

УДК 552.321.5(470.21)

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ В ЗОНЕ КОНТАКТА УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНЧЕГОРСКИЙ И ГЛАВНОГО ХРЕБТА (УЧАСТОК “ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ”, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2012 г. Т. В. Рундквист, П. В. Припачкин, Р. А. Гребнев

Геологический институт Кольского научного центра РАН
184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14
E-mail: rund@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 07.12.2011 г.

В зоне сочленения крупных нижнепротерозойских ультрамафит-мафитовых интрузий – Мончегорского расслоенного комплекса и комплекса Главного хребта (Кольский п-ов), в пределах детального участка изучен контакт метагабброноритов и метапироксенитов, считавшихся ранее членами разреза Южносопчинского расслоенного массива. В результате полевых наблюдений, петрографических и геохимических исследований высказано предположение о магматическом характере контакта между метагабброноритами и метапироксенитами, а также о принадлежности данных пород к различным интрузивным образованиям: метагабброноритов – к комплексу Главного хребта, а метапироксенитов – к Мончегорскому расслоенному комплексу.

Ключевые слова: *расслоенные интрузии, метапироксениты, метагаббронориты, магматический контакт.*

ВВЕДЕНИЕ

Участок “Южносопчинский”, в пределах которого обнажаются породы одноименного массива основных пород, находится в области контактирования интрузий Главного хребта и Мончеплутона (Мончегорский расслоенный комплекс). Мончеплутон и комплекс Главного хребта, расположенные в центральной части Кольского полуострова, являются одними из крупнейших раннепротерозойских интрузивных расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Фенноскандинавского щита. Геологические исследования в этом районе начались с 1930-х гг. когда в пределах Мончеплутона была выявлена сульфидная медно-никелевая минерализация. Здесь работали такие выдающиеся ученые-геологи как В.К. Котульский, З.А. Образцова, Н.А. Елисеев, Э.Н. Елисеев, Е.К. Козлов, Т.Н. Иванова, Б.А. Юдин, В.А. Маслеников, В.Н. Соколова, В.С. Докучаева и мн. др. Многие важные вопросы, касающиеся геологического строения, состава и генезиса Мончегорского расслоенного комплекса и комплекса Главного хребта, рассмотрены в работах Е.В. Шаркова, В.Ф. Смолькина, Т.Л. Гроховской, Ю.Н. Нерадовского, В.В. Чашина, Т.Б. Баяновой и др. Картирование этих интрузивов, а также поисковые и разведочные работы в их пределах выполнялись

различными производственными геологическими организациями (ОАО МГРЭ, ОАО ЦКЭ, ООО “Печенгагеология” и др.) под руководством С.М. Рутштейна, В.В. Шолохнева, Е.П. Шелепиной, В.Н. Климентьева, В.С. Войтеховича, Г.Ф. Бакаева, В.Н. Иванченко и др. В результате этих работ к настоящему времени геологическое строение Мончеплутона и интрузий Главного хребта достаточно хорошо изучено, а в слагающих их массивах установлен целый ряд хромитовых, сульфидных медно-никелевых и связанных с ними платинометалльных месторождений.

В 2010 г. авторы изучали геологическое строение юго-восточной части Мончегорского расслоенного комплекса. В ходе полевых работ на участке “Южносопчинский” в коренных обнажениях и близкоренных глыбах были обнаружены две разновидности метамифитов, контактирующие между собой с образованием хлоритовых оторочек. Поскольку непосредственный контакт докембрийских интрузивных тел удается наблюдать достаточно редко, его изучение требовало более пристального внимания. Поэтому в 2011 г. силами сотрудников ГИ КНЦ РАН вблизи коренного обнажения были проведены горные работы (расчистки), после которых детальные участки были закартированы и опробованы. Результаты обработки и интерпретации этих данных представлены в настоящей работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАССИВА И ОКРУЖАЮЩИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Как упоминалось выше, Южносопчинский массив (ЮСМ) расположен в центральной части Кольского полуострова, в зоне сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов – Мончеплутона и Мончетундровской интрузии (МИ), принадлежащей к комплексу Главного хребта.

Мончеплутон состоящий из нескольких тектонических блоков, смещенных относительно друг дру-

га, имеет в плане серпообразную форму и подразделяется на субмеридиональную (массив Ниттис-Кумужья-Травяная) и субширотную (массивы Сопча, Нюд-Поаз, Вурэчуайвенч) ветви (рис. 1, врезка). Субмеридиональная ветвь сложена преимущественно перидотитами и пироксенитами. В массиве Сопча распространены ортопироксениты, в верхней части его разреза локализован тонкорасслоенный “пласт 330” (пироксениты, гарцбургиты, дуниты) с сульфидной медно-никелевой и платинометальной минерализацией. Массив Нюд-Поаз сложен норитами, среди которых выделяется “критический горизонт” (оливиновые габбронориты, микронориты, глинозе-

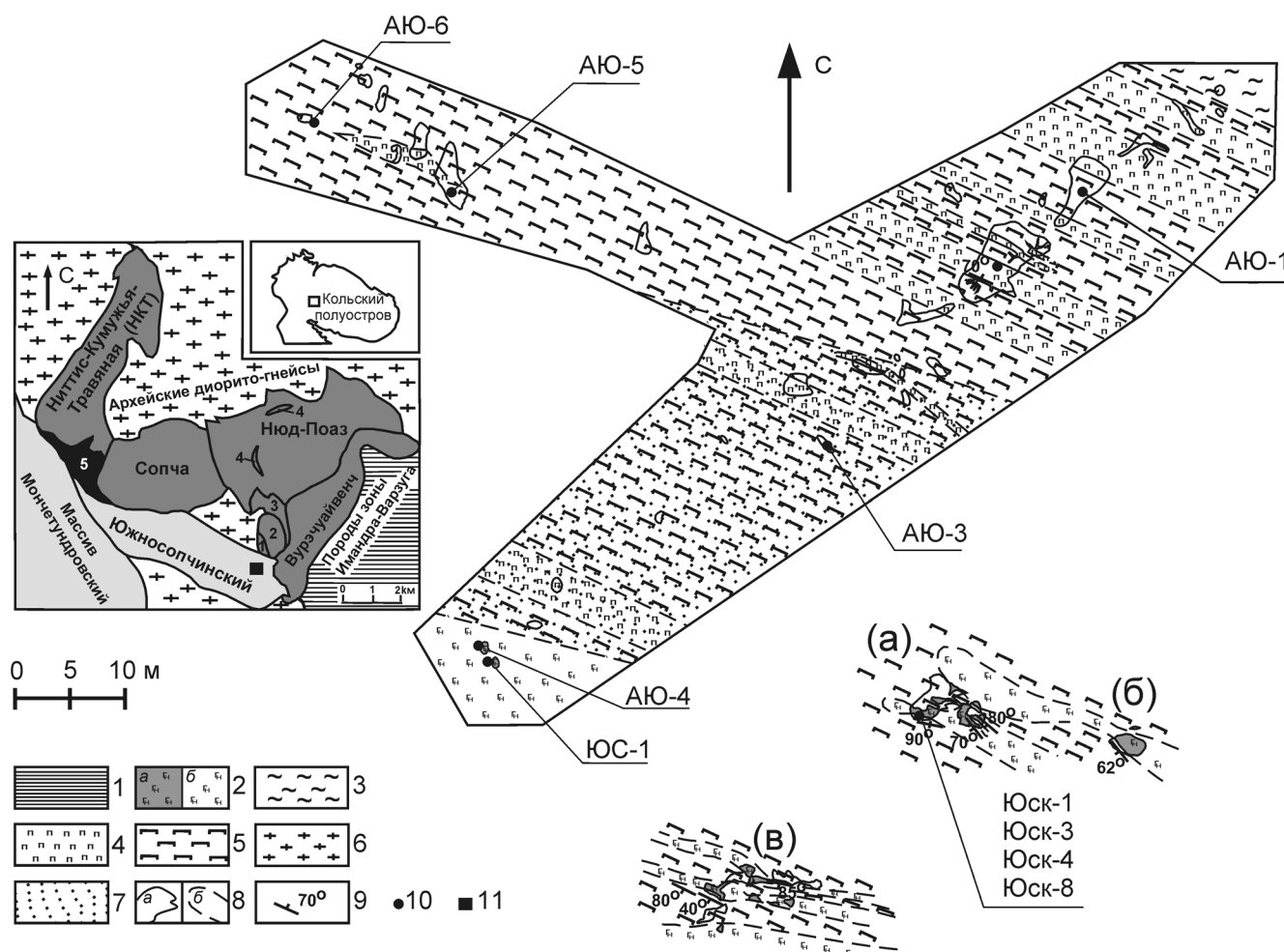


Рис. 1. Схематическая геологическая карта детального участка в восточной части массива Южносопчинский. На врезке – схема геологического строения Мончегорского рудного узла.

1 – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга (на врезке); 2 – крупнозернистые мезократовые габбронориты: а – установленные в коренном залегании, б – предполагаемые площади распространения; 3 – плагиоклаз-амфиболовые породы по мафитам; 4 – породы жильного комплекса (ортопироксеновые, ортопироксен-плагиоклазовые, плагиоклаз-амфиболовые и пр. жилы); 5 – средне- мелкозернистые метапироксениты; 6 – диорито-гнейсы архейского основания (на врезке); 7 – зона интенсивного рассланцевания и амфиболизации; 8 – геологические границы: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 9 – элементы залегания плоскости контакта; 10 – точки отбора штучных проб и их номера; 11 – местоположение детального участка (на врезке). Схемы геологического строения расчисток (а), (в) и близкоренной глыбы (б) представлены на рис. 2.

На врезке цифрами обозначены: 1 – участок Морозовское озеро, 2 – тектонический блок Верхний Нюд, 3 – массив Габбро десятой аномалии (Габбро-10), 4 – выходы пород Критического горизонта Нюда (КГН), 5 – Дунитовый блок.

мистые роговики, пегматиты норитового состава), в пределах массива Вурэчуайвенч развиты метагаббронориты и анортозитовые линзы, сопровождающиеся сульфидным медно-никелевым и платинометальным оруденением рифового типа.

Комплекс Главного хребта расположен к западу от Мончегорского расслоенного комплекса и, помимо МИ, включает в свой состав массивы Чуна и Волчьих тундр. В его вертикальном разрезе выделяется три зоны (сверху вниз): 1) крупнозернистых габбронорит-анортозитов, 2) трахитоидных габбронорит-анортозитов и 3) габброноритов [13]. Большинство исследователей в настоящее время полагают, что комплекс Главного хребта первоначально представлял собой дифференцированное лополитообразное тело ультраосновных пород [8], впоследствии раздробленное на три крупных тектонических блока, представленных на современном эрозионном срезе МИ и массивами Чуна- и Волчьих тундр [13].

ЮСМ простирается на 10 км в северо-западном направлении и, по данным бурения, погружается на юго-запад под углом около 60°. С юго-запада ЮСМ граничит с образованиями нижнепротерозойского комплекса г. Арваренч, с северо-востока контактирует с архейскими диорито-гнейсами вежундровского комплекса, а с севера – с нижнепротерозойскими породами Мончеплутона. Норитовое тело на участке “Южносопчинский” было выявлено Ф.И. Свияжениновым и В.В. Шолохневым в 1957–58 гг. в ходе геолого-геофизических работ Мончегорской экспедиции. В результате поисковых работ на медно-никелевые руды, проводившихся в 1963–73 гг. под руководством В.В. Шолохнева и Х.Т. Шляховой в норитах и полевошпатовых пироксенитах участка была обнаружена сульфидная минерализация. Н.Г. Добрыниной и др. (1970 г.), В.В. Шолохневым и И.В. Поляковым (1998 г.) было показано, что в юго-западной и центральной частях участка развиты метагаббро и метагаббронориты, а в северо-восточной – нориты, пироксениты и перидотиты. Исходя из этих наблюдений, была высказана точка зрения, что в породах ЮСМ наблюдается расслоенность: верхняя (южная) часть массива сложена габброноритами нижняя (северная) – норитами, пироксенитами и перидотитами. На западном фланге ЮСМ выделяется так называемая “Восточно-Мончетундровская зона” – сложно построенный участок в пределах Мончетундровского глубинного разлома, образованный тектоническими пластинами пород МИ, варьирующими по составу от дунитов до габбро и осложненный тектоникой субширотного и меридионального направлений (В.С. Войтехович и др., 2002 г.).

Т.Л. Гроховская и соавторы [3] полагали, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы ЮСМ близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ультраосновной зон

центральной части МИ и могут быть фрагментами последней. С другой стороны, существует мнение, что образование ЮСМ может быть связано с завершающей магматической фазой формирования Мончеплутона [4]. Изучение геологии ЮСМ в значительной степени осложняется тем, что его породы сильно метаморфизованы и брекчированы.

Тем не менее, интерес к изучению ЮСМ не ослабевает в связи с тем, что в конце 90-х гг. XX в. в его северо-восточной части поисковыми работами ОАО Центрально-Кольская экспедиция (ОАО ЦКЭ) была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью (так называемая “Южносопчинская рудная зона”). Содержания суммы элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в метаморфизованных габброноритах, норитах и пироксенитах составляют в среднем около 2–3 г/т и фиксируются в протяженных зонах мощностью до 10 м. Более высокие содержания (сумма ЭПГ + Au – 6–8 г/т) установлены в отдельных штучных пробах и интервалах, не превышающих мощности 0.5–1.0 м [3]. Согласно недавним исследованиям в пределах “Южносопчинской рудной зоны”, содержание Pt варьирует от 0.3–1.71 до 9 г/т, а Pd – от 0.71–4.25 до 9 г/т [4]. Главные рудные минералы, по данным Т.Л. Гроховской [3], представлены электрумом, котульскимитом, меренскимитом, сперрилитом, палладий-содержащим кобальтином. Ю.Н. Нерадовский [8] отмечает широкое развитие на участке “Южносопчинский” арсенидов и сульфоарсенидов благородных металлов. Нашими исследованиями здесь также было установлено наличие ЭПГ-оруденения и показана его связь с плагиоклаз-пироксенитовыми жилами в метапироксенитах [10].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ 2011 г. нами были составлены крупномасштабные геологические схемы детальных участков в зоне предполагаемого контакта Мончеплутона и МИ, выполнен отбор штучных образцов и сколков для изготовления прозрачных шлифов. Непосредственно из зоны контакта была выпилена бороздовая проба Y-1-10, захватившая контактирующие породы. В дальнейшем проба была разделена на фрагменты, которые были проанализированы. Анализ петрогенных компонентов (полный силикатный анализ) выполнен в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Для определения компонентов применялись следующие методы: атомно-абсорбционный пламенный (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Cr, V); эмиссионный пламенный (K, Na); фотоколориметрический: (Ti, P); ионометрический (F, Cl); весовой (H_2O^+ , H_2O^-); объемный (CO_2 , FeO). Аналитики: Л.И. Константинова, Л.Г. Балашова, Г.Г. Гулюта, Н.Д. Евдокимова, А.В. Сартасова, М.Г. Тимофеева.

Отобранные образцы были также проанализированы на Pd, Pt, Rh, Au, Ni, Cu, Co и S в лаборатории анализа благородных металлов ГИ КНЦ РАН. Для определения Pt, Pd, Rh и Au применялся атомно-абсорбционный метод с предварительным концентрированием алкиланилином и сульфидами нефти. Содержания Ni, Cu и Co определены атомно-абсорбционным пламенным методом, содержание серы определено весовым методом. Аналитики: Л.В. Филиппычева, Т.В. Ивонина, Е.В. Исаева, И.Б. Каранова, Т.Л. Ефимова.

Наиболее представительные образцы из коллекций проанализированы на редкие и рассеянные элементы в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) методом ICP-MS, аналитик Д.В. Киселева.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮСМ В ПРЕДЕЛАХ ДЕТАЛЬНОГО УЧАСТКА

В ходе полевых работ 2009–2011 гг. нами были исследованы взаимоотношения породных разновидностей на детальном участке (рис. 1), расположенном в восточной части ЮСМ. Здесь в пределах расчистки и канавы, пройденных ОАО ЦКЭ в 2000–2001 гг., в многочисленных мелких коренных выходах и в двух расчистках, выполненных ГИ КНЦ РАН в 2011 г., удалось проследить относительные возрастные взаимоотношения нескольких разновидностей метабазитов, слагающих ЮСМ.

В центральной части расчистки ОАО ЦКЭ находится наиболее крупное обнажение в виде невысокого скального выхода длиной восемь метров и шириной до пяти метров. Скальный выход образован средне- мелкозернистыми метапироксенитами, представляющими собой породу темно-серого цвета, массивной текстуры. При петрографических исследованиях установлено, что первично-магматические минералы (пироксены, плагиоклаз) интенсивно замещены постмагматическими (амфиболами, тальком, хлоритом, минералами группы эпидота), реликтовая гипидиоморфнозернистая структура магматической породы во многих случаях видна достаточно отчетливо. От 40 до 60% объема породы составляют полные тальк-амфиболовые псевдоморфозы по ромбическому пироксену, имеющие короткопризматическую форму и размер от 0.5 до 5 мм. Межзерновое пространство заполнено тонкозернистым эпидот-хлоритовым агрегатом, внутри которого сохранились многочисленные реликтовые участки бурого основного плагиоклаза. В ряде случаев порода также содержит крупные (до 10 мм) ойкокристаллы моноклинного пироксена, частично или полностью замещенного амфиболом. На выветрелой поверхности ойкокристаллы моноклинного пироксена отчетливо выделяются, образуя скопления и неясно выраженные слои. Со-

держание моноклинного пироксена достигает 25% объема породы.

Расслоенность в этих породах (чередование слоев метапироксенитов, содержащих и не содержащих моноклинный пироксен) выражена слабо. Слои имеют общее северо-западное простирание. Ойкокристаллы моноклинного пироксена заключают в себе мелкие измененные зерна ромбического пироксена. Таким образом, породы представляют собой ортопироксеновый кумулат с интеркумуляусными плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В метапироксенитах присутствуют единичные выделения сульфидов. Сульфидное вещество ассоциирует с шестовидными кристаллами амфибола, заполняя пространство между ними. В южной части детального участка, в зоне тектонической переработки пород, метапироксениты рассланцованы, еще более интенсивно амфиболизированы, первичная структура породы затухевана.

Метапироксениты пересечены плагиоклаз-пироксеновыми жилами, видимая мощность наиболее крупной из которых достигает двух метров. Мощные жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение – от 70° на СВ до субвертикального, занимая, в целом, субсогласное положение по отношению к расслоенности метапироксенитов. В то же время, многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменчив – от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового; общим для всех типов жил является присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные жилы в центральной части детального участка сложены черной на сколе, с зеленоватым оттенком, крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и мелкая сульфидная вкрапленность. Сохранение магнетита и сульфидов изменчиво – от единичных зерен до 3% объема породы. Наши исследования показали, что с жилами магнетит-плагиоклаз-пироксенового состава, залегающими в метапироксенитах, связана сульфидная и платинометальная минерализация [10]. Необходимо подчеркнуть, что еще на схематической геологической карте массива Нюд-Поаз, выполненной в Мурманской экспедиции в 1972 г. (ответственный исполнитель В.В. Шолохнев) в пределах ЮСМ были показаны пироксенитовые жилы, но в дальнейшем платинометальное оруденение ошибочно было отнесено к рифовому типу, приуроченному к зоне переслаивания пироксенитов и норитов.

Далее в направлении к юго-востоку расчисткой вскрыта субширотная тектоническая зона, в пределах которой породы интенсивно метаморфизованы и рассланцованы. В тектонической зоне мате-

риал жил приобретает облик амфиболовой породы со сланцеватой текстурой, сложенной зеленой роговой обманкой, кварцем, магнетитом и сульфидами, распределенными в виде мелкой вкрапленности.

В юго-западном конце расчистки обнажается небольшой коренной выход и близкоренные глыбовые развалы крупнозернистых мезократовых габброноритов. Данные породы являются наиболее распространенной разновидностью пород ЮСМ.

На склоне холма, к востоку от расчистки ОАО ЦКЭ, находится ряд небольших коренных обнажений, сложенных как пироксенитами и метапироксенитами, так и крупнозернистыми габброноритами и метагабброноритами.

На рис. 2 представлены планы двух расчисток (рис. 2а, в), выполненных сотрудниками ГИ КНЦ РАН и одной крупной глыбы в близкоренном залегании (рис. 2б), где был обнаружен непосредственный контакт метапироксенитов и крупнозернистых габброноритов (рис. 3а, б). Линия контакта имеет сложную форму, с изгибами и узкими заливами (рис. 3в, г). Отдельные участки неправильной формы, сложенные метапироксенитами, залегающие

среди габброноритов, обрамленные хлоритовой оторочкой, вероятно, являются обломками магматической брекчии. Углы залегания плоскости контакта двух пород сильно меняются, но преобладают углы 70–90°. Пироксениты вблизи контакта переработаны в хлорит-актинолит-тальковую породу (рис. 4а), содержащую отдельные игольчатые кристаллы куммингтонита (рис. 4б) и тонкую магнетитовую сыпь. Порода интенсивно рассланцована, направление сланцеватости согласуется с плоскостью контакта.

Непосредственно в зоне контакта со стороны пироксенита наблюдается актинолит-хлоритовая оторочка мощностью 1–2 см. Со стороны крупнозернистого габбронорита на контакте имеется оторочка мощностью 2–8 см, которая отчетливо выделяется на выветрелой поверхности обнажений ярким фисташково-зеленым цветом. Данная оторочка состоит из тонкочешуйчатого хлорита, в массе которого содержатся отдельные крупные скелетные кристаллы титаномagnetита (рис. 4в, г). Зона контакта в некоторых случаях подчеркнута трещинами (рис. 3в), а иногда представляет собой моно-

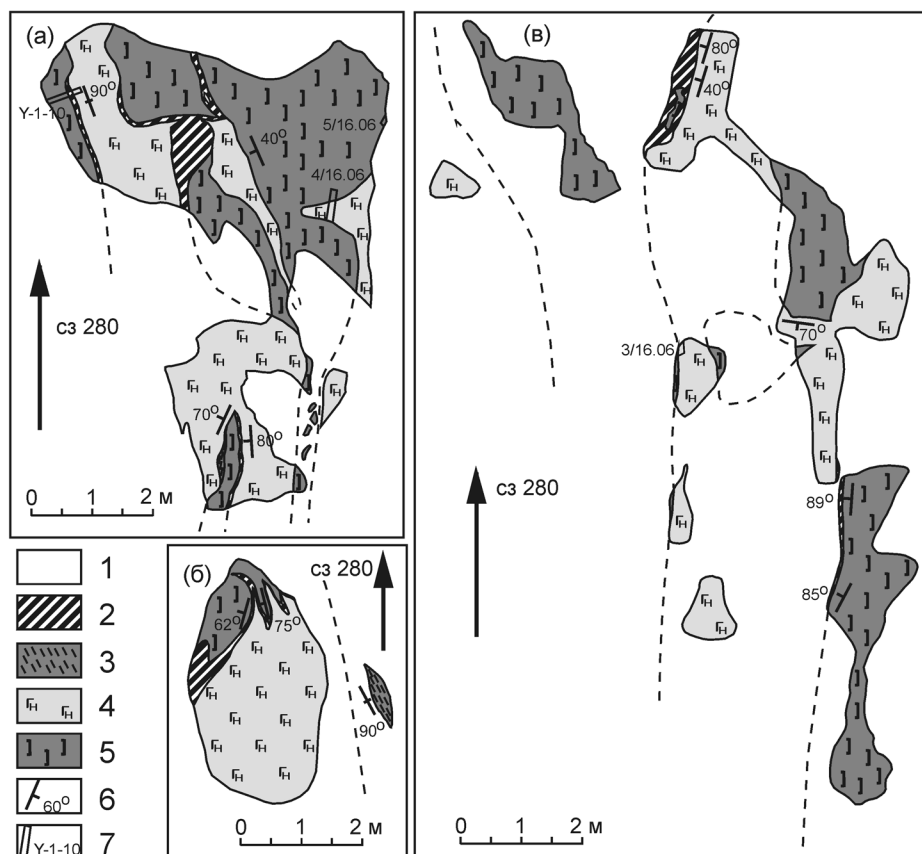


Рис. 2. Схемы геологического строения расчисток и близкоренной глыбы на детальном участке.

1 – четвертичные отложения, 2 – контактовые оторочки преимущественно хлоритового состава, 3 – сильно рассланцованные средне- мелкозернистые метапироксениты, 4 – крупнозернистые мезократовые метагаббронориты, 5 – средне- мелкозернистые метапироксениты, 6 – элементы залегания плоскости контакта, 7 – места отбора бороздовых проб и их номера.

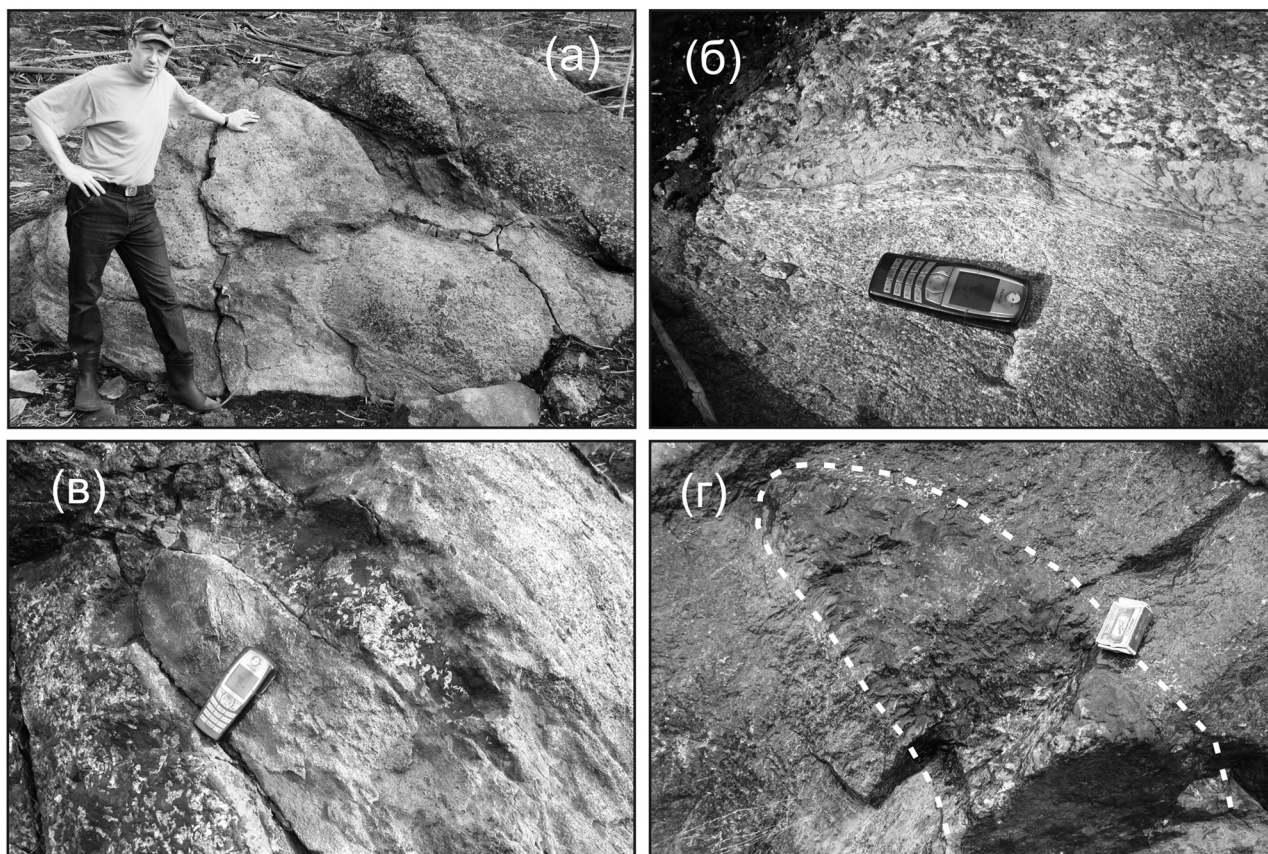


Рис. 3. Морфология зоны контакта.

а – общий вид зоны контакта в близкоренной глыбе (б) (рис. 1, 2), темная порода в правой верхней части снимка – крупнозернистый мезократовый метагаббронорит, светлая порода – средне- мелкозернистый метапироксенит; б – контактовая зона в западной части расчистки (а), место отбора бороздовой пробы Y-1-10 (см. рис. 6); в – сложная форма контакта в близкоренной глыбе (б); г – апофиза крупнозернистого мезократового метагаббронорита в средне- мелкозернистом метапироксените.

лит (рис. 3б, г). За пределами оторочки располагается сильноизмененный, крупнозернистый габбронорит, в составе которого пироксены полностью замещены актинолитом, роговой обманкой и отдельными чешуйками биотита, кристаллы плагиоклаза также частично амфиболизированы, а характерные скелетные кристаллы титаномагнетита частично замещены титанитом (рис. 4д, е).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ ЗОНЫ КОНТАКТА И ЗА ЕЕ ПРЕДЕЛАМИ

Метапироксениты на удалении от зоны контакта были опробованы бороздовыми пробами АЮ-1, АЮ-3, АЮ-5, АЮ-6, места отбора которых показаны на рис. 1. Бороздовые пробы крупнозернистых метагабброноритов Y-3-10, Y-4-10 и Y-5-10 были отобраны на удалении от контакта в южном направлении, на расстоянии, соответственно, 50, 100 и 150 м.

Штуфные пробы ЮС-1 и АЮ-4 представлены крупнозернистыми габброноритами, отобранными на расстоянии предположительно 1–2 метра от контакта с метапироксенитами (рис. 1). Пробы Юск-1, Юск-3, Юск-4 (метапироксениты) и Юск-8 (крупнозернистый габбронорит) были выпилены непосредственно из зоны контакта (рис. 2а).

Анализ распределения петрогенных компонентов в изученных породных разновидностях показывает, что крупнозернистые метагаббронориты вблизи зоны контакта обогащены TiO_2 , V_2O_5 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , K_2O и Cl и, соответственно, обеднены CaO (табл. 1 и рис. 5б–е).

Сравнение состава метапироксенитов вблизи контакта и на удалении от него показало обеднение приконтактных метапироксенитов FeO , Na_2O и K_2O , значительные вариации по содержанию в них Fe_2O_3 , повышение содержания MgO и потерь при прокаливании (п.п.п.). Эти данные хорошо согласуются с петрографическими наблюдениями, которые свидетельствуют о массовой хлоритизации

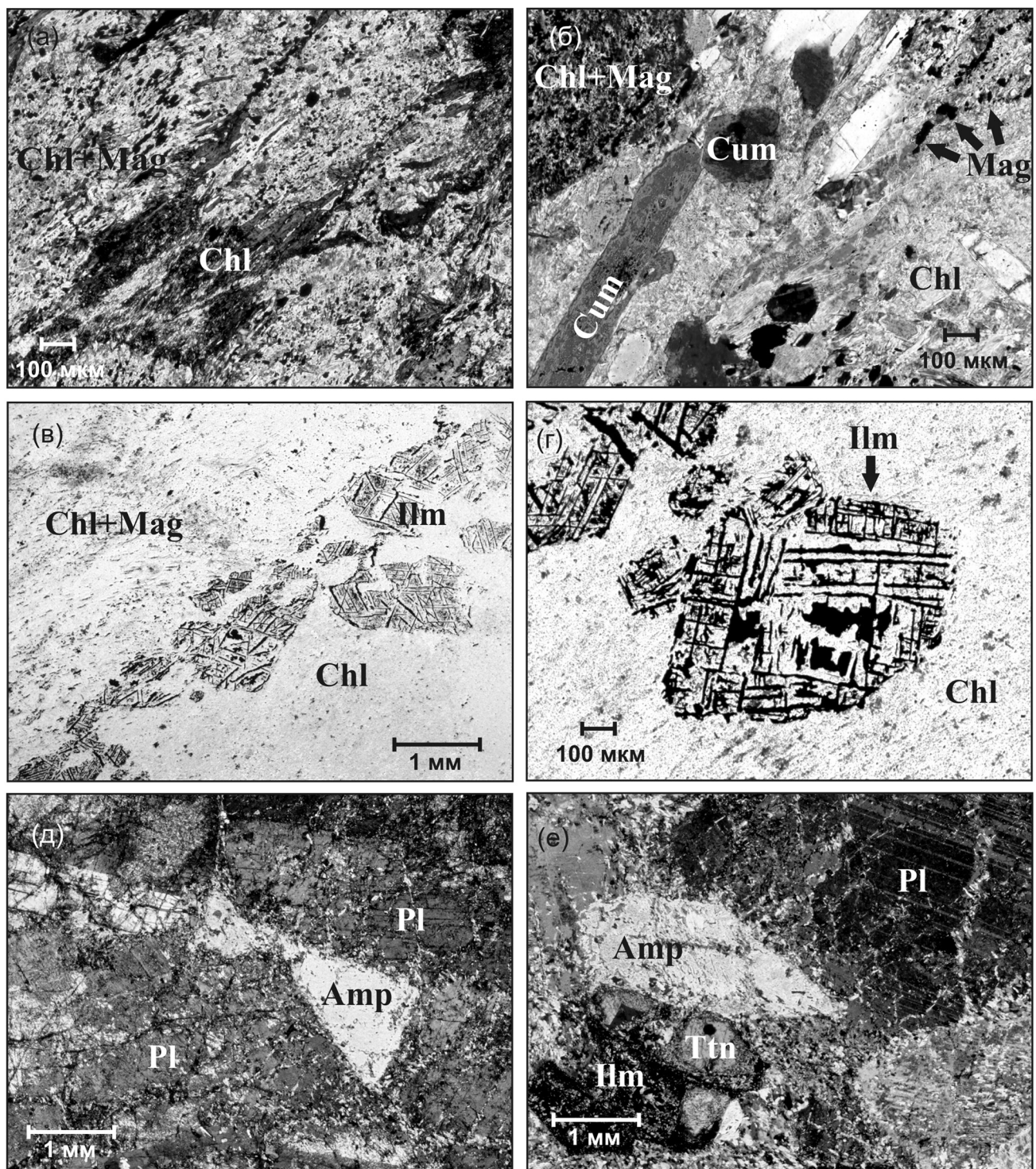


Рис. 4. Морфологические особенности пород из зоны контакта, фото прозрачных шлифов.

а – рассланцованный, полностью хлоритизированный метапироксенит, шлиф 1, николи скрещены; б – хлоритовая порода с включениями кристаллов куммингтонита и магнетита, шлиф 3, николи скрещены; в – линия контакта метапироксенита (левая верхняя часть снимка) и хлоритовой оторочки (правая нижняя часть снимка), подчеркнутая цепочкой скелетных кристаллов ильменита, шлиф 4а, без анализатора; г – скелетные кристаллы ильменита в хлоритовой контактовой оторочке, шлиф 4а, без анализатора; д – амфиболизированный крупнозернистый мезократовый габбронорит, шлиф 7, николи скрещены; е – амфиболизированный крупнозернистый мезократовый габбронорит с выделением ильменита, частично замещенного титанитом, шлиф 9, николи скрещены. Шлифы изготовлены из фрагментов пробы Y-1-10 (рис. 3, 6), номера шлифов соответствуют точкам на образце, показанным на рис. 6.

Таблица 1. Состав пород участка Южносопчинский

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Y-5-10	Y-4-10	Y-3-10	ЮС-1	АЮ-4	Юск-8	Юск-4	Юск-3	Юск-1	АЮ-3	АЮ-5	АЮ-1	АЮ-6
SiO ₂	50.83	51.29	51.82	50.68	49.59	49.81	50.75	52.29	49.56	50.61	52.48	52.16	50.89
TiO ₂	0.31	0.44	0.28	0.85	0.77	1.01	0.37	0.16	0.17	0.22	0.20	0.22	0.21
Al ₂ O ₃	20.44	19.71	19.52	17.12	18.70	16.73	4.01	4.06	3.69	5.80	7.45	6.80	6.44
Cr ₂ O ₃	0.015	0.015	0.006	<0.005	<0.005	0.006	0.15	0.25	0.12	0.18	0.21	0.16	0.16
V ₂ O ₅	0.036	<0.025	0.037	0.11	0.11	0.10	0.086	0.038	<0.025	0.059	<0.025	0.043	0.048
Fe ₂ O ₃	2.09	2.38	1.75	3.24	2.54	2.62	1.87	2.20	7.32	2.63	1.55	2.06	1.91
FeO	4.28	4.24	4.78	8.61	7.83	8.24	4.92	4.23	4.82	9.74	7.84	8.51	10.84
MnO	0.091	0.083	0.094	0.16	0.13	0.17	0.16	0.12	0.071	0.19	0.15	0.16	0.18
MgO	4.63	4.25	5.08	4.77	3.78	4.57	22.01	24.11	24.06	18.43	19.17	18.41	18.70
CaO	12.16	13.30	12.20	10.05	11.24	10.34	9.68	5.79	2.98	5.97	6.11	5.68	4.72
Na ₂ O	2.68	2.17	2.42	2.22	2.78	3.00	0.060	0.050	0.057	0.52	0.63	0.55	0.49
K ₂ O	0.25	0.15	0.17	0.38	0.38	0.55	0.010	0.007	0.007	0.053	0.13	0.11	0.082
H ₂ O	0.12	0.10	0.08	0.19	0.17	0.20	0.32	0.36	0.41	0.28	0.28	0.34	0.22
п.п.п.	1.76	1.56	1.32	0.63	1.64	2.31	5.32	6.04	6.00	4.82	3.27	4.05	4.08
P ₂ O ₅	0.02	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
F	0.006	0.006	0.006	0.013	0.016	0.005	0.008	0.006	0.006	0.008	0.005	0.005	0.006
Cl	0.025	0.025	0.017	0.22	0.25	0.33	0.015	0.017	0.012	0.018	0.032	0.027	0.059
Cu	<0.01	0.013	0.013	0.03	0.034	0.012	<0.01	<0.01	0.041	0.026	0.021	0.056	0.085
Ni	0.013	0.012	0.014	0.01	0.012	0.017	0.12	0.13	0.16	0.10	0.053	0.12	0.12
Co	<0.01	<0.01	<0.01	0.008	0.012	0.013	0.014	0.041	0.011	0.012	0.010	<0.01	0.011
CO ₂	0.12	<0.10	0.15	0.20	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.13	<0.10	0.26	0.19	0.38
S _{общ}	0.06	0.04	0.07	0.03	0.06	0.02	0.04	0.01	0.04	0.06	0.07	0.06	0.11
Сумма	99.90	99.77	99.80	99.54	99.78	99.75	99.89	99.86	99.65	99.70	99.88	99.68	99.68
Pt	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.026	0.02	0.022	0.030	0.02
Pd	<0.004	<0.004	<0.004	0.005	<0.004	<0.004	0.038	0.055	0.12	0.10	0.056	0.11	0.26
Rh	не обн.	не обн.	не обн.	<0.004	не обн.	не обн.	не обн.	<0.004	0.004	0.004	<0.004	0.006	<0.004
Au	0.004	0.004	0.005	0.004	0.010	0.008	0.004	0.010	0.036	0.018	0.009	0.020	0.014
Ru	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Ir	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Примечание. SiO₂–S_{общ} – мас. %; Pt–Ir – г/г; 1–3 – крупнозернистые мезократовые метагаббронориты вдали от контакта с метапироксенитами; 4–6 – крупнозернистые мезократовые метагаббронориты вблизи от контакта с метапироксенитами; 7–9 – приконтактовые метапироксениты; 10–13 – средне- мелкозернистые метапироксениты вдали от контакта с метагабброноритом.

приконтактовых метапироксенитов и широком развитии в них тонкой магнетитовой вкрапленности. Непосредственно вблизи контакта в метапироксенитах немного повышено содержание TiO₂, V₂O₅ и CaO (табл. 1, ан. Юск-4).

Суммарное содержание ЭПГ и золота в метапироксенитах вдали от контакта варьирует в пределах 0.09–0.30 ppm (табл. 1, ан. АЮ-1–АЮ-6). В непосредственной близости от контакта суммарное содержание платиноидов и золота не превышает 0.09 ppm (табл. 1, ан. Юск-3, Юск-4).

Строение зоны контакта и распределение в ней петрогенных компонентов показано на рис. 6. Очевидно, что контактирующие породы достаточно контрастны по составу. Крупнозернистые габбронориты относительно метапироксенитов обогащены TiO₂, V₂O₅, Na₂O и K₂O. Метапироксениты, в свою очередь, относительно обогащены Cr₂O₃, MgO, а также цветными и благородными металлами.

Сравнение данных табл. 1 (ан. Y-3-10, Y-4-10 и Y-5-10) и данных, полученных из литературных источников [8] показывает, что крупнозернистые ме-

тагаббронориты ЮСМ по содержанию петрогенных компонентов соответствуют породам из верхней зоны МИ, что подтверждает представления о том, что ЮСМ является ее частью.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЮСМ В ПРЕДЕЛАХ ДЕТАЛЬНОГО УЧАСТКА

Крупнозернистые метагаббронориты и метапироксениты, как на удалении от зоны контакта двух пород, так и непосредственно в зоне их контакта, были проанализированы на содержание редкоземельных (РЗЭ) и редких (РЭ) элементов (табл. 2, рис. 7). Нормированные спектры распределения РЗЭ (рис. 7а) показывают, что имеются существенные различия между крупнозернистыми габброноритами и метапироксенитами. Крупнозернистые габбронориты (обр. АЮ-4, Y-5-10) демонстрируют существенное обогащение легкими лантаноидами как относительно тяжелых

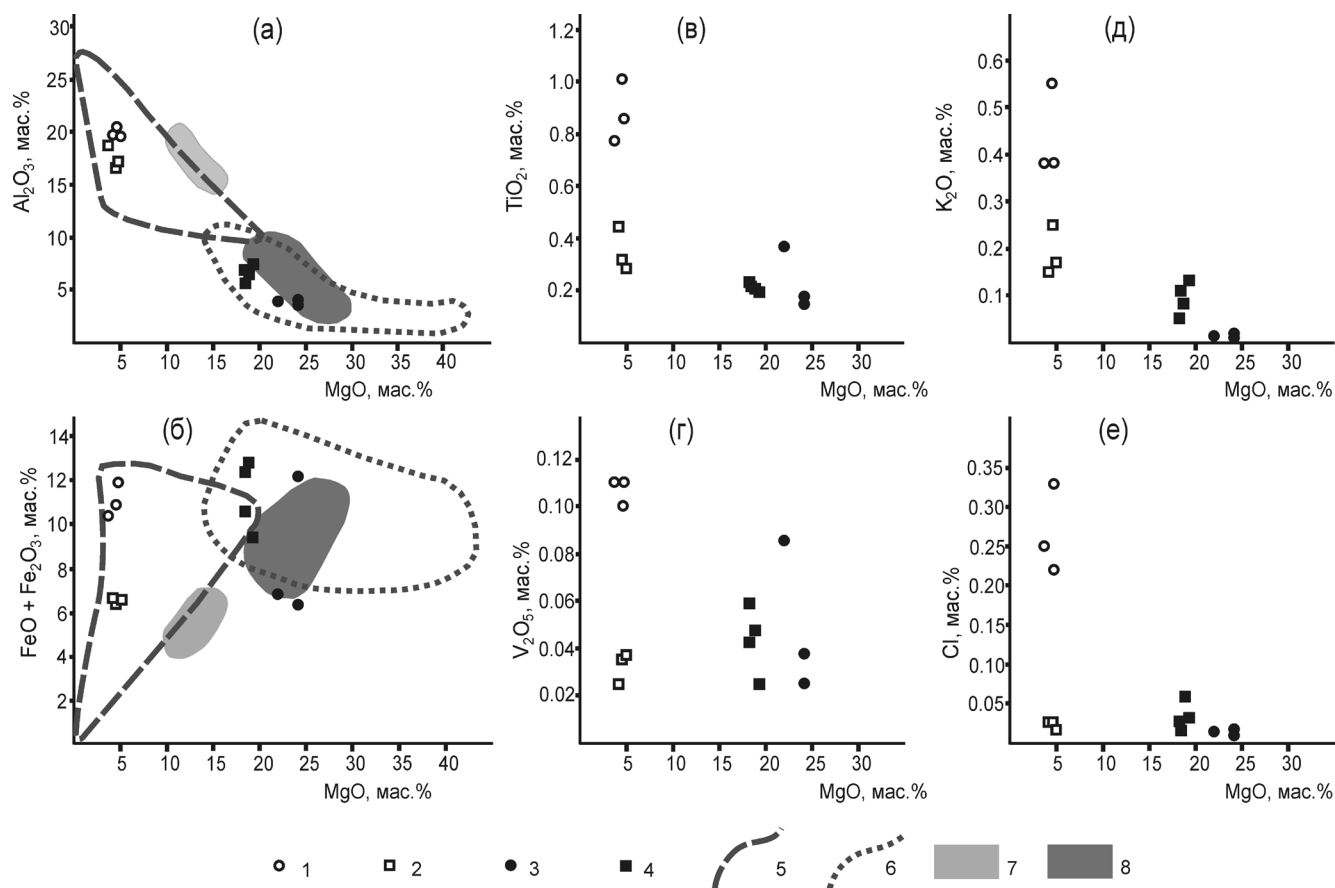


Рис. 5. Химический состав пород участка Южносопчинский и массивов Мончетундровский и Ньюд-Поаз на вариационных диаграммах $MgO-Al_2O_3$ (а) и $MgO-FeO + Fe_2O_3$ (б); химический состав пород участка Южносопчинский на вариационных диаграммах $MgO-TiO_2$ (в), $MgO-V_2O_5$ (г), $MgO-K_2O$ (д), $MgO-Cl$ (е).

1 – ан. 4–6, крупнозернистые мезократовые метагаббронориты вблизи контакта с метапироксенитами; 2 – ан. 1–3, крупнозернистые мезократовые метагаббронориты вдали от контакта с метапироксенитами; 3 – ан. 7–9, приконтактовые метапироксениты; 4 – ан. 10–13, средне- мелкозернистые метапироксениты вдали от контакта с метагабброноритом. Поля составов по [8]: 5 – породы нижней части разреза Мончетундровского массива; 6 – породы верхней части разреза Мончетундровского массива; 7 – нориты Ньюа; 8 – меланократовые нориты Ньюа. Точки нанесены по данным табл. 1.

((La/Yb) ch = 3.20–3.46), так и относительно средних ((La/Sm) ch = 2.12–2.29), отчетливо выраженный европиевый максимум (Eu/Eu* = 1.41–1.54). Суммарное содержание РЗЭ в этих образцах от 17.5 до 20.5 г/т. Напомним, что образец АЮ-4 отобран приблизительно в двух метрах от предполагаемого контакта, а образец Y-5-10 – приблизительно в 150 м к югу. Тем не менее, характер спектров РЗЭ для обоих образцов близок и указывает на то, что крупнозернистые метагаббронориты слагают однородное, слабо дифференцированное интрузивное тело.

Для метапироксенитов (обр. АЮ-1, АЮ-5) характерно меньшее обогащение легкими РЗЭ ((La/Yb) ch = 1.67–1.81); ((La/Sm) ch = 1.51–1.83), отсутствие европиевого максимума. Суммарное содержание РЗЭ в метапироксенитах от 8.8 до 10.6 г/т, т.е. вдвое ниже, чем в крупнозернистых габброноритах.

Особого внимания заслуживают спектры распределения РЗЭ в приконтактовых породах (рис. 7а). Образцы Юск-1 и Юск-8 отобраны на расстоянии 32 см друг от друга (рис. 6), примерно на равном расстоянии от линии контакта двух пород. При этом нормированные спектры РЗЭ двух пород разительно отличаются как друг от друга, так и от спектров РЗЭ аналогичных пород на удалении от зоны контакта. Крупнозернистый метагаббронорит из зоны контакта (обр. Юск-8) существенно обогащен РЗЭ (сумма РЗЭ – 38.6 г/т). При этом общий характер и наклон графика не изменился. Обогащение легкими лантаноидами в этом образце наиболее ярко выражено ((La/Yb) ch = 4.36); ((La/Sm) ch = 2.52), как и положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 2.30). По нашему мнению, эти данные могут указывать на то, что образец Юск-8 характеризует маломощную апикальную часть интрузии, где в хо-

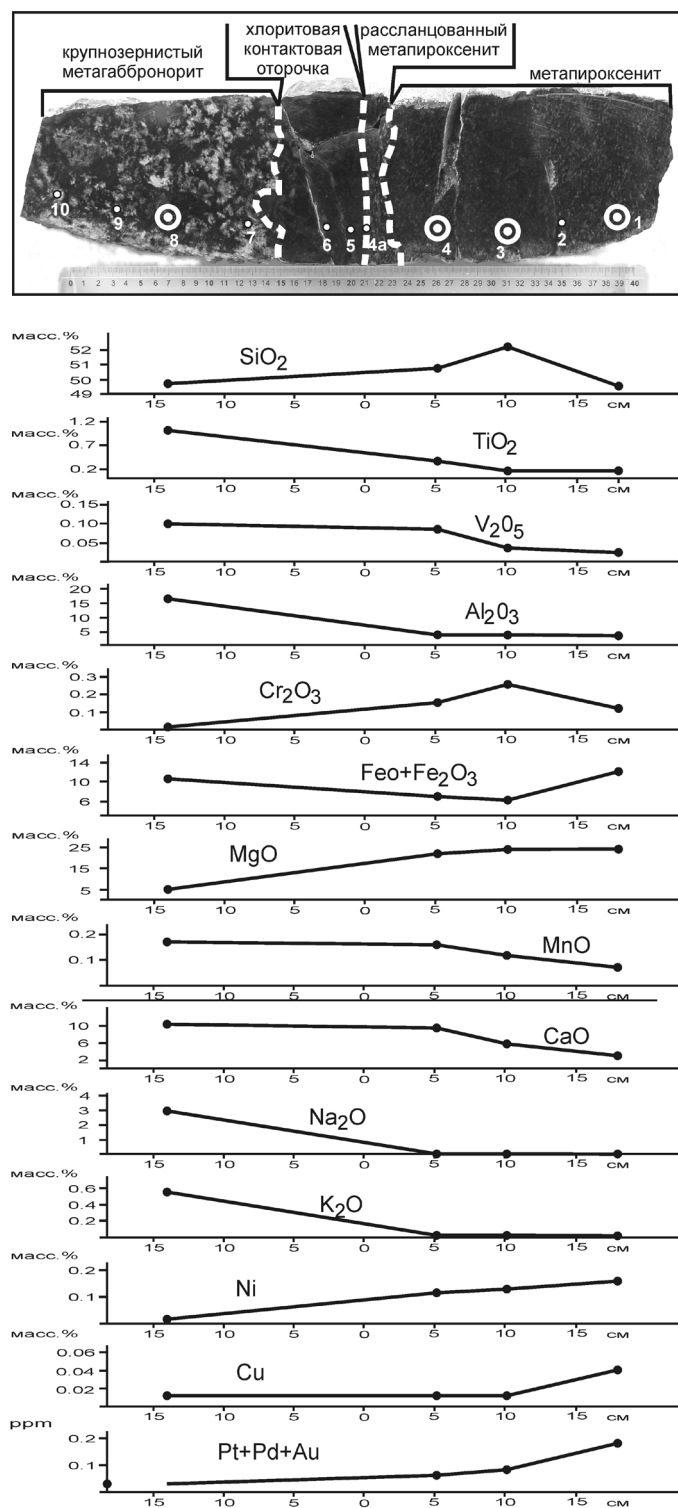


Рис. 6. Распределение петрогенных и рудогенных компонентов в зоне контакта средне- мелкозернистых метапироксенитов и крупнозернистых мезократовых метагброноритов. Обр Y-1-10.

Точки с номером – положение прозрачных шлифов, точки с кольцами – положение образцов (ЮСК-1, 3, 4, 8), для которых выполнен химический анализ.

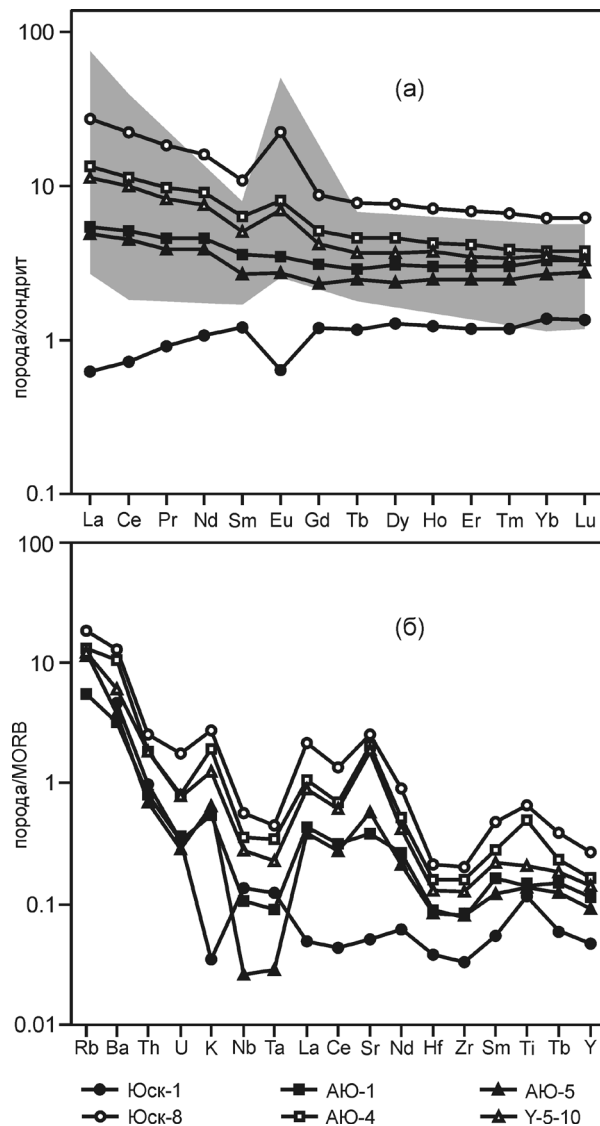


Рис. 7 Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в породах участка Южноапчинский.

Нормализующие факторы: (а) хондрит по [15], (б) MORB по [16]. Поле серого цвета – распределение РЗЭ в породах Главного хребта, по [7]. Номера проб соответствуют табл. 2.

де кристаллизации, вероятно, сконцентрировались несовместимые элементы и летучие компоненты. Наличие последних, по-видимому, способствовало возникновению контактовой оторочки и переработке пород рамы (пироксенитов). Метапироксенит из зоны контакта (обр. ЮСК-1) демонстрирует экстремально низкое даже для ультрамафитов суммарное содержание РЗЭ, равное 2.5 г/т. Характер нормированного спектра РЗЭ в нем резко отличается от такового для метапироксенитов, удаленных от зоны контакта. На графике ярко выражено

Таблица 2. Содержание редких и рассеянных элементов в породах участка Южносопчинский

	1	2	3	4	5	6
	Y-5-10	АЮ-4	Юск-8	Юск-1	АЮ-5	АЮ-1
Li	5.59	10.43	14.20	1.17	7.70	9.42
Be	0.20	0.21	0.35	0.03	0.06	0.08
Sc	24.64	27.21	31.17	21.07	34.28	31.92
Ti	1771.33	4099.56	5462.35	965.74	1164.64	1179.86
V	118.54	516.71	580.60	96.27	124.69	125.63
Cr	117.90	24.87	46.10	2316.50	2612.83	2350.39
Mn	823.63	1066.35	1476.72	626.83	1450.72	1452.76
Co	33.07	44.70	67.54	92.25	81.07	94.87
Ni	84.19	84.52	120.90	1507.51	523.72	1230.84
Cu	49.46	318.48	114.27	423.31	195.41	610.98
Zn	84.02	86.38	91.92	76.14	146.45	111.13
Ga	17.72	20.06	19.41	5.30	7.20	7.32
Ge	1.09	0.91	1.07	1.23	1.53	1.35
Rb	12.07	13.05	18.41	не обн.	12.79	5.57
Sr	246.80	278.12	336.32	7.04	77.55	51.95
Y	4.95	5.78	9.38	1.63	3.23	3.95
Zr	11.29	13.99	17.96	2.91	6.96	6.72
Nb	0.71	0.89	1.43	0.34	0.07	0.27
Mo	1.28	0.94	0.38	0.09	0.21	0.22
Ag	0.05	0.36	0.15	0.35	0.17	0.28
Cd	0.11	0.10	0.17	0.07	0.26	0.17
Sn	0.43	0.49	0.67	0.25	0.36	0.41
Sb	0.06	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02
Te	не обн.	0.03	0.03	0.24	0.03	0.11
Cs	0.21	0.61	0.95	0.01	0.79	0.79
Ba	72.58	126.86	157.04	55.78	46.49	37.66
La	2.69	3.15	6.42	0.15	1.16	1.30
Ce	6.19	6.95	13.65	0.44	2.76	3.16
Pr	0.76	0.90	1.70	0.09	0.36	0.43
Nd	3.41	4.16	7.33	0.49	1.76	2.14
Sm	0.73	0.93	1.59	0.18	0.39	0.54
Eu	0.39	0.45	1.25	0.04	0.15	0.20
Gd	0.82	1.00	1.70	0.24	0.47	0.62
Tb	0.13	0.17	0.28	0.04	0.09	0.11
Dy	0.91	1.12	1.88	0.32	0.59	0.75
Ho	0.20	0.23	0.39	0.07	0.14	0.16
Er	0.56	0.67	1.09	0.19	0.39	0.48
Tm	0.08	0.10	0.16	0.03	0.06	0.07
Yb	0.57	0.62	1.00	0.22	0.43	0.53
Lu	0.08	0.09	0.15	0.03	0.07	0.08
Hf	0.33	0.40	0.53	0.09	0.21	0.23
Ta	0.04	0.06	0.07	0.02	0.00	0.01
W	0.41	0.33	0.44	0.04	не обн.	0.16
Tl	0.04	0.04	0.07	0.00	0.04	0.04
Bi	0.02	0.09	0.20	0.21	0.11	0.13
Th	0.36	0.37	0.51	0.20	0.14	0.16
U	0.08	0.08	0.18	0.03	0.03	0.03
Сумма РЗЭ	17.53	20.54	38.60	2.51	8.82	10.57

Примечание. Содержания даны в г/т; 1, 2 – крупнозернистые мезократовые метагаббронориты вдали от контакта с метапироксенитами, 3 – крупнозернистый мезократовый метагаббронорит вблизи контакта с метапироксенитами, 4 – приконтактный метапироксенит, 5, 6 – средне- мелкозернистые метапироксениты вдали от контакта с метагабброноритом.

обеднение легкими РЗЭ и отрицательная европиевая аномалия. Такой характер спектра РЗЭ может говорить о частичном плавлении данной породы и выносе из нее несовместимых элементов, в особенности легких лантаноидов. В какие части интрузии

выносились эти элементы, нами пока не установлено. Кроме этого, следует учитывать интенсивную метаморфическую переработку пород, что накладывает ряд ограничений на вышеуказанную трактовку характера распределений спектров РЗЭ.

На рис. 7а нанесено поле спектров РЗЭ для пород комплекса Главного хребта, при построении использованы данные М.К. Суханова и соавторов, приведенные в сводке Ф.П. Леснова [7]. Линии спектров РЗЭ для пород ЮСМ, рассмотренных в этой работе, не выходят за пределы данного поля. Это еще раз подтверждает представления о том, что ЮСМ является частью комплекса Главного хребта, в частности, МИ.

Спектры распределения РЭ в исследованных породах приведены на рис. 7б. Отмеченные выше для спектров РЗЭ тенденции в целом сохраняются. Наблюдается постепенное нарастание содержания РЭ в крупнозернистых метагабброноритах по мере продвижения к апикальной части интрузии. Приконтактный метапироксенит значительно обеднен Rb, K, Zr, Hf и Y. В то же время, по содержанию Ba, Th, U, и Ti все изученные метапироксениты близки, а по содержанию Nb и Ta наблюдается разброс значений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характер вышеописанных контактовых взаимоотношений метаморфизованных габброноритов и пироксенитов участка “Южносопчинский” не мог не вызвать закономерный вопрос – не являются ли подобные признаки (сложная извилистая форма контакта, наличие зон брекчирования, хлоритовых контактовых оторочек и зон изменений в контактирующих породах) свидетельствами магматической природы этого контакта? Для ответа на него было необходимо выяснить: а) существуют ли основания для отнесения метагабброноритов и метапироксенитов к разным интрузиям и если да, то к каким именно, б) существуют ли аналоги таких контактов между другими интрузивами и в) по какому предполагаемому сценарию могло происходить внедрение и контактовое взаимодействие габброноритов и пироксенитов.

Важно указать, что мелко- среднезернистые метапироксениты и связанные с ними породы жильного комплекса с сульфидной и платинометальной минерализацией развиты не только на участке “Южносопчинский”, но распространяются на 700 метров к северу, на участок “Морошковое озеро” [11]. На участке “Морошковое озеро” представлены главным образом породы тектонического блока “Верхний Нюд”, а также известна тектоническая зона с сульфидной и платинометальной минерализацией эпигенетического типа. Данный блок на современных геологических картах [8], показан как часть массива Нюд-Поаз, отделенная от последнего тектоническими нарушениями и метагабброидами массива Габбро-10, происхождение которого до сих пор остается предметом дискуссии.

Таким образом, если будет доказана магматическая природа контакта между метагабброноритами и

метапироксенитами участка “Юносопчинский”, то первые, согласно существующим представлениям [3] могут принадлежать МИ, а вторые – весьма вероятно являться частью тектонического блока массива Нюд-Поаз.

Петрографические исследования показали, что по минеральному составу габбронориты участка “Южносопчинский” сходны с таковыми из МИ. Изучение петрографии пироксенитов участка “Южносопчинский” и пород нижней части массива Нюд-Поаз показало их сходство: в этой зоне (между горами Сопча и Нюд-Поаз), как выше, так и ниже по разрезу относительно так называемого “критического горизонта” (оливиновые габбронориты, микронориты, глиноземистые роговики, пегматоидные нориты) г. Нюд, распространены плагиоортопироксениты и меланократовые нориты.

Сравнение наших данных и данных, полученных из литературных источников [8], показывает, что крупнозернистые метагаббронориты ЮСМ по содержанию петрогенных компонентов удовлетворительно соответствуют породам из верхней зоны МИ, что подтверждает представления о том, что ЮСМ является ее частью. Более сложным оказался поиск аналогов мелко- среднезернистых метапироксенитов из детального участка, в качестве которых нами рассматривались, породы нижней части разреза МИ (комплекс Главного хребта), пироксениты массива Сопча и нориты массива Нюд-Поаз (Мончеплутон). Следует отметить, что пока петрохимические данные не дают однозначного ответа на данный вопрос, хотя распределение петрогенных элементов выявило существенные различия между метагабброноритами и метапироксенитами “Южносопчинского” участка.

Распределение РЗЭ в этих породах позволило сделать достаточно важные предположения. Во-первых, оно также подтвердило различия между метагабброноритами и метапироксенитами исследуемого участка и, следовательно, является дополнительным доводом для отнесения этих пород к различным интрузиям. Во-вторых, предыдущими исследователями считалось, что нижняя часть разреза ЮСМ представлена пироксенитами и развита на северном фланге массива. Если же наши предположения о том, что пироксениты не принадлежат к ЮСМ верны, то распределение РЗЭ указывает на обратную картину. Характерное для интрузий снижение содержаний РЗЭ в направлении нижних частей разреза происходит в метагабброноритах исследуемого фрагмента ЮСМ в южном направлении. Следовательно, нижняя часть разреза ЮСМ располагается не на северном, а на южном его фланге.

Контактовые образования, подобные вышеописанным, как правило, встречаются достаточно редко. В нашем случае необычным является развитие низкотемпературных и водонасыщенных минера-

лов, главным образом хлорита, в контактовом ореоле. Такое контактовое воздействие может указывать на высокое содержание флюидной фазы в составе расплава и отделении её при контакте с породами рамы.

К сожалению, прямых аналогов описанного взаимоотношения двух интрузивных тел мафит-ультрамафитового состава в литературе нами пока не встречено. Наличие хлоритовых оторочек многократно описано для различных случаев: контакты габброидов с карбонатными толщами, контакты аплитовых даек, родингитов и габброидов с серпентинитами и т.д. В сводке В.В. Ревердатто приведены многочисленные примеры проявления контактового метаморфизма в ореолах вокруг магматических тел основного состава, залегающих среди карбонатных пород, метапелитов и песчаников. Контактные породы обычно представлены роговиками различного состава; хлориты, наряду с мусковитом, альбитом, цеолитами, встречаются в наиболее низкотемпературных периферических частях контактовых ореолов мафитовых интрузий [9]. Д.М. Туровцев на протяжении многих лет исследовал зоны контактовых ореолов норильских интрузий. Он, в частности, отмечает, что большую часть объема околоинтрузивных контактово-метаморфических ореолов составляют метаморфические существенно изохимические породы магматической стадии, температурная зональность которых определяется последовательной пространственной сменой роговиков и мраморов спуррит-мервинитовой, пироксен-, амфибол- и хлорит-мусковит-роговиковой фаций [12]. В качестве одного из более близких к нашему случаю примеров можно привести Смородинский троктолит-габброноритовый комплекс КМА. Здесь приконтактные хлоритовые оторочки отмечаются в габбро-долеритах, в зонах их контакта с долерит-пегматитами – жильными породами заключительных этапов формирования комплекса [1].

Е.В. Шарковым детально закартирован и описан интрузивный контакт габбронорит-анортозитов МИ с вмещающими архейскими диорито-гнейсами. В экзоконтакте наблюдается зона ороговикования диорито-гнейсов, непосредственно с ними граничит зона эндоконтактных мелкозернистых, участками неравномернозернистых габброноритов мощностью до 50 м. Далее по направлению от контакта следует зона мелко-среднезернистых габброноритов, также имеющая мощность 40–50 м [13].

В пределах изученного нами детального участка ЮСМ крупнозернистые метагаббронориты вблизи контакта интенсивно амфиболизованы, содержат крупные выделения титанита и ильменита, обогащены летучими (СI) и несовместимыми элементами. Совокупность этих данных, по нашему мнению, указывает на то, что здесь находилась апикальная часть габброноритовой интрузии, насы-

щенная флюидами и активными компонентами. Насыщенный флюидами расплав взаимодействовал с твердой рамой, сложенной образовавшимися ранее пироксенитами. В результате этого фрагменты пироксенитов оказались среди габброноритовой матрицы. В непосредственной близости от контакта пироксенит, вероятно, подвергся частичному плавлению, о чем свидетельствует спектр распределения лантаноидов в образце Юск-1. Затем пироксениты, вместе с заключенными в них плагиоклаз-пироксеновыми жилами, в тридцатиметровой зоне вблизи контакта, были метаморфизованы с образованием амфибол-хлоритовых и тальк-амфибол-хлоритовых с магнетитом пород. Выделившаяся в ходе метаморфического преобразования магнетитовая вкрапленность обусловила высокую магнитность метапироксенитов вблизи контакта. Необходимо напомнить, что К.О. Дудкин (личное сообщение) на основании интерпретации данных магниторазведки в производственном отчете ОАО “Пана” и ОАО ЦКЭ в 2002 г. указывал на возможность существования магматического контакта двух типов пород в северо-восточной части ЮСМ. Однако эти данные в то время остались без внимания, а сейчас подтверждаются нашими исследованиями.

Полученные нами результаты также указывают на то, что габброноритовая интрузия, вероятно, оказала значительное контактовое воздействие на тело пироксенитов. Пироксениты ко времени этого события находились в твердом состоянии и заключали в себе серию плагиоклаз-пироксенитовых жил с магнетитом, сульфидами и платинометальной минерализацией.

Таким образом, данные, полученные нами в ходе непосредственных полевых наблюдений, петрографических и геохимических исследований, указывают на то, что тела метапироксенитов и метагабброноритов, изученные на детальном участке в пределах ЮСМ, могут представлять зону магматического контакта двух интрузий (принадлежащих предположительно к Мончегорскому расслоенному комплексу (метапироксениты) и комплексу Главного хребта (метагаббронориты).

Характер геологических и возрастных взаимоотношений Мончеплутона и МИ различными геологами трактовался по-разному. Первые исследователи [5, 6] считали, что комплекс Главного хребта имеет более древний возраст, по сравнению с Мончеплутоном. Это предположение основывалось на том, что породы комплекса Главного хребта сильно метаморфизованы, а большинство пород Мончеплутона сохранили свежий облик. В дальнейшем геохронологические исследования показали, что оба комплекса имеют раннепротерозойский возраст. Для наименее измененных пород верхней зоны МИ в последнее время получены следующие датировки U-Pb методом по циркону и бадделеиту: 2471 ± 9 млн. лет (средне-крупнозернистый лейкогаббронорит, юго-восточный склон горы Мончетун-

дра), 2476 ± 17 млн. лет (средне-крупнозернистый габбронорит-анортозит, юго-восточный склон горы Мончетундра), 2456 ± 5 млн. лет (крупнозернистый слабо амфиболизированный габбро-анортозит, западный склон горы Хипикнунчорр) [2]. Изотопный U-Pb возраст пород массива Нюд-Поаз по циркону соответствует 2493 ± 7 млн. лет [14].

К сожалению, геохронологические исследования в пределах самого ЮСМ не проводились, что, безусловно, необходимо для аргументированного отнесения его пород к различным интрузиям. Еще одним фактором, который не позволяет сделать окончательного заключения о магматической природе наблюдаемого контакта, является отсутствие типичного для контактовых зон ороговикования пород. При этом не исключена вероятность того, что первичная структура контактовых роговиков была затупшевана интенсивными метаморфическими процессами. Предполагаемая принадлежность метапироксенитов “Южносопчинского” участка к тектоническому блоку г. Нюд вызывает также необходимость ответа на вопрос: почему в массиве Нюд-Поаз не встречаются сходные жильные породы с магнетитовой, сульфидной и платинометальной минерализацией? Дальнейшие исследования должны прояснить эти и другие детали строения центральной части Мончегорского расслоенного комплекса и последовательность геолого-тектонических событий при становлении этого сложного магматического узла в его современном виде.

ВЫВОДЫ

1. В юго-восточной части Мончегорского рудного узла, в пределах участка “Южносопчинский”, изучен контакт между крупнозернистыми метагабброноритами и метапироксенитами, ранее считавшимися членами разреза ЮСМ. Характер контакта между этими породами (сложная извилистая форма, наличие зон брекчирования, хлоритовых контактовых оторочек и зон изменений в породах) позволил предположить его магматическую природу.

2. Изучение распределений петрогенных, редкоземельных и редких элементов показало их существенные различия в метагабброноритах и метапироксенитах “Южносопчинского” участка, что явилось дополнительным доводом в пользу отнесения этих пород к различным интрузиям. Сравнение результатов наших исследований и данных, полученных из литературных источников, показало, что крупнозернистые метагаббронориты ЮСМ по содержанию петрогенных компонентов удовлетворительно соответствуют породам из верхней зоны МИ, что подтверждает представления о том, что ЮСМ является ее частью.

3. Изучение петрографии метапироксенитов участка “Южносопчинский” и пород нижней части массива Нюд-Поаз показало их сходство, что позво-

лило предположить принадлежность метапироксенитов к разрезу Мончеплутона, в частности, к тектоническому блоку “Верхний Нюд”.

4. Крупнозернистые метагаббронориты вблизи контакта интенсивно амфиболизированы, содержат крупные выделения титанита и ильменита, обогащены летучими и несовместимыми элементами. Метапироксениты из зоны контакта обеднены несовместимыми элементами, в особенности легкими лантаноидами, характер спектра РЗЭ говорит, по-видимому, о частичном плавлении этих пород. Ореол метаморфических преобразований в метапироксенитах распространяется на расстояние более тридцати метров от зоны контакта. Эти данные, по нашему мнению, могут указывать на то, что на участке “Южносопчинский” обнажена апикальная часть слабо дифференцированной габброноритовой интрузии (ЮСМ), оказавшая контактное воздействие на пироксениты рамы (Мончеплутон).

5. Если наши предположения о том, что пироксениты “Южносопчинского” участка не входят в состав ЮСМ верны, то можно утверждать: нижняя (габброноритовая) часть разреза ЮСМ находится в его юго-западной, а не в северо-восточной части, как считалось ранее.

6. Следует понимать, что выводы о принадлежности метагабброноритов и метапироксенитов участка “Южносопчинский” к различным интрузивным комплексам являются предварительными и требуют дальнейшей проверки. Наблюдать магматический контакт докембрийских ультрамафит-мафитовых расслоенных комплексов удастся достаточно редко, поэтому прямые аналоги подобных взаимоотношений нам пока неизвестны. Решение данной проблемы также осложняется отсутствием геохронологических датировок пород ЮСМ, отсутствием сходных пород жильного комплекса в массиве Нюд-Поаз и рядом других факторов. Продолжение работ по изучению геологического строения Мончеплутона и МИ позволит уточнить последовательность образования различных частей этих магматических комплексов.

Авторы благодарят сотрудников Геологического института КНЦ РАН А.В. Мокрушина, Н.Ю. Грошева, С.В. Мудрука, А.Ю. Севостьянова за помощь в проведении горных работ на участке “Южносопчинский”.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00061а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбеков Ю.А. Петрография долерит-пегматитов Смородинского троктолит-габброноритового комплекса КМА // Вестник Воронежского университета. Сер. геология. 2008. № 2. С. 92–101.

2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончегундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 2. С. 216–222.
3. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в расчлененном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 329–352.
4. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПП южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70–78.
5. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
6. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.
7. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.
8. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1, 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 356 с.
9. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.
10. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. и др. Геологическое строение и особенности локализации платинометального оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива (Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 58–68.
11. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. и др. Новые данные о сульфидной и платинометальной минерализации на юго-востоке Мончегорского рудного района (участки Южно-Сопчинский и Морошковое озеро) // Мат-лы научной сессии, посвященной Дню российской науки и 55-летию КО РМО / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К&М, 2011. С. 64–70.
12. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
13. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
14. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of the layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V.64, № 1-4. P. 197–205.
15. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
16. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Singapore: Publ. Ltd., 1993. 352 p.

Рецензент А.И. Русин

Features of the geological setting and interrelations of intrusive bodies on the “Yuzhnosopchinsky” (South Sopcha) target, Kola Peninsula

T. V. Rundkvist, P. V. Pripachkin, R. A. Grebnev

Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS

The contact between metagabbro-norites and metapyroxenites, which had been earlier considered parts of the “Yuzhnosopchinsky” Layered Massif, has been investigated within the detail target of the junction zone of major Lower Proterozoic ultramafic-mafic intrusions, i.e. the Monchegorsk Layered Complex and the one of the Main Ridge (Kola Peninsula). Field observations, petrographical and geochemical investigations have provided the idea of the magmatic origin of the contact between metagabbro-norites and metapyroxenites and their relating to different intrusive formations. Metagabbro-norites are referred to the Main Ridge complex, metapyroxenites – to the Monchegorsk Layered Complex.

Key words: *layered intrusions, metapyroxenites, metagabbro-norites magmatic contact.*