08	6,41
Na ₂ O	3,78	4,26	4,22	3,80	3,22	3,89	2,75	2,76	3,81
K ₂ O	0,16	0,09	0,14	0,07	0,07	0,4	0,09	0,08	0,33
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,10	0,10	0,17	0,19	0,13	0,14	0,12
H ₂ O	0,09	0,26	0,21	0,26	0,08	0,01	0,29	0,3	0,07
п.п. п.	3,63	3,27	3,59	3,27	<0,01	3,38	3,85	4,2	3,51
Сумма	99,74	99,85	100,28	100,49	96,00	99,59	97,74	99,08	100,09
mg [±]	60,0	45,8	61,6	54,1	48,9	47,6	63,2	66,8	66,7
alr	0,66	0,77	0,62	0,71	0,65	0,61	0,8	0,72	0,85
f ₀	55,7	47,4	54,4	57,5	42,5	50,9	45,6	47,3	64,3
Li	26	20			28	33			39
Sc	36,6	40,3			34,3	36,4	36,0	39,0	36,9
V	249	300	353	332	252	303			290
Cr	215	215			187	209	257	309	323
Co	56	41			46	54	48	48	44
Ni	202	108	209	177	125	167			160
Cu	<50	153	<30	193	147	79			130
Rb	<5	5	<3	<3	<5	6			7
Sr	103	73	225	262	112	99			167
Y	21	35	22	30	25	25			20
Zr	153	153	86	102	104	107			98
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	<10			<10
Ba	43	43	54	51	190	120			170
Hf	3,1	3,8			2,2	2,9	1,7	1,3	1,9
Ta	0,29	0,40			0,27	0,30	0,32	0,27	0,26
La	8,02	11,59			6,73	7,31	6,50	6,80	6,12
Ce	20,5	29,9			17,2	18,2	13,0	15,0	13,9
Nd	14,3	18,1			12,1	13,1	7,8	10,0	10,0
Sm	3,39	5,59			3,43	3,60	2,60	3,00	2,55
Eu	1,21	1,36			0,85	1,15	0,81	0,80	0,69
Tb	0,76	1,15			0,79	0,71	0,54	0,65	0,58
Yb	2,10	3,30			2,20	2,40	2,00	2,50	2,20
Lu	0,32	0,50			0,32	0,37	0,30	0,37	0,30
Th	1,3	1,9			2,4	1,2	1,9	1,5	2,1
U	<0,5	0,20			<0,5	0,70	0,50	0,54	<0,2
(Ce/Yb) _{nch}	2,53	2,34			2,02	1,96	1,68	1,55	1,63
(La/Sm) _{nch}	1,49	1,30			1,23	1,28	1,57	1,43	1,51
(Lu/Hf) _{npm}	0,45	0,57			0,63	0,56	0,77	1,24	0,69
(Tb/Yb) _{npm}	1,92	1,85			1,90	1,40	1,43	1,38	1,40
(Zr/Y) _{npm}	2,81	1,69	1,51	1,31	1,60	1,65			1,89

Компонент	№ образца					
	Г-19/3	Г-19/4	Г-21/4	Г-21/2	Г-21/3	Г-21/1
	Верхнеятулийский горизонт (лавы)		Верхнеятулийский горизонт (КСС)			
	Разрез					
	9	9	9	9	9	9
SiO ₂	47,42	47,1	46,48	46,53	38,5	55,03
TiO ₂	2,17	2,23	2,03	2,1	5,08	1,68
Al ₂ O ₃	13,4	13,9	14,02	13,54	13,2	11,62
Fe ₂ O ₃	7,94	6,74	6,21	4,84	12,3	11,9
FeO	7,78	8,56	10,9	12,75	14,44	6,41
MnO	0,2	0,23	0,19	0,25	0,23	0,08
MgO	5,76	5,94	5,76	5,48	2,79	1,52
CaO	7,6	8,14	8,38	8,78	6,93	3,28
Na ₂ O	4,4	3,31	3,06	2,8	3,39	6,09
K ₂ O	0,82	1,15	0,65	0,65	0,52	0,14
P ₂ O ₅	0,33	0,33	0,28	0,28	0,27	0,78
H ₂ O	0,14	0,12	0,17	0,27	0,21	0,31
п.п. п.	1,89	2,12	1,49	1,33	1,43	1,05
Сумма	99,85	99,87	99,62	99,6	99,29	99,89
mg#	40,8	42,0	38,4	36,3	16,3	13,7
al'	0,62	0,65	0,61	0,59	0,45	0,59
f ₀	48,1	41,4	33,9	25,3	43,5	62,6
Li	19	25	13	15	22	5
Sc	39,5	38,9	25,1	25,6	25,4	20,0
V	480	510	470	470	1700	<10
Cr	41	37	149	164	24	18
Co	43	41	47	50	40	9
Ni	54	58	110	100	120	23
Cu	52	63	340	430	300	78
Rb	18	20	24	21,66	11,77	5
Sr	170	200	123	170	120	16
Y	35	45	41	41	37	87
Zr	163	168	172	189	177	595
Nb	13	14	<10	10	12	32
Ba	110	240	160	270	130	90
Hf	3,7	4,3	3,6	4,3	3,8	13,1
Ta	0,81	0,77	0,49	0,59	0,66	1,90
La	17,90	18,20	11,70	13,90	11,80	32,50
Ce	33,9	39,0	27,0	29,1	27,8	64,2
Nd	23,8	25,1	16,8	18,7	20,8	46,6
Sm	5,92	5,81	5,10	5,55	4,72	13,40
Eu	1,84	1,67	1,51	1,66	1,48	3,60
Tb	1,00	0,93	1,06	1,02	0,86	3,00
Yb	3,70	3,90	3,85	4,42	3,53	11,30
Lu	0,53	0,59	0,57	0,64	0,52	1,59
Th	2,0	4,1	2,0	<0,5	1,4	7,0
U	0,58	0,50	<0,5	0,50	0,51	1,60
(Ce/Yb) _{n_{ch}}	2,36	2,58	1,81	1,70	2,04	1,47
(La/Sm) _{n_{ch}}	1,90	1,97	1,44	1,58	1,57	1,53
(Lu/Hf) _{n_{pm}}	0,62	0,60	0,69	0,65	0,60	0,53
(Tb/Yb) _{n_{pm}}	1,43	1,26	1,46	1,22	1,29	1,41
(Zr/Y) _{n_{pm}}	1,80	1,44	1,62	1,78	1,85	2,78

Примечания. Местоположения разрезов указаны на рис. 1; mg# = MgO/(MgO+FeO+Fe₂O₃)·100 (атомн. кол.), f₀ = Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO)·100 (атомн. кол.), al' = Al₂O₃/(MgO+FeO+Fe₂O₃) (вес. %); содержания окислов приведены в вес. %, элементов — в г/т (то же для табл. 2, 3); выделенные курсивом содержания Rb и Sr определены методом изотопного разбавления; при расчете нормированных отношений элементов использованы составы хондритов (по [29]) и примитивной мантии (по [30, 31]).

Таблица 2. Химические составы метасоматизированных метабазальтов и метадолеритов ятулийского надгоризонта

Компо- нент	Альбитизированные породы						Биогитизированные породы				
	№ образца										
	МД-2	ЛТ-1	100-54	МД-4	Г-19/1	Г-19/2	Г-17/5	ГР-4	ГР-5	А-196/1	А-207
	(Горизонт)						Разрез				
	(Jt ₁) 9	(Jt ₂) 3	(Jt ₂) 7	(Jt ₂) 9	(Jt ₃) 11	(Jt ₃) 11	(Jt ₂) 11	(Jt ₂) 11	(Jt ₂) 11	(Jt ₃) 11	(Jt ₃) 11
SiO ₂	52,68	51,78	47,73	51,08	47,37	48,03	50,38	47,16	48,16	43,23	47,26
TiO ₂	1,48	1,70	1,57	0,83	2,33	2,30	0,80	2,13	2,18	2,15	2,17
Al ₂ O ₃	14,05	17,30	13,85	15,19	13,00	13,64	14,15	12,61	13,01	13,45	13,07
Fe ₂ O ₃	10,25	4,15	9,64	6,81	9,76	9,80	9,25	7,14	10,28	15,71*	16,28*
FeO	4,45	6,90	6,40	4,59	6,46	6,11	2,87	8,98	6,46		
MnO	0,13	0,16	0,12	0,15	0,13	0,13	0,11	0,24	0,11	0,12	0,17
MgO	5,04	5,45	6,61	8,42	7,00	5,86	9,01	6,24	6,41	12,20	6,19
CaO	3,89	2,72	5,23	3,57	5,88	6,44	2,92	7,70	4,80	2,56	6,93
Na ₂ O	4,75	5,53	5,06	4,77	4,86	4,89	2,62	2,22	4,87	2,54	3,59
K ₂ O	0,84	0,24	0,17	0,21	0,27	0,21	2,17	2,37	1,70	4,48	1,92
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,14	0,16	0,33	0,32	0,12	0,32	0,28	0,35	0,25
H ₂ O	0,09	0,15	0,15	0,14	0,16	0,13	0,13	0,13	0,17	0,86	0,48
п. л. л.	2,14	3,66	3,57	3,65	2,30	2,02	5,57	2,33	1,61	2,90	1,24
Сумма	99,99	99,97	100,19	99,82	100,02	100,04	100,12	99,71	100,17	100,55	99,55
mg#	39,7	47,8	43,9	58,4	45,0	41,1	58,9	41,9	42,1	60,6	43,0
al/	0,71	1,05	0,61	0,77	0,56	0,63	0,67	0,56	0,56	0,48	0,58
f _o	67,4	35,1	57,5	57,2	57,6	59,1	74,3	41,7	58,9		
Li	51	23		49	15	15	73	34	42	53	32
Sc	33,1				38,5	40,3	30,3	37,0	42,0		
V	332	202	511	253	480	430	457	419	457	570	555
Cr	55	151		75	25	40	66	56	66	106	83
Co	44				24	21	29	46	29		
Ni	86	205	83	134	55	48	75	85	75	107	43
Cu	76	66		91	<10	19	136	86	136	<10	304
Rb	16	5	<4	7	<5	<5	54	77	54	173	73
Sr	164	63	125	105	80	123	91	140	91	26	153
Y	23	12	24	18	37	42	37	37	37	36	38
Zr	124	105	131	99	185	189	136	164	167	168	154
Nb	<10		11	<10	14	17	12,8	12	13	16	16
Ba	180	90	127	130	<90	<90	500	430	500	1420	1650
Hf	3,2				4,5	4,9	4,3	3,6	4,3		
Ta	0,52				0,81	0,96	0,80	0,73	0,80		
La	18,90				13,90	19,10	17,07	17,84	17,07		
Ce	36,8				28,8	41,8	39,8	38,8	39,8		
Nd	26,6				18,4	25,3	26,1	25,8	26,1		
Sm	5,14				5,26	6,14	6,57	5,28	6,57		
Eu	1,52				1,27	1,94	1,65	1,66	1,65		
Tb	0,81				0,93	0,96	1,07	1,09	1,07		
Yb	1,7				3,9	4,0	3,2	3,0	3,2		
Lu	0,24				0,59	0,59	0,49	0,46	0,49		
Th	3,8				2,2	2,7	3,0	2,0	3,0		
U	0,80				<0,50	0,58	0,70	<0,50	0,70		
(Ce/Yb) _{nch}	5,60				1,91	2,70	3,22	3,35	3,22		
(La/Sm) _{nch}	2,31				1,66	1,96	1,63	2,13	1,63		
(Lu/Hf) _{npm}	0,03				0,06	0,05	0,05	0,06	0,05		
(Tb/Yb) _{npm}	2,25				1,13	1,13	1,58	1,72	1,58		
(Zr/Y) _{npm}	2,08	3,38	2,11	2,12	1,93	1,74	1,42	1,71	1,74	1,80	1,56

Компонент	Пропилитизированные породы					Эпидотизированные породы				
	№ образца									
	100-47	Г-17/9	Г-17/13	Г-17/14	А-208/1	НД-2	Г-3658	Г-3627	3038	А-203
	(Горизонт)					Разрез				
	(Jt ₂) 7	(Jt ₂) 11	(Jt ₂) 11	(Jt ₂) 11	(Jt ₃) 11	(Jt ₂) 4	(Jt ₂) 5	(Jt ₂) 5	(Jt ₂) 7	(Jt ₃) 11
SiO ₂	41,74	48,90	45,58	47,08	40,73	42,84	48,76	52,00	49,11	40,32
TiO ₂	1,37	1,03	0,97	1,32	0,86	1,32	1,24	1,45	1,21	1,65
Al ₂ O ₃	15,68	13,22	15,09	14,09	2,64	13,13	13,17	11,40	13,12	17,37
Fe ₂ O ₃	6,16	7,42	6,66	12,16	28,70*	13,24	5,93	9,21	9,92	8,89
FeO	6,98	3,59	3,71	2,87		2,95	6,18	3,59	3,23	4,51
MnO	0,13	0,17	0,16	0,19	0,09	0,21	0,14	0,13	0,13	0,18
MgO	12,69	10,79	11,63	9,51	17,56	6,76	6,75	5,53	4,53	5,46
CaO	2,84	5,69	5,83	4,23	3,22	16,36	14,00	12,08	15,60	16,08
Na ₂ O	0,09	3,72	3,50	4,40	0,17	1,02	2,32	0,06	0,20	1,10
K ₂ O	0,09	0,94	0,48	0,70	0,06	0,07	0,14	0,07	0,25	0,28
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,14	0,20	0,15	0,16	0,18	0,15	0,22
H ₂ O	0,73	0,20	0,24	0,15	0,26	0,01	0,15	0,48	0,21	0,20
п. п. п.	5,60	3,76	5,87	3,31	4,76	1,80	3,06	3,76	2,04	3,00
Сумма	100,32	99,58	99,84	100,17	99,25	99,97	99,52	100,03	99,70	99,26
mg#	64,38	65,21	68,10	55,12	54,80	44,79	51,11	45,37	39,93	43,77
alv	0,61	0,61	0,69	0,57	0,06	0,57	0,70	0,62	0,74	0,92
f ₀	44,2	65,0	61,7	79,2		80,1	46,3	69,8	73,4	63,9
Li		39	63	45	11	10	13	15	17	9
Sc			36,3			32,2	35,3		26,8	
V	311	250	240	390	521	307	350	300		521
Cr	257	160	70	320	106	204	147	140	151	106
Co		63	56	68		22	42	29	17	
Ni	316	100	170	160	64	136	140	71		64
Cu	57	<10	<10	22		8	900	160		90
Rb	<5	30	9	20	<5	6	3	28	4	5
Sr	206	79	99	125	4	580	95	650	344	1213
Y	26	16	21	18	13	26	25		23	57
Zr	94	104	95	89	45	85	99		115	134
Nb	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10		<10	14
Ba	43	930	160	300	242	90	43	<86	90	240
Hf			2,5			2,1	2,7		2,3	
Ta			0,18			0,26	0,23		0,24	
La			6,31			7,81	7,32		6,00	
Ce			12,5			16,8	17,7		15,2	
Nd			7,6			11,8	11,3		9,5	
Sm			2,23			3,12	3,61		2,87	
Eu			0,67			0,95	1,24		0,79	
Tb			0,48			0,72	0,61		0,55	
Yb			1,9			2,0	2,2		1,8	
Lu			0,29			0,27	0,33		0,25	
Th			<0,5			1,5	0,9		1,8	
U			0,37			0,40	0,37		0,50	
(Ce/Yb) _{nch}			1,68			2,17	2,07		2,18	
(La/Sm) _{nch}			1,50			1,57	1,28		1,32	
(Lu/Hf) _{npm}			0,05			0,06	0,05		0,05	
(Tb/Yb) _{npm}			1,18			1,70	1,30		1,44	
(Zr/Y) _{npm}	1,39	2,51	1,74	1,91		1,26	1,53		1,93	0,91

Примечания. Fe₂O₃* — валовое железо в виде Fe₂O₃; анализы А-196/1, А-207, А-208/1 и А-203 заимствованы из материалов Л. В. Григорьевой за 1987 г.

Таблица 3. Средние химические и нормативные составы метабазалтов и мегадолеритов трех стратиграфических уровней ягулийского подгоризонта и интрузивных пород КСС

Компонент	Горизонт Jt ₁		Горизонт Jt ₂		Горизонт Jt ₃ (тавл.)		Горизонт Jt ₃ (КСС)		Породы КСС		
	a	б	a	б	a	б	a	б	1	2	3
	SiO ₂	50,46	50,07	48,08	49,02	47,48	48,14	47,97	47,60	47,20	43,43
TiO ₂	1,62	1,80	1,27	1,23	2,26	2,41	2,65	2,71	2,28	3,24	2,41
Al ₂ O ₃	12,52	13,31	14,16	13,49	13,49	13,32	13,46	13,72	13,43	14,59	12,49
Fe ₂ O ₃	7,41	6,52	4,90	5,85	8,56	9,14	6,22	6,67	5,22	7,60	7,85
FeO	7,02	7,70	7,76	6,59	7,23	6,49	11,71	11,28	11,95	13,58	7,81
MnO	0,21	0,20	0,17	0,17	0,14	0,14	0,20	0,21	0,20	0,19	0,14
MgO	6,30	5,65	7,89	7,73	6,14	6,71	4,05	4,15	5,40	3,28	2,17
CaO	6,92	7,16	7,59	7,04	7,02	6,37	7,75	7,80	8,66	8,48	4,99
Na ₂ O	3,18	3,11	3,38	3,33	4,37	4,81	3,51	3,50	2,94	3,14	5,64
K ₂ O	0,52	0,65	0,20	0,38	0,61	0,35	0,58	0,63	0,62	0,58	0,32
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,16	0,12	0,33	0,26	0,25	0,21	0,29	0,22	0,43
H ₂ O	0,09	0,15	0,26	0,13	0,14	0,26	0,23	0,24	0,24	0,27	0,29
и. н. п.	3,37	3,25	4,17	3,75	2,08	1,81	1,46	1,54	1,54	1,57	0,78
Сумма	99,83	99,72	99,99	99,51	99,86	100,21	100,17	99,98	100,17	99,85	99,85
ap	0,47	0,34	0,34	0,34	0,77	0,60	0,60	0,50	0,67	0,54	1,01
il	3,04	3,34	2,13	2,28	4,25	4,55	5,01	5,16	4,40	7,06	4,55
mt	4,17	4,17	3,70	3,70	4,63	4,63	9,49	9,72	8,10	11,11	12,97
or	3,06	3,90	1,11	2,23	3,62	2,23	3,51	3,65	3,33	3,40	1,67
ab	26,74	26,22	28,31	28,28	34,85	37,7	30,41	29,36	25,17	26,74	47,19
an	18,50	20,30	23,09	22,53	15,44	13,63	18,91	20,18	23,64	23,92	8,07
ne	-	-	-	-	1,02	1,70	-	-	-	-	-
di-wo	6,10	6,04	5,69	4,88	7,26	6,97	7,43	7,20	7,09	6,97	5,92
di-en	2,96	2,81	3,11	2,71	3,36	3,41	3,51	3,51	3,51	2,71	4,82
di-fs	3,06	3,17	2,37	1,98	3,83	3,43	3,83	3,56	3,43	4,35	0,40
hy-en	12,70	11,24	9,24	12,05	-	-	6,73	6,83	9,64	2,51	0,60
hy-fs	13,19	12,40	6,86	8,84	-	-	7,65	7,12	9,11	3,96	0,26
qz	3,06	2,10	-	-	-	-	1,68	1,56	-	-	10,81
ol-fs	-	-	3,97	2,50	10,06	9,29	-	-	0,35	2,04	-
ol-fa	-	-	5,44	3,16	8,32	9,98	-	-	0,31	3,77	-
Сумма	97,05	96,03	95,66	95,51	97,41	98,17	98,76	98,35	98,65	99,08	98,17
mg#	45,0	42,6	53,6	53,7	42,3	44,8	29,4	30,0	36,6	22,3	20,6
al/	0,60	0,67	0,69	0,70	0,61	0,60	0,61	0,62	0,60	0,60	0,70
f ₀	48,7	43,2	36,2	44,3	51,6	55,9	32,3	34,7	28,2	33,5	47,5

Li	30	26	20	13	14	10
Sc	30,2	35,6	39,0			
V	388	329	490	758	655	55
Cr	38	259	34	146	175	44
Co	51,2	49,3	36,0	36,5	48,6	9,4
Ni	68	148	55	115	142	21
Cu	245	200	58	430	382	284
Rb	13	9	19	16	21	10
Sr	241	143	119	159	170	79
Y	24	25	39	60	49	104
Zr	148	94	172	243	184	464
Nb	11	5	14	19	15	31
Ba	178	175	175	270	270	102
Hf	3,34	2,40	4,17			
Ta	0,59	0,28	0,80			
La	15,13	7,11	16,67			
Ce	33,4	16,7	33,9			
Nd	19,89	11,34	22,43			
Sm	4,80	3,21	5,66			
Eu	1,37	1,02	1,59			
Tb	0,74	0,69	0,95			
Yb	2,07	2,33	3,83			
Lu	0,30	0,34	0,57			
Th	3,06	1,45	2,77			
U	0,91	0,52	0,54			
(Ce/Yb) _{nch}	4,18	1,85	2,28			
(La/Sm) _{nch}	1,98	1,39	1,84			
(Lu/Hf) _{npm}	0,38	0,59	0,60			
(Tb/Yb) _{npm}	1,88	1,57	1,31			
(Zr/Y) _{npm}	2,50	1,53	1,72	1,17	1,52	1,30
(Ta/La) _{npm}	0,66	0,66	0,81			
Σ	17 (12)	29 (23)	6 (3)	43	49	6

Примечания. а — средние составы по данным авторов, б — средние составы, рассчитанные по [2] для соответствующих вулканических зон. При расчете нормы CIPW для вулканитов нижнего и среднего ятулия степень окисленности железа принята равной 0,2 согласно рекомендации [32], для вулканитов верхнетулийского горизонта — равной 0,35, как в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволоксской интрузии. 1, 2, 3 — соответственно габбро-долерит, магнетитовое габбро (без образцов с содержанием железа в виде Fe₂O₃ > 30 %) и граптофировый «сиенит» КСС.

[K₂O+Na₂O], вес. %

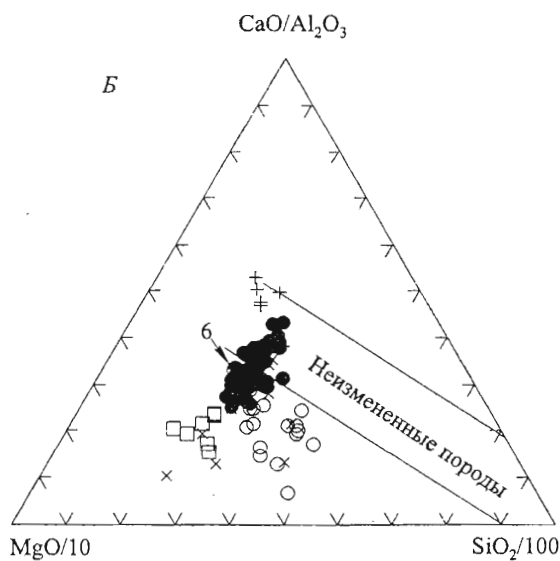
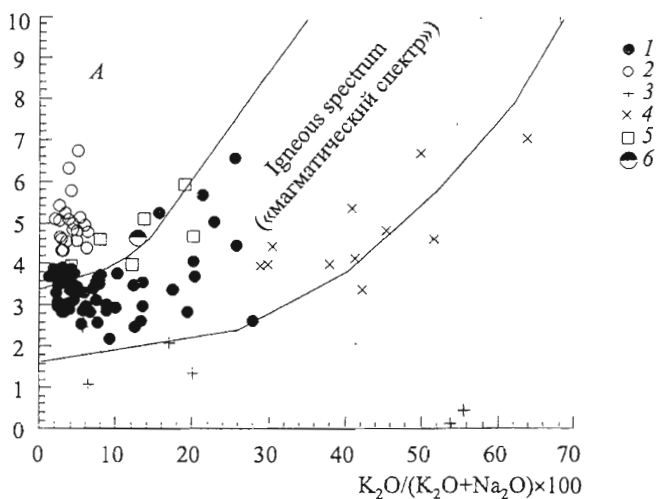


Рис. 2. Диаграммы $K_2O/(K_2O+Na_2O) - K_2O+Na_2O$ (А) [33] и $CaO/Al_2O_3 - MgO/10 - SiO_2/100$ (Б) [34] для идентификации измененных пород.

Поле неизменных магматических пород на диаграммах показаны как «Иgneous spectrum» и «Неизменные породы». 1-5 — породы: 1 — неизменные, 2 — альбитизированные, 3 — эпидотитизированные, 4 — биотитизированные, 5 — пропилитизированные; 6 — средний состав неизменного фанерозойского лейкобазальта [35].

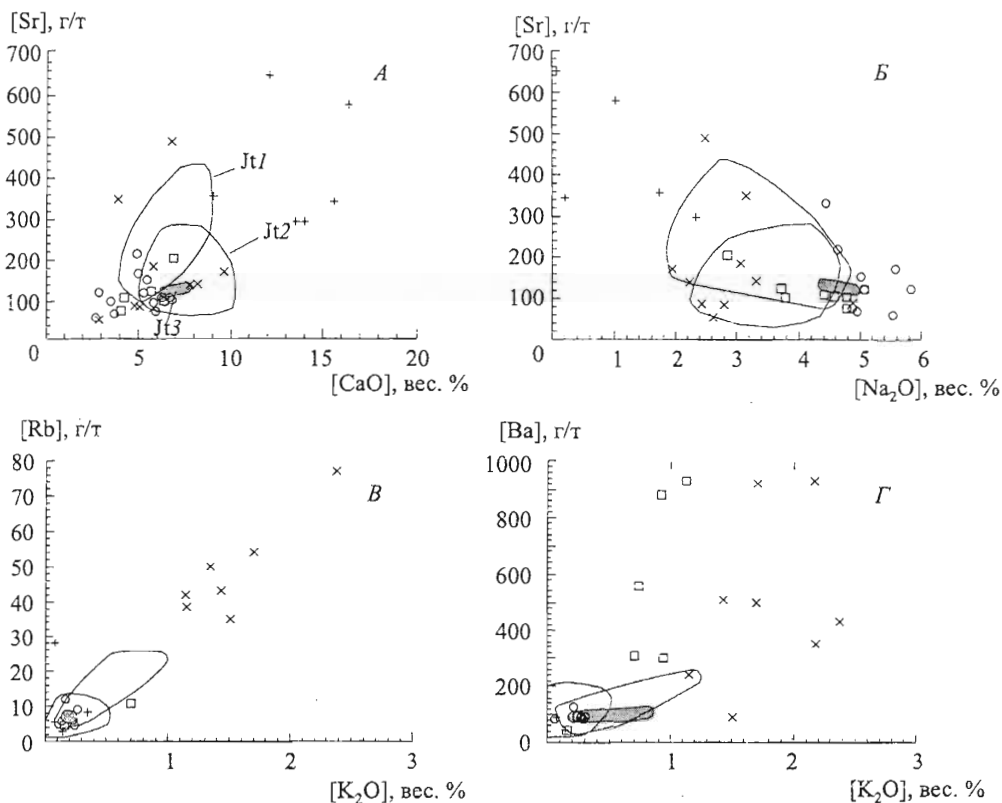


Рис. 3. Вариационные диаграммы, иллюстрирующие поведение мобильных редких элементов в ходе различных метасоматических преобразований пород ятулийского надгоризонта.

Условные обозначения см. на рис. 2. Оконтурыены поля составов неизмененных вулканических пород нижнего (Jt_1), среднего (Jt_2) и верхнего (Jt_3) ятулия.

Геохимические особенности ятулийских траппов Карелии. На классификационной диаграмме (рис. 4) фигуративные точки составов ятулийских вулкаников попадают в поле базальтов с небольшими отклонениями для немногих образцов нижнеятулийского горизонта в сторону базальтовых андезитов. При этом все составы находятся ниже линии, отделяющей щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий.

На диаграмме AFM (рис. 5) фигуративные точки составов ятулийских вулканических и субвулканических пород образуют протяженный тренд в поле толеитовой серии. Уже здесь устанавливаются заметные различия между составами пород разных стратиграфических уровней. Базальты нижнего ятулия характеризуются относительно высокими содержаниями $FeO_t = Fe_2O_3 + FeO$ и TiO_2 , до 14,79 и 2,2 вес. % соответственно. При умеренных количествах MgO это определяет сравнительно низкие значения магнетиального числа ($mg\#$), которые не превышают в большинстве случаев 50 (см. табл. 1 и 3). Базальты среднего ятулия более магниезиальные, менее железистые и титанистые. Среднее значение $mg\#$ составляет в них 54, достигая в отдельных образцах 66,8 (см. табл. 1). В нормативных составах данных пород обычно рассчитывается оливин, тогда как для нижнеятулийских вулкаников — в большинстве случаев кварц (см. табл. 3).

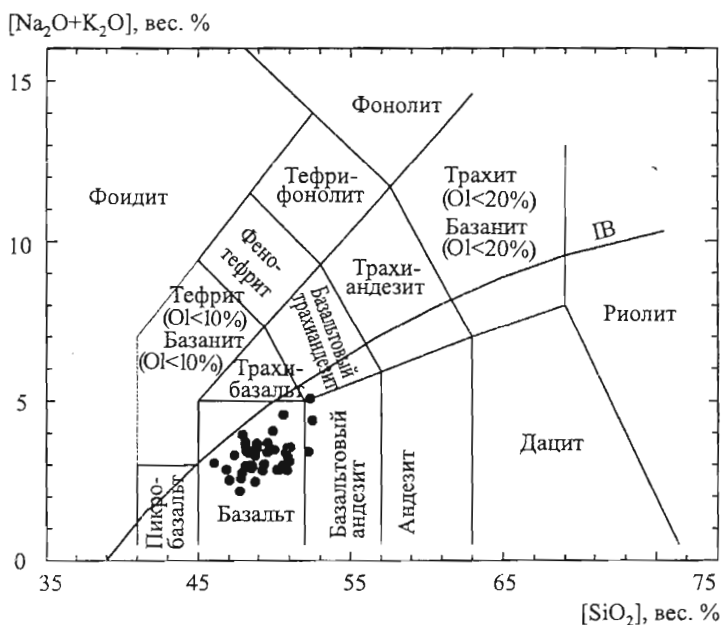


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [27].
 Линия IB [36] отделяет щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий. Ol — оливин.

Верхнеятулийские базальты максимально обогащены титаном, характеризуются наиболее высокими содержаниями FeO_t и самыми низкими значениями $\text{mg}\#$ (см. табл. 1, 3). В КСС этого стратиграфического уровня феннеровская тенденция накопления железа (и титана), типичная для континентально-толеитового (траппового) магматизма и отчетливо проявленная также в ятулийском комплексе Карелии (рис. 5), получила свое предельное выражение в образовании рудного горизонта с титаномагнетитовыми габбро-долеритами.

Как видно из табл. 1, ятулийские базальты Карелии отличаются широкими вариациями степени окисленности железа, от обычных для толеитов значений около 0,2 (в виде $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, вес.%) до преобладания Fe_2O_3 . Ранее эти данные использовались для палеовулканологических реконструкций [1, 19], в соответствии с которыми считалось, что более окисленные лавы формировались в субаэральных условиях, а менее окисленные были образованы при подводных излияниях. Такой подход в принципе верен, но полученные нами данные свидетельствуют, что степень окисленности железа в ятулийских лавах сильно зависит от наложенных изменений. Метасоматизированные породы, как видно из табл. 2, оказываются наиболее окисленными.

Общей петрохимической особенностью ятулийских лав всех стратиграфических уровней являются сравнительно низкие содержания алюминия и соответственно низкие значения отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_t + \text{MgO}) < 0,8$ (см. табл. 1, 3), что позволяет отнести их к типу низкоглиноземистых базальтов [37]. Среди щелочей в базальтах и долеритах натрия резко преобладает над калием, что особенно типично для своеобразных крупнозернистых лейкодолеритов, получивших местное название «карьялиты» [15]. Такой же состав щелочей, со значением отношения $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ до 20 и более, устанавлива-

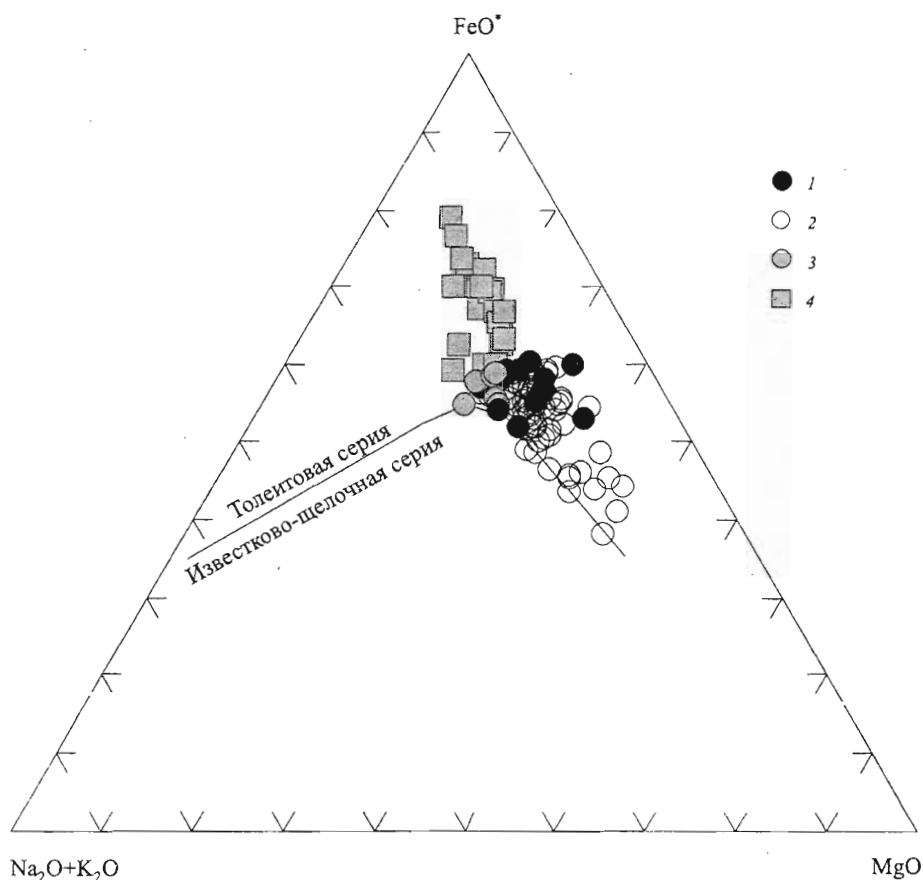


Рис. 5. Диаграмма AFM [36].

Вулканические породы: 1 — нижнего ятулия, 2 — среднего ятулия, 3 — верхнего ятулия, 4 — субвулканические породы КСС.

ется в гранофировых лейкократовых породах КСС (см. табл. 1, 3). Нужно отметить, что в Пудожгорской интрузии, наряду с аналогичными породами, встречаются разновидности, содержащие до 3,17% K_2O [4]. Подобные породы отличаются повышенными концентрациями SiO_2 (до 60 вес.% и более) и самыми низкими MgO , CaO , при этом количества FeO_t и TiO_2 в них остаются высокими.

По содержанию Na_2O лавы ниже- и среднеятулийского горизонтов почти не различаются (см. табл. 1, 3). Устойчиво повышенные количества этого окисла, в среднем 4,37%, устанавливаются в породах поздней фазы ятулийского вулканизма (см. табл. 1, 3). Еще более высокое среднее содержание Na_2O приведено в работе [2], и это единственное заметное различие между средними составами ятулийских лав, рассчитанных по данным, полученным нами и [2]. Хотя приведенная выше выборка верхнеятулийских пород невелика, мы все же предполагаем, что в выборке авторов [2] существенное место заняли альбитизированные породы, которые наряду с другими метасоматитами особенно широко развиты в зоне Гирвасского разлома, где находятся доступные наблюдения вулканы верхнего ятулия. Виртуальный нефелин, присутствующий в норме этих пород (см. табл. 3), подтверждает такое предположение.

Неоднократно ранее отмеченное петрохимическое сходство ятулийских базальтов и долеритов Карелии с фанерозойскими траппами [1—4 и др.] подтверждается данными редкоэлементной геохимии. Древние карельские траппы ничем не отличаются от своих фанерозойских аналогов, что подтверждается очень тесным сходством вулканитов нижнего и среднего ятулия с базальтами макулаевской и надеждинской свит в разрезе глубокой Норильской скважины, представляющем одну из крупнейших и хорошо изученных трапповых провинций мира [38, 39 и др.].

Данные по редким элементам еще отчетливее, чем по главным элементам, демонстрируют устойчивые геохимические различия между ятулийскими базальтами и долеритами разных стратиграфических уровней. Это хорошо видно на мультиэлементной спайдер-диаграмме (рис. 6, А), построенной на основе данных табл. 3. Нижнеятулийские базальты в целом обогащены относительно среднеятулийских лав большинством несовместимых (магматофильных) LILE- и HFS-элементов (от Rb до Ti на рис. 6, А) и несколько обеднены наименее несовместимыми Y, Yb, а также Sc. Базальты этого стратиграфического уровня являются аналогами норильских траппов надеждинской свиты (врезка на рис. 6, А). Базальты среднего ятулия обеднены несовместимыми элементами в сравнении с нижнеятулийскими лавами и однотипны с породами макулаевской свиты. При общем геохимическом сходстве вулканитов нижнего и среднего ятулия на всей территории Карелии, охваченной исследованиями, иногда устанавливаются заметные различия между базальтами из разных разрезов, принадлежащих одному эруптивному центру. Это видно на примере разрезов 3 и 4 на Сегозере (см. рис. 1 и табл. 1). Базальты и долериты из разреза 3 оказываются сравнительно обогащенными несовместимыми редкими элементами (Zr, Hf, LREE), что может указывать на принадлежность их к другой по времени вспышке вулканизма.

Базальты верхнеятулийского горизонта обогащены всеми несовместимыми элементами, но характер их распределения примерно такой же, как в среднеятулийских лавах.

Особенно выразительно различие между лавами, занимающими разное стратиграфическое положение, проявляется в особенностях редкоземельной геохимии (рис. 7). Базальты ранней фазы ятулийского вулканизма обогащены легкими и обеднены тяжелыми редкими землями, характеризуясь повышенным значением $(Ce/Yb)_{ch}$, составляющим в среднем 4,18 (см. табл. 3). В базальтах среднего ятулия это отношение заметно более низкое (1,85) и в базальтах верхнего ятулия примерно такое же (2,28).

Распределение переходных металлов группы железа подчиняется разным закономерностям: Cr и Ni являются типичными совместимыми элементами — в полном соответствии со значениями магнезиального числа их концентрации понижены в породах нижнего и верхнего ятулия и повышены в породах среднего ятулия (см. табл. 1 и 3); V проявляет признаки несовместимого элемента, накапливаясь вместе с Ti в обогащенных железом породах; распределение Sc в породах вулканической фации близко к распределению тяжелых редких земель и Y; в распределении Co и Cu отчетливые закономерности не обнаружены.

Общей особенностью распределения редких элементов в лавах ятулийского надгоризонта является присутствие положительных урановых и ториевых аномалий и отрицательных аномалий Nb, Ta, Sr, P и в большинстве образцов Ti.

Интрузивные породы КСС характеризуются сходным типом распределения редких несовместимых элементов (рис. 6, Б) и REE (рис. 7, Г) с лавами среднего и верхнего ятулия, но в то же время обладают некоторым геохимическим своеобразием. Оно заключается прежде всего в максимальном обогащении фельзических гранофирсодержащих пород большинством несовместимых редких элементов, на фоне которого отме-

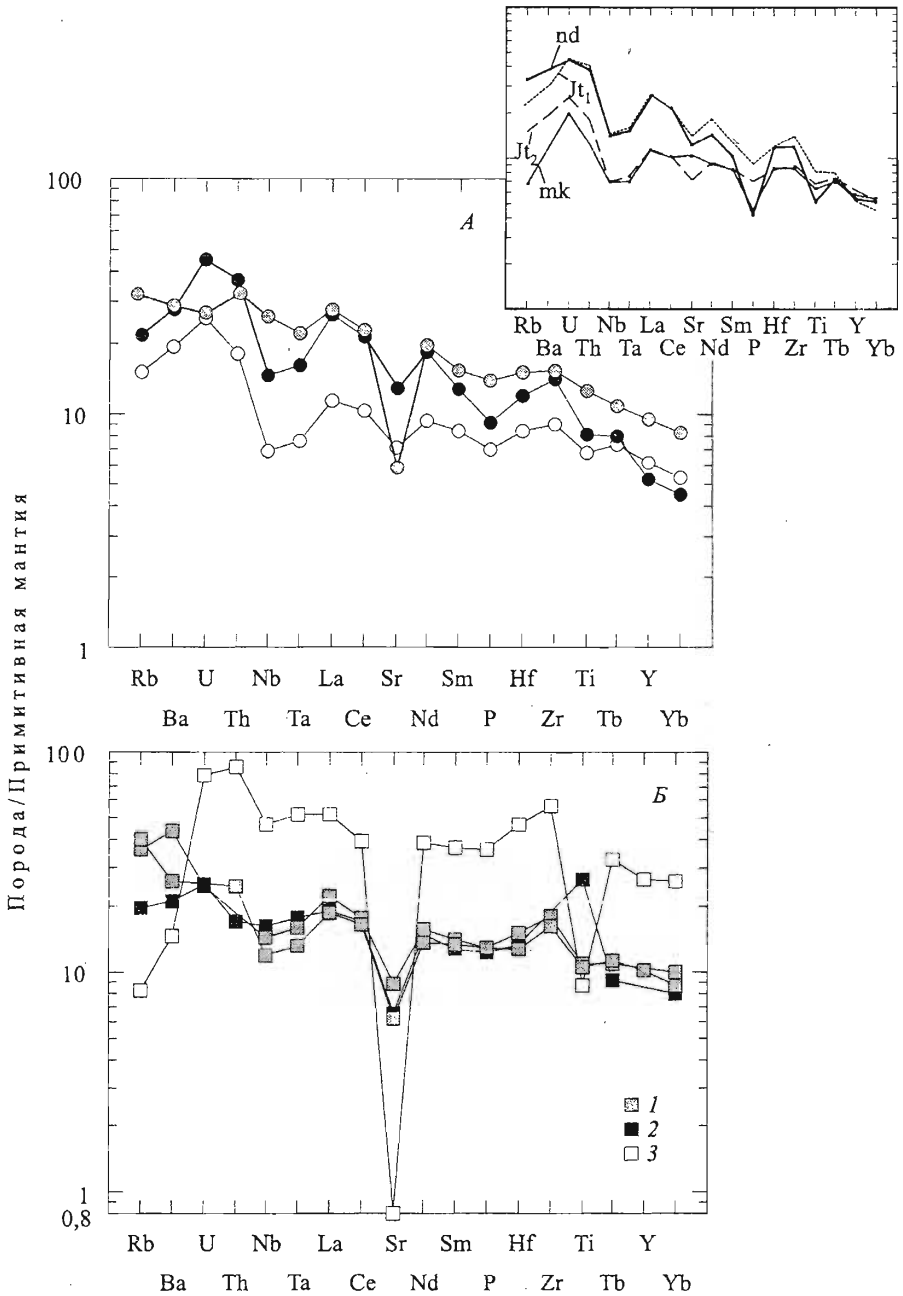


Рис. 6. Мультиэлементная спайдерграмма распределения несовместимых (магматофильных) элементов в вулканических и интрузивных ятулийских породах Карелии.

Состав мантии по [30, 31]. Обозначения для рис. 6, А см. на рис. 5, на рис. 6, Б: 1 — габбро-долерит, 2 — рудное габбро, 3 — гранофировый сиенит. На врезке к рис. 6, А показаны в сравнении составы metabазальтов нижнего и среднего ятулий и эффузивных траппов макулаевской и надеждинской свит в разрезе глубокой Норильской скважины (по [38]).

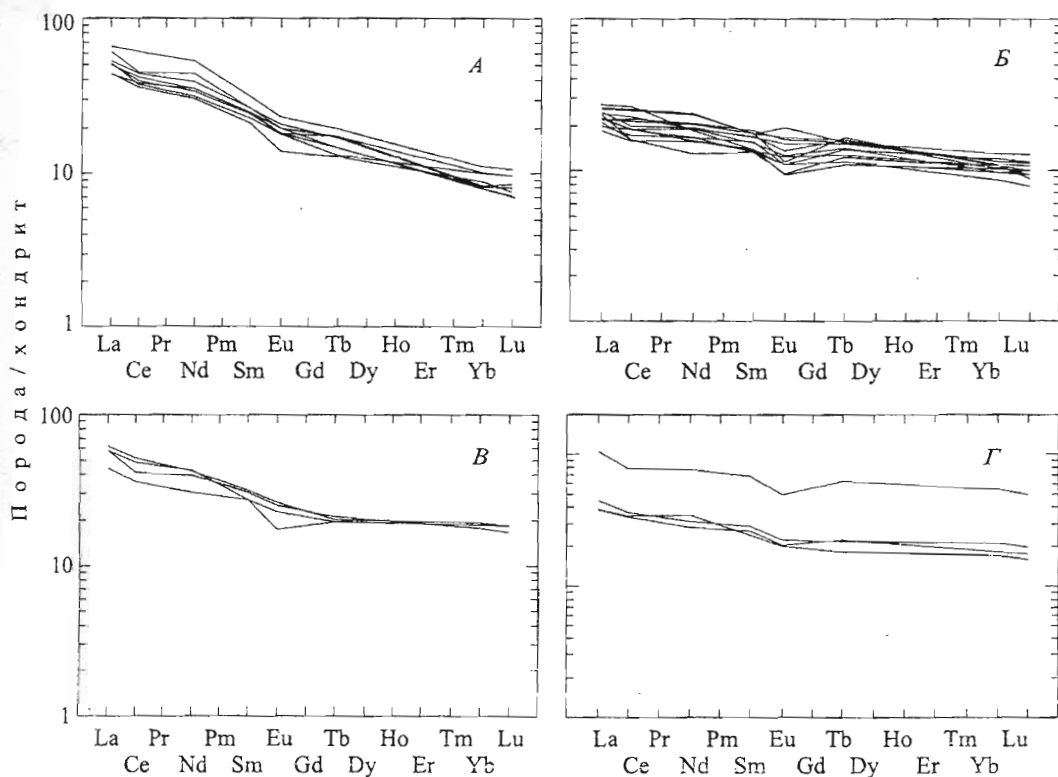


Рис. 7. Нормализованные к хондриту [29] содержания редкоземельных элементов в метабазах и интрузивных габбро-долеритах ятулийского надгоризонта: нижнего (А), среднего (Б) и верхнего (Б), а также пород КСС (Г).

чаются ярко выраженные отрицательные аномалии Sr, Ti (рис. 6, Б) и Eu (рис. 7, Г). Понижены в этих породах также содержания Rb и Ba, что соответствует отмеченному ранее высокому значению отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Габбро-долериты рудного горизонта близки по абсолютным содержаниям большинства редких элементов верхнеятулийским базальтам, но характеризуются естественной для них положительной титановой аномалией. Наконец, долериты закаленных нижней и верхней частей интрузии почти полностью повторяют характер распределения редких элементов в лавах верхнеятулийского горизонта.

В заключение следует отметить, что установленные геохимические характеристики базальтов и долеритов соответствующих стратиграфических уровней сохраняются во всех вулканогенных разрезах ятулия, иногда удаленных друг от друга на сотни километров, и, таким образом, могут быть использованы в целях корреляции.

Обсуждение результатов. Одним из главных результатов проведенных исследований является установленное тесное геохимическое сходство ятулийских плато-базальтов Карелии и траппов Сибири, с интрузивной фацией которых связаны крупнейшие месторождения цветных и благородных металлов Норильского района. После классической работы [40] сибирские траппы неизменно привлекали внимание геологов, а за последние годы стали объектом многоплановых международных исследований как

один из эталонов континентального толеитового магматизма, обусловленного действием мантийного плюма [39, 41 и др.]. Важно отметить, что сходство древних карельских и молодых сибирских траппов выражено не только в одинаковых уровнях содержаний и особенностях распределения большинства редких элементов, но и в однотипном закономерном изменении состава пород вверх по разрезу. Это значимым образом подтверждает предположение о том, что Карельская трапповая провинция — пример магматической и геодинамической эволюции плюма в раннем протерозое.

В результате интенсивного изучения проявлений континентально-толеитового магматизма за последние два десятилетия выработана принципиальная петролого-геохимическая модель формирования траппов, в основу которой легли три ключевых петрогенетических фактора, определяющих их геологическое и вещественное своеобразие: процессы частичного плавления глубинных (подлитосферных) мантийных источников, фракционная кристаллизация и контаминация трапповых магм веществом континентальной коры [39–42]. В качестве альтернативы в литературе широко обсуждается ведущая роль континентальной литосферной мантии как главного источника родоначальных магм [43–46]. В соответствии с этой моделью континентальные плато-базальты являются продуктами плавления метасоматизированной литосферной мантии, модалный состав которой обеспечивает наблюдающиеся в траппах положительные (Th, LREE) и отрицательные (Nb, Ta, Ti) аномалии на спайдерграммах. Противниками такого подхода приводятся достаточно веские аргументы, которые накладывают существенные ограничения на участие континентальной литосферной мантии в образовании траппов. Расчеты, моделирующие термомеханическое взаимодействие мантийного плюма с сухой континентальной литосферной мантией [5], показали, что объемы магм, которые образуются при ее частичном плавлении, явно недостаточны для формирования обширных, многокилометровых трапповых толщ. Количественное моделирование процессов плавления *гидратированной* континентальной литосферной мантии позволило получить необходимые объемы базальтовых расплавов [47]. Однако перенесению результатов этого моделирования на природные процессы противостоят следующие факты. Гидратированные (метасоматизированные) перидотиты встречаются достаточно редко среди мантийных ксенолитов в базальтах и не могут являться главными породами, слагающими континентальную литосферную мантию. При 10–25%-ной степени частичного плавления гидратированной мантии получены расплавы с 1–3%-ным содержанием воды, количество которой должно увеличиваться в процессе фракционной кристаллизации, тогда как толеитовые базальты и породы комагматических им интрузий в трапповых провинциях обычно характеризуются очень незначительными концентрациями H_2O и в большинстве случаев не содержат водных минералов.

В ряде работ [48, 49 и др.] континентальная литосферная мантия рассматривается в качестве основного контаминанта глубинных магм мантийных плюмов, например в виде сравнительно небольших объемов специализированных магм, возникающих из метасоматизированного перидотита при его взаимодействии с астеносферным или еще более глубинным расплавом. Однако процессы такого взаимодействия недостаточно изучены. Хотя в некоторых работах приведены достаточно убедительные изотопно-геохимические доказательства участия континентальной литосферной мантии в формировании родоначальных магм трапповых провинций [48, 49], существует гораздо большее число публикаций, обосновывающих давно постулированную [40] роль коровой контаминации, которая с неизбежностью приводит к указанным выше повышенным и пониженным относительным концентрациям некоторых элементов.

Присутствие низких отрицательных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах многих трапповых провинций подтверждает участие континентальной коры в эволюции их родоначальных расплавов [39]. Следует отметить, что низкие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ установлены в ятулийских лавах и интрузиях на сопредельной территории Финляндии и интерпретируются как результат влияния архейской коры [50–52]. Эта же точка зрения обосновывается в работе [17], посвященной суйсарскому вулканизму Онежского плато, хотя ее авторы допускают участие литосферной мантии в магматическом процессе. Они справедливо отмечают, что использование плато-базальтов в качестве индикаторов различных мантийных компонентов гетерогенных источников родоначальных магм затруднено рядом факторов. Их расшифровка требует данных по изотопному составу Nd, Sr, Pb, других элементов, но даже они могут оказаться недостаточными, в том числе из-за гетерогенности самого плюма [5, 6]. Такие изотопные исследования сейчас проводятся, и мы рассчитываем вернуться к обсуждению этих вопросов в следующих публикациях по вулканическим комплексам Карелии. Пока же, располагая полученными результатами, ограничимся обоснованием трех главных петрогенетических факторов магматической эволюции ятулийского траппового комплекса: частичного плавления мантийных источников, за химический состав которых будет принят состав примитивной мантии по [30, 31], фракционной кристаллизации и коровой контаминации.

Родоначальные магмы и их источники. Сравнительно низкая магнезиальность ятулийских базальтов и долеритов указывает на то, что они являются продуктами кристаллизации вторичных магм, испытавших фракционирование в промежуточных коровых камерах. Согласно экспериментальным данным, первичные магмы, равновесные с мантийными перидотитами, должны иметь магнезиальность не ниже 0,5, если она выражена через весовые отношения окислов, или магнезиальное число не ниже 68 [53, 54]. В связи с этим возникает проблема оценки состава родоначальной магмы, которая, к сожалению, не может быть решена непосредственно и однозначно. Ранее был обоснован оливин-толеитовый состав родоначальных магм Карельской трапповой провинции [1–3], однако в литературе по трапповым комплексам широко распространена также точка зрения о более магнезиальном, пикритовом составе исходных расплавов (см., например, [55] и др.). Пикриты установлены во многих трапповых провинциях мира, но в ятулийских разрезах Карелии они до сих пор не встречены, несмотря на длительную историю исследований и достаточно хорошую изученность вулканических толщ. Это является косвенным подтверждением оливин-толеитового состава родоначальных магм. Другим косвенным свидетельством в пользу такой точки зрения служат большие различия между дифференцированными интрузиями ятулийского вулканического комплекса и более позднего суйсарского вулканического комплекса, в котором широко распространены пикриты. В ятулийских интрузиях редко и в небольших количествах встречаются ультрамафиты, в суйсарских эти породы, в том числе перидотиты, занимают значительный объем.

Несмотря на дифференцированный характер ятулийских траппов, существуют геохимические критерии, которые позволяют нам оценить условия генерации их родоначальных магм. К этим критериям относятся отношения редких несовместимых элементов. Поскольку значения валовых коэффициентов распределения между твердыми фазами (минералами) и жидкой фазой (кристаллизующейся базальтовой магмой) очень низки для многих из этих элементов, их отношения практически не меняются в процессе фракционной кристаллизации и широко используются для геодинамических и петрогенетических интерпретаций магматических пород [56, 57]. О том, что в

конкретном случае ятулийского комплекса $K_d^{sol/liq}$ большинство несовместимых элементов были много меньше единицы, свидетельствуют почти параллельные спектры их распределения на диаграммах нормированных содержаний независимо от степени дифференцированности пород (см. рис. 6 и 7). Особенно показателен пример КСС, в котором и закаленные приконтактовые долериты, и предельно дифференцированные гранофирсодержащие породы по характеру распределения большинства элементов не различаются (см. рис. 6, Б).

Поэтому выявленные устойчивые различия между значениями отношений типа более несовместимый элемент/менее несовместимый элемент — $(Ce/Yb)_{n_{ch}}$, $(La/Sm)_{n_{ch}}$, $(Tb/Yb)_{n_{pm}}$, $(Zr/Y)_{n_{pm}}$, $(Lu/Hf)_{n_{pm}}$ — в породах нижнего среднего-верхнего ятулия (см. табл. 1 и 3) можно интерпретировать как результат различных условий зарождения исходных расплавов. Повышенные значения отношений $(Ce/Yb)_{n_{ch}}$, $(La/Sm)_{n_{ch}}$, $(Tb/Yb)_{n_{pm}}$, $(Zr/Y)_{n_{pm}}$ и пониженные величины отношений $(Lu/Hf)_{n_{pm}}$ в базальтах нижнего уровня ятулийского надгоризонта предполагают невысокие степени плавления мантийного перидотита и присутствие в нем граната — фазы, удерживающей такие элементы, как Y и HREE. Менее фракционированное распределение некогерентных элементов, пониженные отношения $(Ce/Yb)_{n_{ch}}$, $(La/Sm)_{n_{ch}}$, $(Tb/Yb)_{n_{pm}}$, $(Zr/Y)_{n_{pm}}$ и относительно более высокое значение $(Lu/Hf)_{n_{pm}}$ в базальтах и габбро-долеритах среднего и верхнего ятулия по сравнению с этими характеристиками для нижнеятулийских пород говорят об увеличении степени плавления и значительном уменьшении роли гранатового контроля.

Высокую степень фракционирования REE в базальтах нижнего ятулия можно было бы объяснить влиянием коровой контаминации, но значения отношений $(Tb/Yb)_{n_{pm}}$ и $(Lu/Hf)_{n_{pm}}$, не зависящие от данного процесса вследствие их близости в коре и мантии [58, 59], а также повышенные концентрации в этих породах практически всех более несовместимых элементов, пониженные количества HREE и Sc указывают на решающее значение низкой степени плавления источника и присутствие в нем граната.

Выявленная главная закономерность магматической эволюции Карельской трапповой провинции адекватна современным моделям генерации базальтов мантийных плюмов при уменьшении глубины магмогенерации [42, 60, 61]. Последовательные расплавы ятулийского вулканического комплекса демонстрируют переход очагов плавления из зоны гранатового перидотита в зону шпинелевого перидотита.

Кристаллизационное фракционирование и коровая контаминация. Анализ петрохимических и геохимических данных показывает, что важнейшими факторами магматической эволюции родоначальных магм ятулийского траппового комплекса являлись кристаллизационное фракционирование во внутрикоровых магматических камерах и сопутствующая ему ассимиляция вмещающих архейских пород. Невысокие значения содержаний магния и магнезиальных чисел, их положительные корреляции с хромом, никелем и отрицательные со всеми несовместимыми редкими элементами (что достаточно очевидно следует из данных табл. 1), положительные корреляции между несовместимыми элементами (рис. 8), а также отрицательные европиевые и стронциевые аномалии (см. рис. 6 и 7) предполагают кристаллизационное фракционирование оливина, клинопироксена, а на поздней стадии процесса плагиоклаза и Fe-Ti оксидов при давлениях не более 5–10 кбар, что соответствует условиям континентальной коры [39, 55 и др.]. Близость отношений несовместимых элементов в вулканитах среднего и верхнего горизонтов ятулия позволяет рассматривать их как дифференциаты близких по составу родоначальных магм. Свое предельное выражение процесс кристаллизационного фракционирования получил в образовании рудных горизонтов и максимально

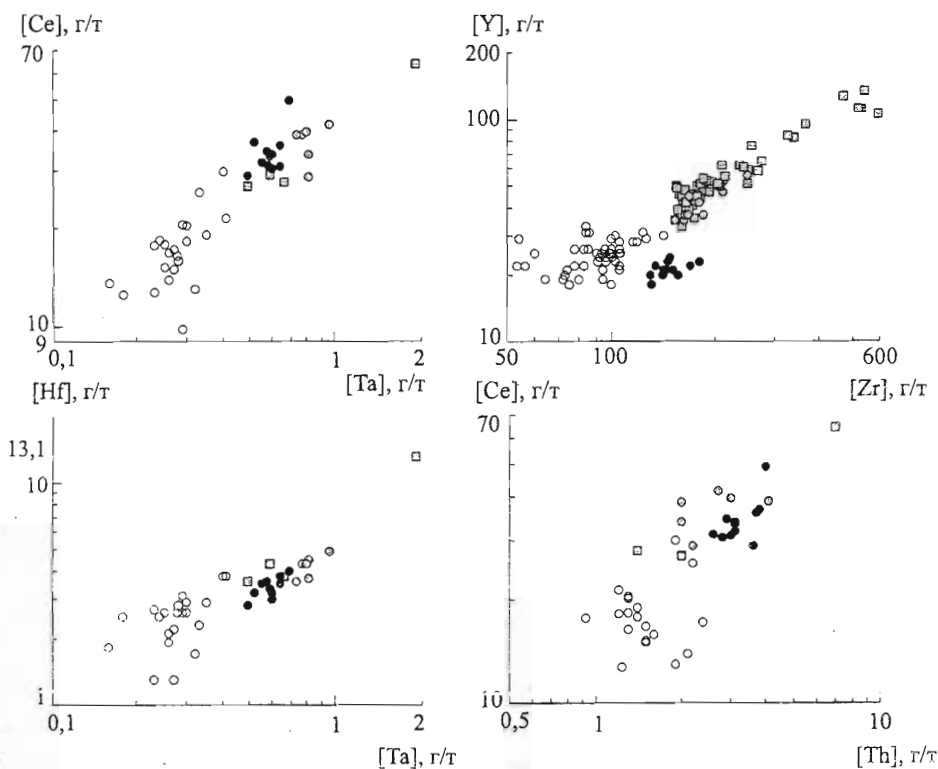


Рис. 8. Бинарные диаграммы для несовместимых элементов. Обозначения см. на рис. 5.

обогащенных всеми несовместимыми элементами лейкократовых пород в КСС и Пудожгорской интрузии.

В то же время такие геохимические характеристики ятулийских магм, как присутствие отрицательных аномалий Nb, Ta и Ti, положительные ториевые аномалии (см. рис. 6) и, как следствие, пониженные значения отношений $(Ta/La)_{n_{pm}}$ и повышенные отношения $(Th/Ta)_{n_{pm}}$ (см. табл. 1 и 3), по сравнению с оценками для мантии, свидетельствуют о том, что имело место совместное протекание процессов кристаллизационного фракционирования и контаминации магм породами континентальной коры. Особенности ее состава [58, 59] подсказывают выбор наиболее чувствительных к контаминации отношений элементов для расчета количественной петролого-геохимической модели ятулийского магматизма. Это отношения $(Ce/Yb)_{n_{pm}}$ и $(Th/Ta)_{n_{pm}}$, которые должны особенно сильно возрастать в базальтовых магмах по мере ассимиляции ими сиалического корового вещества и при этом очень незначительно изменяться за счет их кристаллизационного фракционирования. Согласно модельным расчетам (рис. 9), родоначальная магма раннеятулийской фазы вулканизма была образована при 10%-ном частичном плавлении гранатового перидотита, а при прохождении через толщу архейской коры ассимилировала около 20% ее вещества. Родоначальные магмы средне- и позднеятулийской фаз образовались при 30–35%-ной степени плавления шпинелевого перидотита, а количество корового контаминанта составило для нее примерно 10%.

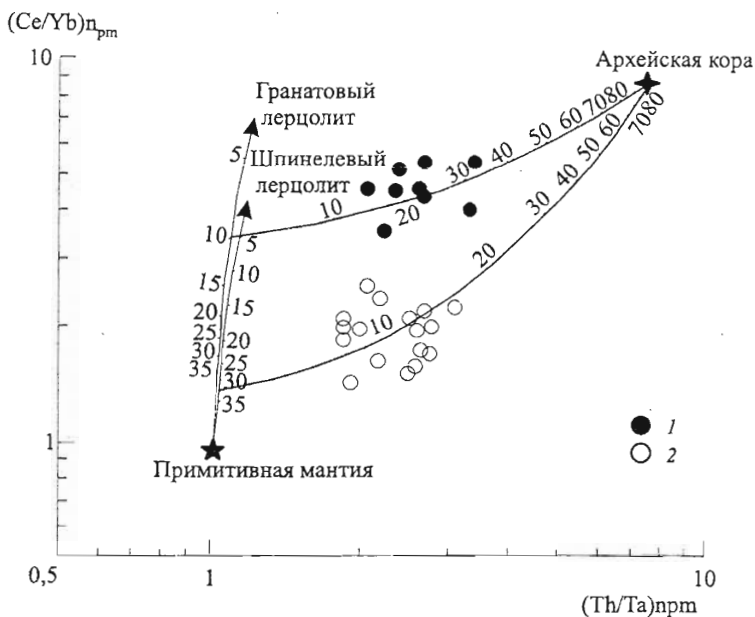


Рис. 9. Петрогенетическая диаграмма $(Ce/Yb)_{нрм} - (Th/Ta)_{нрм}$ для лав нижнего и среднего ятулия.

Модельные тренды показывают рассчитанные составы магм, образующихся при 10%-ном плавлении гранатового лерцолита (оливин — 0,60, ортопироксен — 0,20, клинопироксен — 0,18, гранат — 0,02) для лав нижнего ятулия и 35%-ном плавлении шпинелевого лерцолита (оливин — 0,60, ортопироксен — 0,20, клинопироксен — 0,15, шпинель — 0,05) для лав среднего ятулия. Рассчитанные кривые смещения отражают степень контаминации родоначальных магм архейской корой. Значения отношений нормализованы к примитивной мантии по [30, 31]. Модальные составы источников указаны по [62]; состав архейской коры — по [58]. 1, 2 — средние составы вулканитов нижнего и среднего ятулия соответственно. Обозначения см. на рис. 5.

Главная тенденция магматической эволюции ятулийского траппового комплекса Карелии, установленная в результате проведенных исследований, заключается в смене обогащенных несовместимыми элементами базальтовых магм, зародившихся в гранатосодержащем мантийном источнике, более примитивными магмами, источник которых находится выше, в зоне стабильности шпинели. Это связано, по всей вероятности, с растяжением и утонением литосферы по мере ее взаимодействия с мантийным плюмом. Отмеченная тенденция наследуется и усиливается, по имеющимся у нас данным, вулканизмом людиковия. В сланцево-амфиболитовом обрамлении гранито-гнейсовых куполов северного Приладожья, параллелизуемым с людиковийским надгоризонтом [3, 63], были выявлены метавулканиты с геохимическими характеристиками деплетированных базальтов, возможно, принадлежащих офиолитовым фрагментам древней океанической коры [64]. Эти данные в совокупности с некоторыми другими материалами по внутриплитному магматизму восточной части Балтийского щита позволяют прийти к выводу о том, что заложение континентальных рифтогенных структур с их последующим переходом в интерконтинентальные рифты имело место в конце людиковийского периода, а ятулийский вулканизм протекал в условиях предрифтового тек-

тонического режима, соответствующего зарождению плюма. Однако более детальное рассмотрение этих сложных проблем геодинамики Балтийского щита в раннем протерозое возможно только после представления и рассмотрения петролого-геохимических данных по людиковийским вулканическим комплексам Карелии, что мы предполагаем сделать в следующих публикациях.

Закключение. На основании вышеизложенных материалов можно прийти к следующим выводам:

1) породы ятулийского вулканического комплекса Карелии геохимически и петрографически аналогичны породам молодых трапповых провинций;

2) лавы трех стратиграфических уровней в вулканогенных разрезах ятулия обладают устойчивыми геохимическими характеристиками, позволяющими различать их в целях корреляции. Повышенные концентрации наиболее несовместимых элементов, высокие значения отношений типа LREE/HREE в базальтах первой фазы ятулийского магматизма свидетельствуют об образовании родоначальных магм при низких степенях плавления гранатового перидотита. Вулканиты среднего ятулия относительно обеднены высоко- и умеренно несовместимыми элементами, имеют относительно слабо фракционированный состав редких земель, что предполагает подъем уровня магмогенерации от гранатового к шпинелевому перидотиту и увеличение степени плавления. Базальтовые лавы верхнего ятулия характеризуются повышенным содержанием всех несовместимых элементов, но в целом близки по геохимическим параметрам к среднеятулийским породам;

3) ведущими факторами магматической эволюции родоначальных магм ятулийского комплекса были совместно протекавшие процессы кристаллизационного фракционирования и сиалической контаминации во внутрикоровых интрузивных камерах;

4) Карельская трапповая провинция, как и ее молодые аналоги, образована в результате действия мантийного плюма.

Авторы благодарят Л. В. Григорьеву за любезно предоставленные аналитические данные.

Summary

Malashin M. V., Golubev A. I., Ivanikov V. V., Philippov N. B. Geochemistry and petrology of Paleoproterozoic mafic volcanic complexes of Karelian. I. Jatulian trap complex.

Palaeoproterozoic Jatulian volcanic rocks occupied huge areas of the Fennoscandian shield and their major occurrences situated in Karelia. In terms of geological and geochemical features Jatulian igneous rocks very similar to Phanerozoic continental flood basalts. This fact is emphasized with their intimate likeness with trapps from deep core in Norilsk area. Consideration of the geochemical data presented here allows determining the main factors had controlled the composition of Jatulian basalts and subvolcanic intrusive gabbro-dolerites as such as partial melting, fractional crystallization and crustal contamination. The Lower Jatulian basalts are characterized by the enrichments of HFS elements, LREE and by strongly fractionated REE patterns. The Middle Jatulian rocks have less fractionated REE patterns and relatively low content of incompatible elements in comparison with the Lower Jatulian ones. REE patterns of the upper Jatulian basalts and intrusive gabbro-dolerites are very similar to that of the Middle Jatulian volcanic rocks. At the same time the former are distinguished by the highest content of all REE and incompatible elements. The Jatulian volcanic rocks are characterized by the Fenner tendency of fractionation with Fe and Ti enrichment. Some geochemical signatures of the Jatulian igneous rocks attribute them to contamination with continental crust. According to model calculations parental magma of early Jatulian volcanic stage was formed with 10% melting of garnet peridotite and assimilated ~ 20% of Archaean crust. The Middle and latter Jatulian parental magmas were generated with 30–35% melting of the source area in the field of spinel stability. Ratio of crust contamination in this case compiled ~ 10%. The revealed regularities of Jatulian volcanic complex magmatic evolution are adequate to the model of polystage adiabatic melting of plume at decreasing of the depth of magma generation.

Литература

1. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979.
2. Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983.
3. Геология Карелии / Под ред. В. А. Соколова. М., 1978.
4. Металлогения Карелии / Под ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск, 1999.
5. Campbell I. H., Griffiths R. W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 99.
6. Грачев А. Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // *Физика Земли.* 2000. № 4.
7. Ojakangas R. W., Marmo J. S., Heiskanen K. I. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian Supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // *Sediment. Geol.* 2001. Vol. 141. 8. Melezhik V. A., Fallick A. E., Makarikhin V. V., Lyubtsov V. V. Links between Palaeoproterozoic palaeogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 1997. Vol. 82.
9. Светов С. А., Голубев А. И. Изверженные породы заонежского вулканического комплекса // *Докл. АН СССР.* 1975. Т. 225, № 1.
10. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб., 1993.
11. Nironen M. The Svecofennian orogen: a tectonic model // *Precambrian Res.* 1997. Vol. 86.
12. Melezhik V. A., Sturt B. A. The largest Early Proterozoic greenstone belt in the northeastern Fennoscandian Shield: palaeotectonic significance // *Geology of the eastern Finmark — western Kola Peninsula region* / Eds. D. Roberts, O. Nordgulen. Spec. Publ. Trondheim. 1995.
13. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., 1963.
14. Дмитриев Ю. И., Богатиков О. А. Траппы Эмейшань (платформа Янцзы) — индикаторы геодинамической обстановки прерванного океанообразования? // *Петрология.* 1996. Т. 4, № 4.
15. Вяйрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии / Пер. с англ.; Под ред. Л. Я. Харитонова. М., 1959.
16. Simonen A. The Precambrian in Finland // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1980. Vol. 304.
17. Пухтель И. С., Богатиков О. А., Куликов В. В., Журавлев Д. З. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // *Петрология.* 1995. Т. 3, № 4.
18. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рыласев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970.
19. Svetov A. P. The Jatulian volcanism of Karelia // *Jatulian geology in the eastern part of the Baltic Shield* / Ed. A. Silvinoineen. Rovaniemi, 1980.
20. Путеводитель геологических экскурсий по Карелии международной конференции «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия» / Под ред. А. И. Голубева. Петрозаводск, 1997.
21. Vuollo J., Piirainen T. The 2,2 Ga old Koli layered sill: The low Al tholeiitic (karjalitic) magma type and its differentiation in northern Karelia, eastern Finland // *Geol. Foren. Stockholm Forh.* 1992. Vol. 114.
22. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация // *Избр. труды:* В 4 т. М., 1952—1955. Т. 3. 23. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.; Л., 1935.
24. Елисеев Н. А. Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья озера Сегозеро // *Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт.* 1928. Т. VIII, вып. 1.
25. Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах // *Зап. Рос. минералогич. об-ва.* 1928. Ч. 57, вып. 1.
26. Eskola P. On the petrology of Eastern Fennoscandia. 1. Mineral development of basic rocks in the Karelian formations // *Pennia.* 1925. Vol. 45 (19).
27. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Пер. с англ.; Под ред. С. В. Ефремовой. М., 1997.
28. Сереброва Е. Л., Филиппов Н. Б., Губко М. Г., Франк-Каменецкий Д. А. Платино- и золотометалльная минерализация в титаномагнетитовых габбро-диабазх Карелии // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география.* 1995. Вып. 1 (№ 7).
29. Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare Earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, 1984.
30. Hart S. R., Zindler A. In search of a bulk-earth composition // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 57.
31. Hofmann A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90.
32. Middlemost E. A. K. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks // *Chem. Geol.* 1989. Vol. 77.
33. Hughes G. J. Spilites, keratophyres and the igneous spectrum // *Geol. Mag.* 1973. Vol. 109.
34. Davis D. W., Blackburn W. N., Brown W. R., Ehmman W. D. Trace element geochemistry and origin of late Precambrian — early Cambrian Catocctin greenstones of the Appalachian Mountains // *Calif. Rep. Univ. California at Davies.* 1978. Unpubl.
35. Богатиков О. А., Косарева Л. В. Средние химические составы магматических горных пород. М., 1987.
36. Irvn T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8.
37. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. О. А. Богатикова. М., 1985.
38. Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // *Copntrib. Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 104.
39. Wooden J. L., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al. Isotopic and trace-elements on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. Vol. 57.
40. Соболев В. С. Петрология траппов // *Избр. труды* / Под ред. В. В. Золотухина. Новосибирск, 1986.
41. Gorbachev N. S., Fedorenko V. A., Doherty W. Remobi-

lization of the continental lithosphere by a mantle plume: major, trace-element, and Sr-, Nd- and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 114. **42.** *Arndt N. T., Czamanske G. K., Wooden J. L., Fedorenko V. A.* Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism // *Tectonophysics.* 1993. Vol. 223. **43.** *Duncan A. R., Erlank A. J., Marsh J. S.* Regional geochemistry of the Karoo Igneous Province // *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 1984. Vol. 13. **44.** *Mahoney J. J., Macdougall J. D., Lugmair G. W.* et al. Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkalic lavas: a case study from the northern Deccan Plateau, India // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 60. **45.** *Hawkesworth C. J., Mantovani M., Peate D.* Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism // *J. Petrol. Spec. Lithosphere Issue.* 1988. **46.** *Anderson D. L.* The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 123. **47.** *Gallagher K., Hawkesworth C.* Dehydration melting and the generation of continental flood basalts // *Nature.* 1992. Vol. 84. **48.** *Ellam R. M., Cox K. G.* An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 105. **49.** *Ellam R. M., Carlson R. W., Shirey S. B.* Evidence from Re-Os isotopes for plume-lithosphere mixing in Karoo flood basalt genesis // *Nature.* 1992. Vol. 359. **50.** *Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb, and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 90. **51.** *Vuollo J. I., Pääriänen T. A., Huhma H.* Two Proterozoic tholeiitic diabase dike swarms of the Koli-Kaltimo area, eastern Finland — their geological significance // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1992. Vol. 393. **52.** *Nyrkanen V. M., Vuollo J. I., Lippo J. P., Pääriänen T. A.* Transitional (2,1 Ga) Fe-tholeiitic — tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // *Precambrian Res.* 1994. Vol. 70. **53.** *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы / Пер. с англ.; Под ред. А. А. Кадика. М., 1979. **54.** *Eggler D. N.* Carbonatites, primary melts and mantle dynamics // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. London, 1989. **55.** *Cox K. G.* A model for continental flood volcanism // *J. Petrol.* 1980. Vol. 56. **56.** *Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites* / Ed. R. S. Thore. Chichester, 1982. **57.** *Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, UK, 1993. **58.** *Тейлор С. Р., Мак-Ленан С. М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция / Пер. с англ.; Под ред Л. С. Бородина. М., 1988. **59.** *Rudnick R. L.* Making continental crust // *Nature.* 1995. Vol. 378. **60.** *McKenzie D., Bickle M. J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. **61.** *Ellam R. M.* Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // *Geology.* 1992. Vol. 20. **62.** *Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F.* et al. Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eoian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 74. **63.** *Светов А. И., Свириденко Л. П., Иващенко В. И.* Вулкано-плутанизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. **64.** *Ivanikov V., Philippov N., Beljatsky B.* Geochemistry of the metavolcanic rock from the Ladoga region: evidence for an Early Proterozoic oceanic crust // *Generation and emplacement of ophiolites through time. International ophiolite symposium and field excursion, August 10–15, 1998, Oulu, Finland* / Ed. E. Hanski, E. Vuolo. *Geol. Surv. Finl. Spec. Paper.* 1998. Vol. 26.

Статья поступила в редакцию 1 апреля 2002 г.