

Геологическое положение и петрогеохимические особенности вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и в приповерхностной зоне

П.К. Скуфьин^{1,3}, Ю.Н. Яковлев²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

² НПЦ "Кольская сверхглубокая", г. Заполярный

³ Апатитский филиал МГТУ

Аннотация. Палеовулканологический анализ вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и в приповерхностной зоне (структурные скважины IX и X) показал значительное сходство строения этих свит. Вулканиты рассматриваемых свит можно считать породами-гомологами, учитывая изменение состава пород по латерали и условий метаморфизма с глубиной. В результате петрогеохимических исследований установлено, что породы маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит в различных структурно-тектонических зонах имеют разный состав и фациальные особенности. Для вулканитов маярвинской свиты из разреза СГ-3 характерно значительное сходство их химического состава с поверхностными и приповерхностными гомологами, что указывает на изохимичность метаморфических процессов от прениит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. Глубинные образцы лишь несколько обеднены окисным железом. В то же время изучение нижнеятулийских вулканитов пирттиярвинской и оршоайвинской свит указывает на существенное различие состава глубинных пород и их поверхностных гомологов. По сравнению с поверхностными породами, происходит усреднение, гомогенизация состава глубинных пород. Вулканиты пирттиярвинской свиты СГ-3, по сравнению с поверхностными образцами, обогащены Al_2O_3 , отчасти щелочами, но обеднены окисным железом и кремнекислотой. В вулканитах оршоайвинской свиты СГ-3 резко (с 20 до 70 %) возрастает доля субщелочных пород, преимущественно щелочных базальтов, за счет значительного обогащения щелочами исходных ферробазальтов, доля которых в поверхностных вулканитах свиты составляет более 50 %. Целый ряд факторов позволяет связывать дислокационный метаморфизм вулканитов из разреза СГ-3 с зоной влияния крупного глубинного Лучломпольского разлома. Установлена сульфидная специализация вулканитов маярвинской свиты при незначительном содержании оксидов и подтверждена оксидная специализация вулканитов оршоайвинской и пирттиярвинской свит. Формационный анализ вулканитов Печенгской структуры и всего Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП) позволил установить циклическую смену двух типов тектонических режимов в процессе его становления – рифтогенного и орогенного. Эта цикличность противоречит общепринятой модели его формирования как рифтогенной структуры. Для ПВП установлено два полных эндогенных цикла продолжительностью около 400 млн лет каждый: сумий-сариолий-ятулийский (2550-2115 млн лет) и людиковий-калевий-вепсийский (2115-1700 млн лет). Дивергентные базит-ультрабазитовые вулканиты сумий-сариолий-ятулийского цикла Печенгской структуры приурочены лишь к подошвенным частям разреза маярвинской свиты. В целом разрез вулканитов этого цикла представлен конвергентными продуктами дифференциации магм орогенного тектонического режима – среднекислыми породами маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит. По своей геодинамической природе ПВП напоминает интракратонный полициклический зеленокаменный пояс, в пределах которого локализовались отдельные структуры с относительно автономной историей развития – Печенгская, Имандра-Варзугская и др.

Abstract. Palaeo-volcanological analysis of volcanites from the Majarvi, Pirttijarvi and Orshoaiivi Fms in the SG-3 section and near-surface zone (structural boreholes IX and X) showed a considerable structural similarity of these formations. The volcanites of the formations under consideration can be considered to be homologous rocks taking into account the lateral changes in volcanite composition and in the conditions of metamorphism with depth. Petrogeochemical analysis shows that the Majarvi, Pirttijarvi and Orshoaiivi volcanic Fms have different composition, volume and facial peculiarities in different tectonic blocks. The volcanites from the Majarvi Fm are similar to the surface and near-surface homologues in their chemical composition which is indicative of the isochemical nature of metamorphic processes from prehnite-pumpellyite to amphibolite facies. Abyssal samples are just slightly depleted in ferric iron. At the same time the study of Lower Jatulian volcanites from the Pirttijarvi and Orshoaiivi Fms points to a great difference in composition of the abyssal rocks and their surface homologues. As compared with the surface rocks, the abyssal rocks are subject to averaging and homogenization of the composition.

Volcanites from the Pirttijarvi Fm are rich in Al_2O_3 , partly in alkali, but depleted in ferric iron and silicic acid. The volcanites from the Orshoaiivi Fm show a rapid growth in subalkaline rocks (from 20 to 70 %), mainly alkaline basalts, at the cost of a great enrichment in alkalis of initial ferrobasalts which account for more than 50 % in the surface volcanites. A number of factors point to the relation between the dislocation metamorphism of volcanites from the SG-3 section and the influence zone of the deep Luchlompolo fault. Sulphide specialization of the Majarvi Fm volcanites with minor oxide content has been established and oxide specialization of volcanites from the Pirttijarvi and Orshoaiivi Fms has been confirmed. Formational analysis of volcanites from the Pechenga structure and the whole Polmak-Pechenga-Varzuga greenstone belt (PVB) allowed establishing a cyclic change in rift and orogenic tectonic regimes in the course of its formation. This cyclicity contradicts the generally accepted model of its formation as a rift structure. Two full endogenic cycles about 400 Ma each have been established for the PVB: Sumian-Sariola-Jatulian (2550-2115 Ma) and Ludia-Kalevian-Vepsian (2115-1700 Ma). Divergent basic-ultrabasic volcanites of the Sumian-Sariola-Jatulian cycle are confined only to the foot section of the Majarvi Fm. As a whole, the volcanite section of this cycle is represented by convergent products of magma differentiation of the orogenic tectonic regime – medium-acid rocks from the Majarvi, Pirttijarvi and Orshoaiivi Fms. By its geodynamic nature, the PVB resembles polycyclic greenstone belt within which individual structures with rather autonomous development history – those of Pechenga, Imandra, Varzuga etc. have localized.

1. Введение

Печенгская структура, как часть раннепротерозойского Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП), является его наиболее доступным и хорошо изученным фрагментом, во-первых, благодаря широко известным уникальным Cu-Ni сульфидным месторождениям, связанным с интрузиями габбро-верлитового состава, во-вторых, вследствие некоторых особенностей своего геологического строения. Последний фактор включает, прежде всего, большие мощности супракrustальных пород, формирующих Печенгскую структуру, хорошую представительность осадочной и, в особенности, вулканогенной частей разреза, слабую деформацию и сравнительно невысокую степень метаморфизма пород Северопеченгской зоны. Кроме того, Печенгская структура широко известна благодаря заложению и проходке Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), которая по-прежнему остается самой глубокой в мире (12262 м) (*Кольская сверхглубокая*, 1984; 1998). Значительный вклад в изучение Печенгской структуры внесли В.Г. Загородный и др. (1964), Г.И. Горбунов (1968), А.А. Предовский и др. (1974; 1987), П.К. Скуфьин (1993; 2002), В.Ф. Смолькин (1995; 1997), Ю.А. Балашов (1996) и др. За время многолетней истории изучения Печенгской структуры последовательно изменялись взгляды на ее геотектоническое положение. Вначале фенноскандинавские геологи Х. Хаузен и Х. Вейринен (*Hausen*, 1926; *Väyrynen*, 1938) считали эту структуру, соответственно, или докембрийским грабеном, или складчато-надвиговым сооружением. В послевоенные годы в основу всех схем становления Печенгской структуры была положена гипотеза ее геосинклиналичного развития (*Загородный и др.*, 1964; *Горбунов*, 1968; и др.). В дальнейшем трудом большого коллектива геологов КНЦ АН СССР была обоснована гипотеза ее интракратонного рифтогенного происхождения (*Загородный, Радченко*, 1983; *Предовский и др.*, 1987; *Эндогенные режимы...*, 1991; *Смолькин*, 1995; 1997). В конце 80-х годов за рубежом и в нашей стране появился ряд гипотез становления Печенгской структуры и всего зеленокаменного пояса в процессе реализации геодинамических обстановок растяжения (рифтогенез) и сжатия (субдукция или коллизия) (*Barbey et al.*, 1984; *Marker*, 1985; *Berthelsen, Marker*, 1986; *Melezhik, Sturt*, 1994; *Балаганский и др.*, 1998, и др.).

Морфологически Печенгская структура представляет собой синклиниорий субизометричной формы, северная часть которого является фрагментом раннепротерозойской вулкано-тектонической палеодепрессии, заполненной породами северопеченгского комплекса мощностью до 11 км (период формирования 2550-1905 млн лет (*Балашов*, 1996)). Юго-западная часть палеодепрессии срезана сублинейным шовным прогибом, сформированным породами южнопеченгского комплекса мощностью около 5 км (возраст 1905-1700 млн лет). Разрез северопеченгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами – сариолием (телевинская осадочная и маярвинская вулканогенная свиты), нижним ятулием (кувернеринийокская осадочная, пирттиярвинская и оршоайвинская вулканогенные свиты), верхним ятулием (лучломпольская осадочная свита) и людиковием (заполярнинская вулканогенная, ждановская туфогенно-осадочная, а также матертская и суппваарская вулканогенные свиты). Разрез пород южнопеченгского комплекса представлен двумя надгоризонтами – калевием (каллояурская туфогенно-осадочная и брагинская вулканогенно-осадочная свиты) и вепсием (каплинская и менельская вулканогенные и кассесийокская туфогенно-осадочная свиты).

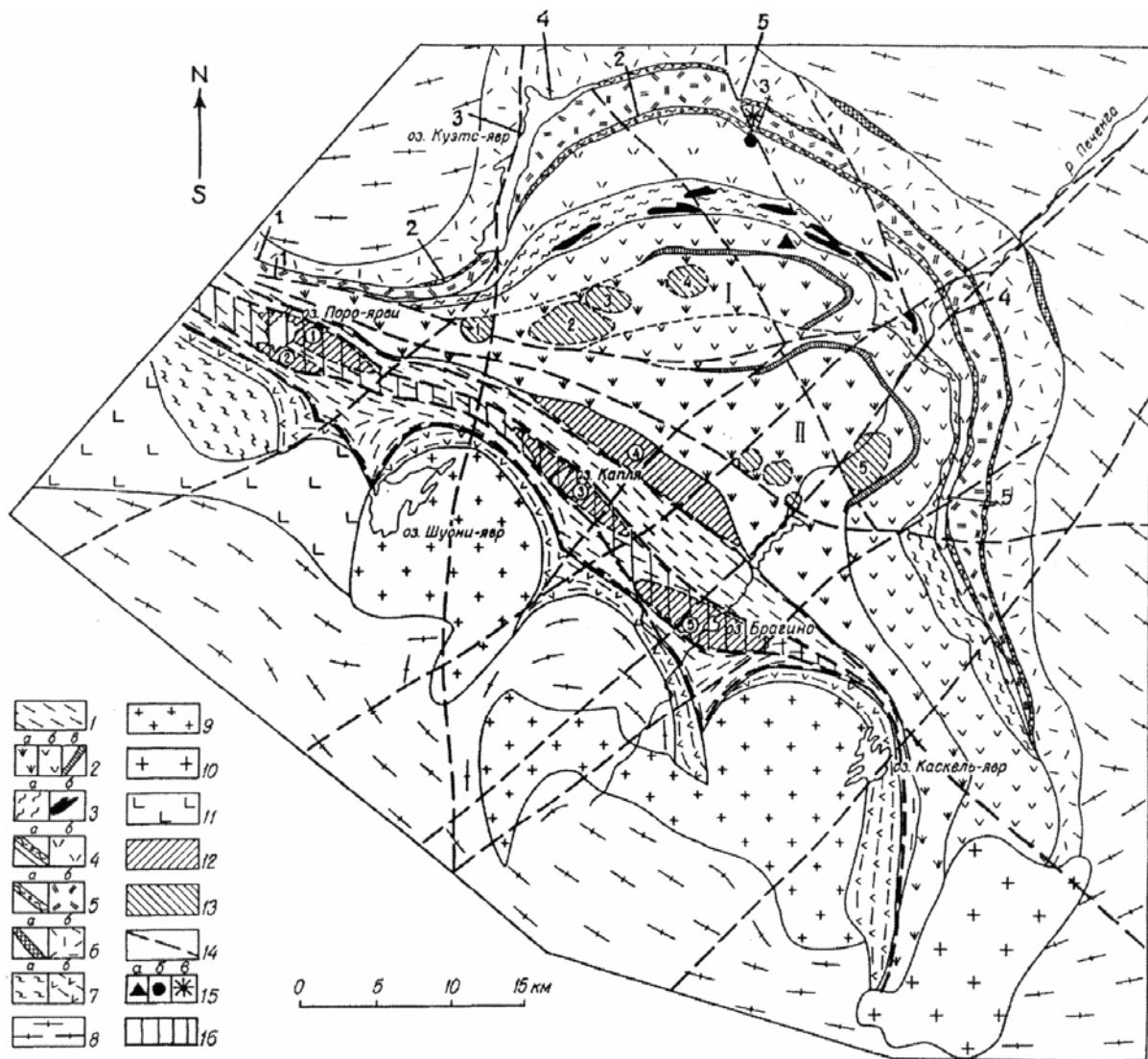


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры

1 – вулканогенно-осадочные породы южнопеченгского комплекса (1905-1700 млн лет), 2-6 – вулканогенно-осадочные породы северопеченгского комплекса (2550-1905 млн лет): 2 – вулканиты суппваарской и матертской вулканогенных свит (1980±34 млн лет): а – шаровые и массивные лавы базальтового, реже ферропикритового состава; б – шаровые и массивные лавы базальтового состава; в – лавы и туфы кислого состава, 3 – ждановская туфогенно-осадочная свита: а – туфогенно-осадочные породы, б – породы габбро-верлитовой ассоциации, 4 – осадочные и вулканогенные породы лучломпольской осадочной и заполяринской вулканогенной свит (2114±52 млн лет): а – осадки, б – вулканиты, 5 – осадочные и вулканогенные породы кувернерийюкской осадочной, а также пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит (2214±54 млн лет): а – осадки, б – вулканиты, 6 – осадочные и вулканогенные породы телевинской осадочной и маярвинской вулканогенной свит (2324±28 млн лет): а – осадки, б – вулканиты, 7 – супракрустальные породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсосланцы, б – сланцеватые амфиболиты, 8 – гнейсогранитный комплекс архейского фундамента, 9 – плагиограниты и гранодиориты Каскельярского и Шуонияврского массивов (1940 млн лет), 10 – микроклиновые граниты лицо-арагубского комплекса (1765 млн лет), 11 – габброиды каскамско-шуортинского архейского интрузивного комплекса; 12 – локальные вулканические центры в Южнопеченгской структурно-формационной зоне: 1 – Северопороярвинский, 2 – Южнопороярвинский, 3 – Каплинский, 4 – Порыташский, 5 – Брагинский; 13 – локальные вулканические центры в Северопеченгской структурно-формационной зоне: 1 – Шуонийокский, 2 – Камагайокский, 3 – Форельноозерский, 4 – Соваярвинский, 5 – Матертский; 14 – дизъюнктивные нарушения; 15 – положение СГ-3 (а) и структурных скважин IX (б) и X (в); 16 – положение Пороярвинского приразломного трогового прогиба, контролировавшего локализацию автономных вулканочентров в Южнопеченгской структурно-формационной зоне.

Крупные мульдообразные структуры в Северопеченгской зоне: I – Северная мульда, II – Южная мульда. Для маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит показано положение петрогеохимических разрезов (№№ 1-5).

Кольская сверхглубокая скважина вскрыла два структурно-вещественных комплекса: нижнепротерозойский (0-6842 м) и верхнеархейский, являющийся фундаментом Печенгской структуры (6842-12262 м). Благодаря своему положению в северном крыле структуры (рис. 1), СГ-3 вскрывает разрез вулканогенно-осадочных пород лишь северопеченгского осадочно-вулканогенного комплекса, залегающего на архейском основании с угловым и стратиграфическим несогласием. Северопеченгский комплекс в разрезе СГ-3 представлен всеми своими осадочными и вулканогенными свитами, за исключением самой верхней суппваарской вулканогенной свиты. Маярвинская, пирттиярвинская и оршоайвинская свиты вскрыты также структурными скважинами IX (целиком разрез оршоайвинской свиты и 90 % разреза пирттиярвинской свиты, кроме её подошвы) и X (подошва пирттиярвинской свиты и почти весь разрез маярвинской свиты), которые расположены практически по восстанию свит и горизонтов СГ-3. Скважины IX (глубина 1300 м) и X (глубина 1100 м) расположены, соответственно, в 8.5 и в 9.5 км к ССЗ от СГ-3 (рис. 1). Наличие этих скважин является благоприятным фактором, обеспечивающим возможность сопоставления супракрустальных пород в разрезе СГ-3 с поверхностными и приповерхностными гомологами.

В процессе исследовательских работ, предусмотренных проектом МПГК-408 ЮНЕСКО "Сравнение состава, структуры и физических свойств пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их гомологов на поверхности", предполагалось детально изучить породы и минералы раннепротерозойской части разреза СГ-3 и их гомологи, установить особенности их состава и структурных характеристик в зависимости от глубины образования, провести корреляцию гомологичных объектов и определить основные закономерности близповерхностного и глубинного режимов породо- и минерагенеза. Для решения поставленных задач были выбраны вулканиты маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит, обладающие достаточно пестрым и дифференцированным составом, что облегчает выделение, сопоставление и корреляцию гомологичных объектов. В качестве минералов-индикаторов были использованы сульфидные и оксидные рудогенные минералы из вулканитов этих свит.

2. Результаты исследований

2.1. Геологическое положение маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит

Маярвинская вулканогенная свита (сариолий). Сариолийские отложения залегают непосредственно на архейском гранитогнейсовом фундаменте. Эти отложения представлены базальным горизонтом элювиальных конгломератобрекчий и полимиктовых конгломератов телевинской свиты, а также породами маярвинской вулканогенной свиты общей мощностью от 1700 м (в северо-западной части структуры) до 100-200 м на флангах. Эти две свиты объединены в ахмалахтинскую серию (*Кольская сверхглубокая*, 1998). Детальные картировочные работы позволили выделить в разрезе маярвинской свиты покровы низкотитанистых магнезиальных базальтов, а также ферробазальтов, основную же часть разреза слагают покровы андезибазальтов, андезитов и реже андезидацитов. Мощности покровов изменяются от десятых долей метра до 25-30 м; в нижних частях разреза они сложены преимущественно массивными разновидностями вулканитов; в строении верхних покровов наблюдаются приконтактные зоны миндалекаменных пород. Кроме лав, встречаются прослои туфов базитового и фельзического составов, мощностью от долей до нескольких метров, а также пластовые силлоподобные тела средне- и крупнозернистых габбро-долеритов мощностью до 80 м. Судя по спорадическому появлению шаровых лав, извержения в ряде случаев происходили под водой. К северу от Печенгской структуры широко проявлены дайки северо-восточного простирания, состав которых аналогичен маярвинским базальтам и андезибазальтам. Можно предположить, что область ареального вулканизма этого времени выходила далеко за площадь развития бассейнов седиментации.

По данным НПЦ "Кольская сверхглубокая" (*Кольская сверхглубокая*, 1984), разрез маярвинской свиты в СГ-3 включает в себя три пачки пород (рис. 2), сложенных, в основном, апобазитовыми амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами. По данным наших исследований, разрез свиты в СГ-3 представляет собой переслаивание покровов измененных базальтов и андезибазальтов, реже андезитов с силлами дифференцированных габбро-долеритов (интервалы 6185.0-6220.0, 6345.0-6354.5, 6452.5-6472.5, 6478.0-6491.0, 6613.0-6670.0 и 6758.0-6823.0 м). В разрезе скв. X вулканиты также в основном представлены покровами базальтов, андезибазальтов и андезитов, реже пикробазальтов, а также редкими силлами габбро-долеритов (рис. 2). В целом разрезы маярвинской свиты в СГ-3 и скв. X весьма сходны, но не идентичны. Верхняя часть свиты в обоих сопоставляемых объектах представлена чередованием покровов базальтов и андезибазальтов. В то же время в разрезе СГ-3 гораздо большую роль играют пластовые силлоподобные тела габбро-долеритов. Скважина X не пересекла разрез свиты полностью и не вскрыла нижние мощные тела габбро-долеритов, отмеченные в

основании разреза свиты в СГ-3 (интервалы 6613.0-6670.0 м и 6758.0-6823.0 м). В то же время тело габбро-долеритов в интервале 6185.0-6220.0 м имеет аналог в разрезе скв. X в интервале 990.5-1045.0 м. Отметим также, что скв. X не дошла до горизонта среднекислых вулканитов, приуроченного к низам маярвинской свиты в разрезе СГ-3 (6374.0-6420.0 м).

В остальном вулканиты маярвинской свиты в СГ-3 и скв. X вполне отвечают понятию гомологичности. Однако породы поверхностного и приповерхностного уровней слабо расланцованы, в них преобладают массивные и миндалекаменные текстуры; структуры пород типичные магматогенные: офитовая, микроофитовая, интерсертальная, вариолитовая, полнокристаллическая, фельзитовая и др. (табл. 1). Вулканиты в разрезе СГ-3 характеризуются гораздо большей степенью метаморфизма и тектонического преобразования (табл. 2). В глубинных породах отмечены лишь реликтовые признаки габбро-офитовой структуры в измененных габбро-долеритах, а в основном породы приобретают типичные структуры метаморфических пород – гранобластовую, нематогранобластовую, лепидогранобластовую и др. В глубинных маярвинских породах актинолит преобразуется в роговую обманку. Содержание плагиоклаза снижается, но количество кварца возрастает. В ряде шлифов отмечен вторичный микроклин.

Пиртиярвинская и оршоайвинская вулканогенные свиты (нижний ятулий). Вулканиты нижнего ятулия везде залегают согласно на разновозрастных осадочных породах. Их состав чрезвычайно разнообразен, что является характерной особенностью ятулийских пород во всем разрезе раннего докембрия Кольско-Карельского региона. Наибольшей мощности (порядка 2000 м) вулканиты этого уровня достигают в пределах грабенообразного блока, ограниченного с запада Западнопеченгским (Куэтсарвинским), а с востока – Мехтсярвским синвулканическими разломами. Разрез здесь представлен двумя приблизительно равными по мощности свитами (пиртиярвинской в основании разреза и оршоайвинской в его кровельной части), разделенными горизонтом туфоконгломератов и туфосланцев мощностью до 40 м, к экзоконтактам которого часто приурочены покровы базальтовых пиллоу-лав.

В основании разреза пиртиярвинской свиты залегают туфы ферропикритового состава, сменяющиеся вверх по разрезу муджиеритами, субщелочными ферроандезибазальтами и андезитами, затем трахиандезитами и, наконец, железистыми трахидацитами и дацитами. Вулканиты свиты хорошо стратифицированы и представляют собой серию лавовых покровов, а также пластов и горизонтов туфов, туфолав, палеоигнимбритов, туфоагломератов. Мощность покровов колеблется от 0.5 м до нескольких десятков метров. В породах широко распространены флюидальные, флюидально-полосчатые, эвтакситовые и такситовые текстуры. Оршоайвинская свита сложена мощными (до 50 м) покровами массивных, реже пиллоу-лав ферробазальтового состава, а также покровами щелочных базальтов, в меньшей степени трахитов и небольшими прослоями туфов среднекислого состава. Среди вулканических образований оршоайвинской свиты были зафиксированы субизометричные вулканические купола поперечником в десятки и первые сотни метров, сложенные железистыми трахитами. Все исследователи признают преимущественно наземный характер извержений, о чем свидетельствует наличие кор выветривания и шлаковых корок черного цвета с высокой степенью окисленности железа. Наряду с этим, эпизодически происходили подводные излияния, с которыми связано формирование шаровых лав.

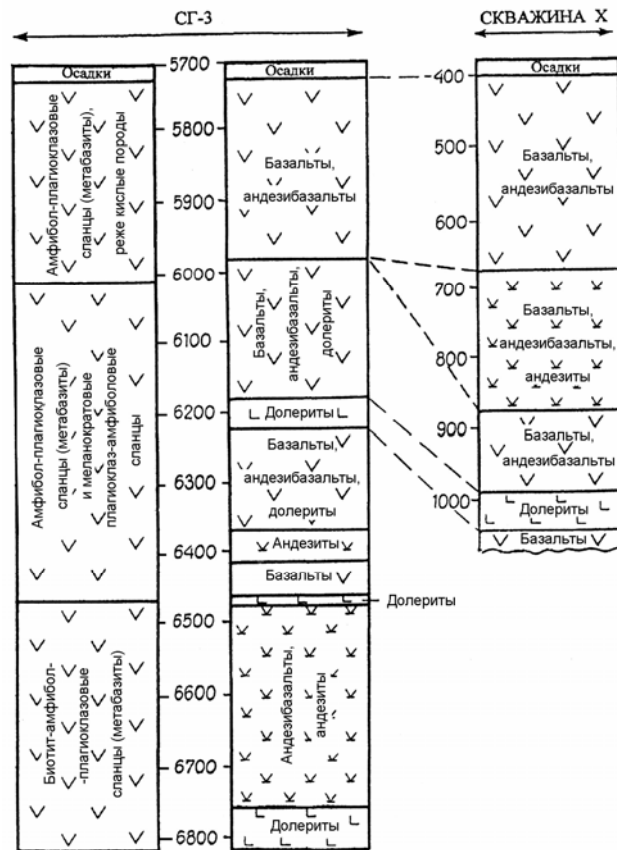


Рис. 2. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка вулканогенных пород маярвинской свиты в разрезах СГ-3 (левая колонка – ранние данные (Кольская сверхглубокая, 1984), правая – по нашим данным) и скв. X.

Таблица 1. Минеральный состав (об. %) и структура пород маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит поверхностного и приповерхностного (скв. X и IX) уровней

Порода	Структура	Минерал											
		Пл	Кв	Акт	Хл	Бт	Мск	Эп	Стекло	Ка	Сф	Мгн	Руд
<i>Оршоайвинская свита</i>													
<i>Ферробазальт</i>	Офитовая, интерсертальная	20-30	–	35-45	5-10	–	–	2-8	15-20	1-5	2-3	–	0-2
<i>Муджиерит</i>	Офитовая, микролитовая	20-30	0-3	40-50	6-12	–	–	3-10	15-20	–	5-8	5-8	0-1
<i>Трахит</i>	Призматическизернистая	15-25	8-12	–	15-25	–	7-12	2-6	15-25	–	3-6	8-12	0-1
<i>Пирттиярвинская свита</i>													
<i>Базальт</i>	Офитовая, интерсертальная	30-35	–	35-45	5-10	8-12	–	2-8	–	1-5	2-3	2-5	0-2
<i>Андезибазальт</i>	Микроофитовая, интерсертальная	40-45	–	25-35	5-8	–	–	2-10	–	1-7	2-5	2-4	0-2
<i>Андезит</i>	Полнокристаллическая	45-55	2-6	15-25	8-15	–	–	6-10	–	2-4	1-3	2-4	0-2
<i>Муджиерит</i>	Офитовая, микролитовая	25-35	0-7	35-45	0-12	0-15	–	3-12	–	0-5	1-4	5-12	0-1
<i>Трахиандезит</i>	Криптокристаллическая	20-35	8-12	–	15-25	–	7-12	2-6	15-25	–	3-6	8-12	0-1
<i>Трахидациит</i>	Фельзитовая, криптокристаллическая	25-35	10-15	–	3-7	4-6	15-20	6-8	20-25	–	4-8	12-15	0-2
<i>Маярвинская свита</i>													
<i>Пикробазальт</i>	Офитовая, микролитито-гиалиновая	18-20	–	50-55	9-15	–	–	1-6	–	1-5	2-4	–	0-1
<i>Базальт</i>	Офитовая, интерсертальная, вариолитовая	35-40	–	45-55	3-5	2-5	–	1-4	–	1-5	1-2	–	0-2
<i>Андезибазальт</i>	Микроофитовая, интерсертальная	40-50	5-10	35-40	1-5	0-8	–	2-6	–	0-4	2-5	0-2	0-2
<i>Андезит</i>	Призматическизернистая	45-55	2-8	8-12	10-5	10-22	0-5	6-10	–	2-4	1-3	0-2	0-2
<i>Андезидациит</i>	Фельзитовая, полнокристаллическая	50-60	8-12	–	3-7	8-12	5-7	6-8	–	–	4-7	1-3	0-2
<i>Габбро-долерит</i>	Габбро-офитовая	35-40	–	40-55	1-4	8-10	–	6-8	–	–	4-6	–	0-2

Таблица 2. Минеральный состав (об. %) и структура пород маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе СГ-3

Порода	Структура	Минерал											
		Пл	Кв	Роб	Хл	Бт	Мск	Эп	Мкл	Ка	Сф	Мгн	Руд
<i>Оршоайвинская свита</i>													
<i>Базальт</i>	Реликты офитовой	25-35	3-5	45-55	–	5-10		3-8	–	–	–	6-8	0-2
<i>Муджиерит</i>	То же	20-30	3-7	45-55	–	5-8		3-10	–	–	–	8-12	0-1
<i>Трахит</i>	Реликты призматическисернистой	30-40	5-8	20-25	5-10	10-15		2-6	–	–	–	8-17	0-1
<i>Пирттиярвинская свита</i>													
<i>Базальт</i>	Нематогранобластовая	20-35	5-7	45-50	3-8	8-10	–	2-8	–	–	–	6-10	0-1
<i>Андезибазальт</i>	То же	40-45	7-12	25-35	3-5	5-8	–	2-7	–	–	–	6-10	0-2
<i>Муджиерит</i>	>>	20-30	3-7	45-55	–	5-10	–	3-10	–	–	–	8-12	0-1
<i>Трахиандезит</i>	Лепидонематогранобластовая	40-45	8-12	5-10	–	15-25	–	2-6	–	–	–	5-10	0-1
<i>Трахидациит</i>	Лепидогранобластовая	45-55	10-15	–	–	20-25	–	5-8	–	–	–	12-15	0-1
<i>Маярвинская свита</i>													
<i>Пикробазальт</i>	Лепидонематогранобластовая	18-20	–	55-60	–	–	–	1-6	–	–	–	–	0-1
<i>Базальт</i>	То же	35-45	0-5	45-55	0-2	2-5	–	1-4	0-2	–	–	–	0-2
<i>Андезибазальт</i>	Лепидогранобластовая	40-50	5-7	40-45	1-5	3-8	–	1-4	0-2	–	0-2	–	0-2
<i>Андезит</i>	То же	20-35	10-15	15-25	15-20	0-5	–	6-10	0-5	0-2	1-3	0-2	1-4
<i>Андезидацит</i>	>>	35-45	20-25	0-7	15-20	0-5	0-5	4-8	0-5	0-2	0-2	0-1	1-4
<i>Габбро-долерит</i>	Метагаббро-офитовая	40-50	1-5	40-55	1-5	5-10	–	2-8	1-6	–	4-6	2-5	0-2

Примечание к таблицам 1, 2: минералы: Пл – плагиоклаз, Кв – кварц, Акт – актинолит, Роб – роговая обманка, Хл – хлорит, Бт – биотит, Мск – мусковит, Эп – эпидот, Стекло – вулканическое стекло, Мкл – микроклин, Ка – карбонат, Сф – сфен, Мгн – магнетит, Руд – рудный минерал.

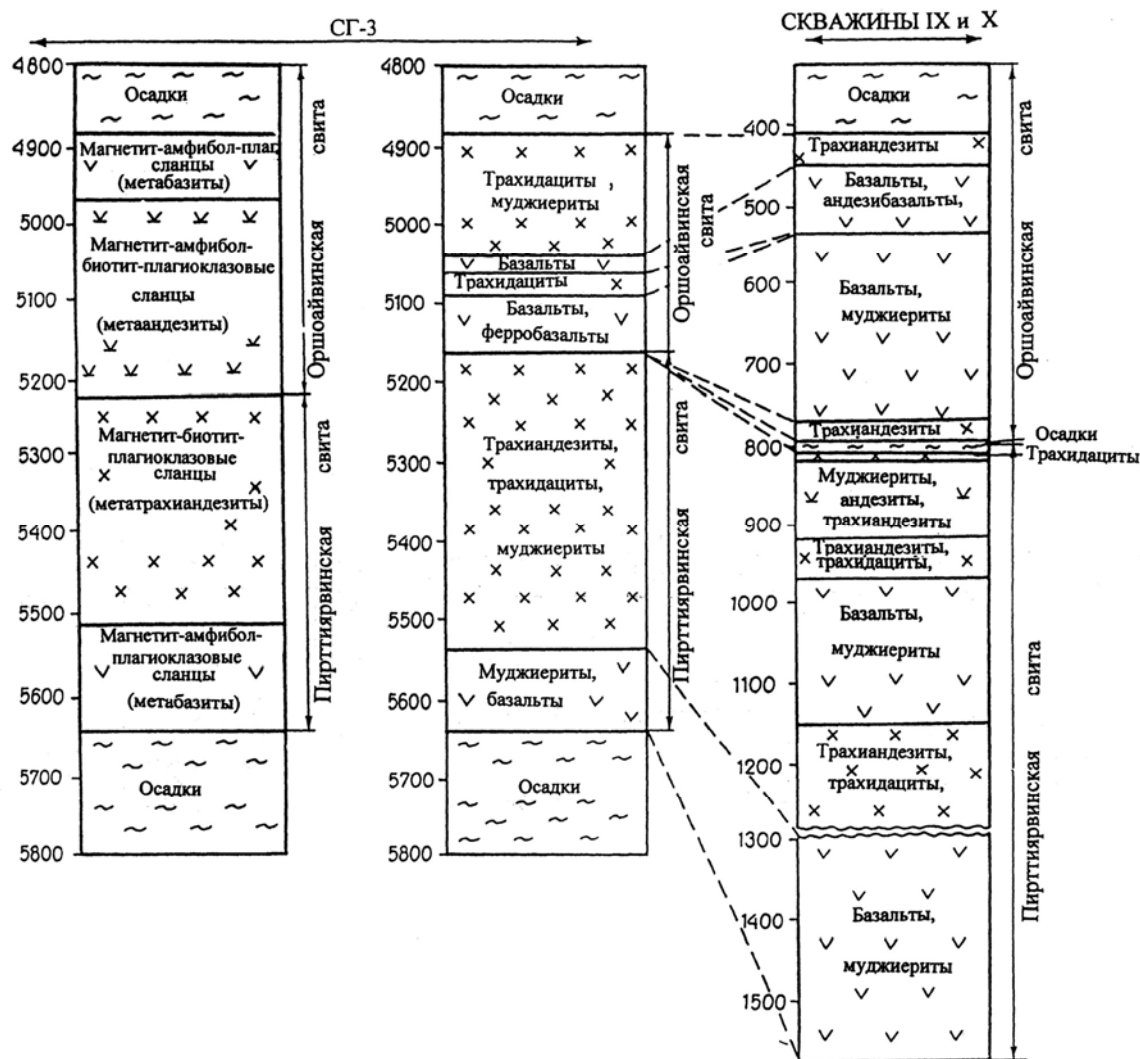


Рис. 3. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка вулканогенных пород оршоайвинской и пирттиярвинской свит в разрезах СГ-3 (левая колонка – ранние данные (Кольская сверхглубокая, 1984), правая – по нашим данным) и скв. IX и X

По данным НПЦ "Кольская сверхглубокая" (Кольская сверхглубокая, 1984), разрез этих вулканогенных свит включает в себя четыре пачки пород, представленных магнетит-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами (метадиабазитами), магнетит-амфибол-биотит-плагиоклазовыми сланцами (метаандезитами), а также магнетит-биотит-плагиоклазовыми сланцами (метатрахиандезитами) (рис. 3).

Результаты проведенного петрографического и петрохимического изучения вулканитов существенно уточняют эти данные. Разрез оршоайвинской свиты в СГ-3 представлен переслаивающимися покровами базальтов, ферробазальтов, муджиеритов, трахиандезитов и дацитов. Разрез пирттиярвинской свиты – чередованием покровов базальтов, муджиеритов, трахиандезитов и лавобрекчий дацитового состава.

Таким образом, разрез оршоайвинской свиты сформирован преимущественно покровами основных, в меньшей степени среднекислых лав и лавобрекчий. В пределах всего разреза свиты (до рубежа 5146.0 м) в рассланцованных породах сохраняются реликтовые признаки первично-магматических структур. Глубже этого рубежа вулканиты интенсивно рассланцованы и приобретают структуры метаморфических пород – лепидогранобластовую и немагобластовую. Горизонт туфогенных серицит-углеродистых сланцев, разделяющий породы оршоайвинской и пирттиярвинской свит, не зафиксирован в керне скважины СГ-3. Однако этот горизонт четко фиксируется на диаграмме гамма-спектрального каротажа (материалы НПЦ "Кольская сверхглубокая"). Верхняя и средняя части разреза пирттиярвинской свиты (интервал 5160.0-5540.0 м) сложены покровами преимущественно среднекислых вулканитов – трахиандезитов и трахидацитов, реже метамуджиеритов. Однако основание разреза свиты

(интервал 5540.0-5642.0 м) составляет горизонт базитовых пород – базальтов и муджиеритов. Низ пирттиярвинской свиты подсечен скв. X; вся оршоайвинская свита, а также верхняя и средняя части пирттиярвинской свиты – скважиной IX (см. рис. 3). Вулканиды оршоайвинской свиты представлены чередующимися покровами ферробазальтов, базальтов, муджиеритов и реже трахиандезитов и трахидацитов. Горизонт туфогенных серицит-углеродистых сланцев мощностью около 6 м разделяет породы этих свит. Нижележащие породы пирттиярвинской свиты, представлены чередованием покровов базальтов, муджиеритов, трахиандезитов и трахидацитов.

Из сопоставления разрезов оршоайвинской свиты по скв. СГ-3 и скв. IX следует, что верхние их части, сложенные покровами муджиеритов, а также трахиандезитов и трахидацитов, аналогичны по строению. Средняя часть разреза свиты в обеих скважинах представлена горизонтом, сложенным покровами базальтов. При этом в разрезе скважины IX этот горизонт имеет увеличенную мощность (интервал 450.0-535.0 м), по сравнению с разрезом СГ-3 (интервал 5035.0-5060.0 м). Низы оршоайвинской свиты в разрезах СГ-3 и скв. IX сложены чередующимися покровами среднекислых и основных лав и лавобрекчий, причем в скв. IX и этот горизонт имеет вдвое большую мощность, по сравнению с разрезом СГ-3. Разрез пирттиярвинской свиты в СГ-3 и скв. IX и X (см. рис. 3) сформирован в основном переслаивающимися покровами среднекислых и базальтоидных щелочных лав. Низы разреза пирттиярвинской свиты представлены горизонтом базальтов, андезибазальтов и муджиеритов, который в интервале 0-275.0 м подсечен скв. X (на сводной колонке скв. IX и X на рис. 3 этот горизонт расположен ниже 1300 м). Мощность этого горизонта составляет 102.0 м для разреза СГ-3 и 275.0 м для разреза скв. X. Остальная часть разреза свиты в скв. IX (интервал 805.0-1300.0 м на сводной колонке) отличается, по сравнению с разрезом СГ-3, большей основностью (интервалы 820.0-915.0 м и 970.0-1150.0 м представлены, в основном, чередующимися покровами базальтов и муджиеритов, реже среднекислых лав).

В целом разрезы этих свит в СГ-3 и скв. IX и X вполне удовлетворяют требованиям гомологичности. В то же время породы приповерхностного уровня обычно слабо рассланцованы, особенно в пределах оршоайвинской свиты. В них преобладают массивные, флюидальные, кластические и миндалекаменные текстуры. Структуры пород типичные магматогенные: офитовая, микроофитовая, микролитито-гиалиновая, полнокристаллическая, фельзитовая и др. (табл. 1). Породы пирттиярвинской свиты рассланцованы гораздо интенсивнее. Наряду с первичными реликтовыми магматическими текстурами, в них часто наблюдаются сланцеватые и гнейсовидные текстуры метаморфических пород. В то же время вулканиды СГ-3 характеризуются гораздо большей степенью метаморфизма и тектонического преобразования пород (табл. 2). В оршоайвинской свите в разрезе СГ-3 отмечены лишь реликтовые признаки офитовой, призматическизернистой и других первичных структур вулканических пород. Глубинные породы пирттиярвинской свиты имеют уже типичные структуры метаморфических пород – гранобластовую, нематогранобластовую, лепидогранобластовую и др. В глубинных породах полностью исчезает вулканическое стекло, замещаемое вторичными минералами – хлоритом, эпидотом, карбонатом и др. Снижается содержание плагиоклаза, мусковита, эпидота и карбоната, но возрастает количество кварца. Актинолит преобразуется в роговую обманку, сфен замещается лейкоксеном.

3. Соотношение типов пород и вопросы петрогеохимии маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит

Маярвинская вулканогенная свита. Отмечая значительную роль вулканидов андезибазальтового состава в формировании разреза маярвинской свиты, исследователи печенгского вулканизма обычно относили породы этого уровня к андезибазальтовой формации (*Предовский и др.*, 1974; *Кременецкий, Овчинников*, 1986; *Смолькин и др.*, 1995). Этот вопрос, тем не менее, требует обсуждения. Бесспорно, что андезибазальты составляют значительную часть разреза свиты, вскрытой скважиной СГ-3. Некоторые исследователи приводят для них даже цифру 92 %, что вряд ли соответствует истине, ибо одних только базальтоидов в разрезе свиты, по нашим данным, не менее 25 %, и около 10 % андезитов. Среди вулканидов петрогеохимического разреза 5, составленного для зоны, находящейся к северу от СГ-3 (рис. 1), соотношение базальтов, андезибазальтов и андезитов (вместе с дацитами) составляет, соответственно, 20 : 65 : 15 (табл. 3, разрез 5). Очень близкое соотношение (25 : 65 : 10) и в вулканидах свиты СГ-3 (табл. 3, разрез 5А). Совершенно иное соотношение этих пород в зонах, расположенных западнее СГ-3. На крайнем западе структуры (табл. 3, разрез 1) это соотношение составляет 20 : 15 : 65 (явное преобладание андезитов и дацитов). Наиболее представительный петрогеохимический разрез свиты, составлен для зоны, находящейся к югу от пос. Сальмиярви (табл. 3, разрез 2). Здесь в основании разреза залегают субвулканические пластовые тела высокотитанистых габбро-долеритов, которые сменяются вверх по разрезу покровами базальтов, андезибазальтов и андезитов. Соотношение этих пород составляет 30 : 45 : 25, т.е. налицо преобладание (но не подавляющее) андезибазальтов над базальтами и андезитами. В петрогеохимическом разрезе 3, составленном для северной

части структуры, в районе оз. Пиэнни-куйва-ярви, соотношение вулканитов равно 30 : 20 : 50, т.е. налицо явное преобладание базальтов и андезитов над андезибазальтами, а в петрогеохимическом разрезе 4, составленном по данным скв. X, это соотношение составляет 30 : 40 : 30, т.е. каждый из этих типов пород внес в формирование разреза примерно равную долю. Подобное, иногда достаточно резкое, отличие вулканических разрезов соседних фациальных зон, нередко расположенных всего в нескольких километрах друг от друга, было обусловлено, прежде всего, малой подвижностью и высокой вязкостью в поверхностных условиях лав среднекислого состава, способных эффективно участвовать в формировании разрезов лишь в непосредственной близости от центров извержения, представлявших собой небольшие эруптивные центры с автономными источниками питания.

Таким образом, детальные петрогеохимические исследования показали, что вулканические ассоциации маярвинского времени в различных фациальных зонах имеют разный состав, объем и фациальные характеристики. Учитывая все вышеизложенное, представляется целесообразным считать всю совокупность вулканитов свиты продуктом Mg-базальт-андезибазальт-андезит-дацитово-формации с автономным характером проявления вулканизма в отдельных зонах.

Из данных табл. 4 видно, что вулканиты маярвинской свиты, как глубинного, так и поверхностного уровней, представлены в основном магнезиальными базальтами, субщелочными базальтами, ферробазальтами, андезибазальтами и андезитами. Базитовые вулканиты свиты относятся, в основном, к кварц-нормативным гиперстеневым, реже оливин-нормативным разновидностям, в то время как андезитовиды – к кварц-нормативным гиперстен-авгитовым породам. Среднекислые вулканиты свиты относятся к магнезиально-железистым и низкоглиноземистым разновидностям – содержание MgO в них колеблется в пределах 3-6 %, суммарное содержание Fe – 9-12 %, а глинозема – 12-15 %. Существенных различий в химическом составе вулканитов из разреза СГ-3 и поверхностного уровня нет (табл. 4), что в известной степени подтверждает представления А.А. Предовского (1974) об изохимичности состава вулканитов Печенгской структуры, метаморфизованных в интервале от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. Глубинные образцы лишь несколько обеднены окисным железом. В целом вулканиты представлены породами нормальной щелочности и относятся к дифференцированному, непрерывному по кремнекислотности формационному типу.

Таблица 3. Соотношение вулканитов различного состава (об. %) в петрогеохимических разрезах маярвинской вулканогенной свиты

Номер разреза	1	2	3	4	5	5А
Базальты	20	30	30	30	20	25
Андезибазальты	15	45	20	40	65	65
Андезиты и дациты	65	25	50	30	15	10

Примечание: разрез 1 занимает самое западное положение в структуре, разрез 5 – самое восточное; остальные разрезы занимают промежуточное положение (рис. 1). Разрез 5А составлен по породам СГ-3.

Таблица 4. Средний состав (мас. %) наиболее распространенных типов вулканитов маярвинской свиты СГ-3 и поверхностного уровня

Компоненты	Базальты магнезиальные		Базальты субщелочные		Ферробазальты		Андезибазальты		Андезиты	
	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 3)	СГ-3 (n = 3)	Поверх. (n = 12)	СГ-3 (n = 12)	Поверх. (n = 2)	СГ-3 (n = 46)	Поверх. (n = 40)	СГ-3 (n = 11)	Поверх. (n = 21)
SiO ₂	52.60	53.07	51.53	51.27	48.23	47.64	55.55	55.24	58.36	58.88
TiO ₂	0.97	0.87	0.98	1.09	1.66	2.22	0.95	1.00	1.20	1.07
Al ₂ O ₃	12.22	11.96	14.32	14.24	13.41	11.99	14.70	14.06	13.11	13.06
Fe ₂ O ₃	0.35	0.49	2.34	2.38	2.35	7.32	1.48	2.79	2.10	2.90
FeO	10.01	10.37	9.71	9.67	13.67	9.82	8.13	7.96	9.26	7.33
MnO	0.16	0.16	0.17	0.19	0.26	0.18	0.16	0.16	0.14	0.18
MgO	8.58	8.74	6.00	6.11	6.28	7.85	5.64	4.63	3.38	3.19
CaO	9.09	8.86	8.22	8.14	8.55	7.58	7.65	7.43	6.41	6.47
Na ₂ O	2.34	2.00	3.48	3.29	2.63	2.68	3.19	3.35	3.13	3.23
K ₂ O	1.37	1.63	1.47	1.03	0.84	0.81	1.55	1.49	1.48	1.80
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.12	0.17	0.18	0.20	0.17	0.17	0.17	0.22
H ₂ O ⁻	0.11	0.24	0.14	0.16	0.10	0.25	0.13	0.26	0.08	0.28
H ₂ O ⁺	1.85	1.29	1.64	1.94	1.74	1.70	1.29	1.52	1.42	1.45
CO ₂	0.18	0.20	0.08	0.07	0.05	0.11	0.10	0.16	0.02	0.23
Сумма	100.00	100.02	100.20	99.66	99.95	100.35	100.71	100.20	100.26	100.29

Примечание: результаты анализов глубинных пород – данные СГ-3. Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в Химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич.

Приведенные в табл. 4 данные в основном не противоречат установленному при детальном картировании процентному соотношению отдельных петрохимических типов вулканитов в разрезе свиты. В табл. 5 приведено содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов в единичных представительных анализах вулканитов маярвинской свиты СГ-3, а также поверхностного и приповерхностного (скв. X) уровней, причем сопоставлялись также результаты менее представительных анализов, не представленных в таблице. Можно отметить некоторое обеднение глубинных образцов литием (10-12 г/т против 30-40 г/т у поверхностных гомологов), рубидием (5-40 г/т против 55-100 г/т у поверхностных гомологов), стронцием (на порядок) и барием (в 2-3 раза), а также цирконием (30-55 г/т против 120-210 г/т у поверхностных гомологов) и ниобием (0.6-3.0 г/т против 9-18 г/т у поверхностных гомологов).

На диаграмме АФМ (рис. 4А) часть фигуративных точек, отражающих состав вулканитов свиты, расположена в пределах поля известково-щелочной петрохимической серии (55 %), другая – толеит-базальтовой (45 %); это, вероятно, объясняется контаминацией сиалическим материалом коры магматического расплава меланобазальтового состава.

Таблица 5. Содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов (мас. %, г/т) в единичных анализах вулканитов маярвинской свиты СГ-3, приповерхностного (скв. X) и поверхностного уровней

Компоненты	СГ-3			Поверхностные обнажения и скважина X					
	Базальт (обр. СГ-6666.4)	Андезибазальт (обр. СГ-6638.0)	Андезит (обр. СГ-6274.0)	Пикрит (обр. Н-91/11)	Базальт (обр. X-663.0)	Андезибазальт (обр. X-412.6)	Андезит (обр. X-453.4)	Андезидацит (обр. Н-91/10)	Дацит (обр. Н-91/14)
SiO ₂	53.40	54.04	58.37	49.29	53.36	54.66	58.52	62.28	66.58
TiO ₂	0.92	0.86	0.95	1.74	0.68	0.77	1.05	0.61	1.00
Al ₂ O ₃	14.16	14.01	13.41	6.20	14.89	13.91	12.42	11.88	12.36
Fe ₂ O ₃	0.75	1.15	2.70	2.98	2.90	4.86	2.85	2.11	2.80
FeO	9.65	8.05	7.34	9.36	6.10	5.74	7.93	6.12	5.41
MnO	0.19	0.15	0.11	0.22	0.17	0.15	0.17	0.13	0.09
MgO	6.09	5.72	4.75	14.51	5.85	4.90	3.06	3.53	1.12
CaO	8.49	9.23	5.82	10.10	6.35	6.66	4.41	6.95	4.05
Na ₂ O	3.22	3.52	2.72	0.93	4.00	3.61	4.05	3.91	2.60
K ₂ O	1.30	1.27	1.38	0.64	2.30	2.01	1.96	0.43	2.47
H ₂ O ⁻	0.10	0.12	0.14	0.31	0.24	0.16	0.22	0.17	0.10
H ₂ O ⁺	1.74	1.60	1.94	3.38	2.29	1.84	2.07	0.98	1.21
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.21	0.07	0.15	0.11	0.22	0.14	0.22
CO ₂	0.10	0.36	0.35	0.19	0.17	0.30	0.61	0.78	0.10
Сумма	100.23	100.22	100.19	99.92	99.45	99.68	99.54	100.02	100.11
Li	12	12	10	не опр.	33	40	40	не опр.	не опр.
Rb	33	20	24	58	61	69	67	65	57
Sr	26	29	31	51	236	414	218	296	181
Ba	100	280	154	360	418	470	418	130	107
U	1.1	0.9	1.1	не опр.	0.93	0.87	1.06	не опр.	не опр.
Th	3.0	4.1	5.5	не опр.	4.09	4.09	5.45	не опр.	не опр.
Zr	33	47	52	118	121	125	155	100	209
Nb	2.8	1.8	2.4	20	9	11	11	10	18
Cu	93	126	151	8	760	120	240	79	74
V	196	236	238	170	210	220	230	160	88
Cr	420	116	39	520	200	57	12	50	18
Co	81	39	30	54	41	39	36	15	8
Ni	140	52	19	740	56	48	24	40	15
La	14	16	24	не опр.	15	17	25	не опр.	не опр.
Ce	42	40	54	не опр.	38	40	54	не опр.	не опр.
Nd	17	18	23	не опр.	15	18	23	не опр.	не опр.
Sm	3.2	3.62	4.70	не опр.	3.60	3.62	4.70	не опр.	не опр.
Eu	1.10	0.97	1.06	не опр.	0.95	0.97	1.06	не опр.	не опр.
Tb	0.7	0.42	0.62	не опр.	0.40	0.42	0.62	не опр.	не опр.
Yb	1.8	1.56	1.96	не опр.	1.52	1.56	1.96	не опр.	не опр.
Lu	0.5	0.24	0.31	не опр.	0.24	0.24	0.31	не опр.	не опр.

Примечание: анализы глубинных пород – данные СГ-3. Анализы поверхностных и приповерхностных гомологов выполнены в Химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина,

Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич; рудные элементы определены в Лаборатории физических методов исследования ГИ КНЦ РАН, аналитики В.А. Победоносцев, М.Ф. Лялина, Е.Э. Савченко. REE определены Г. Бругманном в Аналитическом центре университета г. Торонто.

Характерно, что фигуративные точки образцов из разреза СГ-3 располагаются на диаграмме совместно с точками поверхностных образцов, что подтверждает данные об их изохимичности. На диаграмме Пирса (*Pearce et al., 1977*) фиксируется более дифференцированное расположение фигуративных точек для вулканитов свиты поверхностного уровня (рис. 4Б); характерным является наличие трех разнонаправленных трендов. Для андезибазальтов и андезитов нижней части разреза типично увеличение относительного содержания MgO (тренд I), андезибазальтам из средней части присуща противоположная тенденция (тренд II), а для базитовых пород из верхней части характерно изменение соотношения FeO и Al₂O₃ при стабильности MgO (тренд III). Аналогичные тенденции присущи и вулканитам СГ-3.

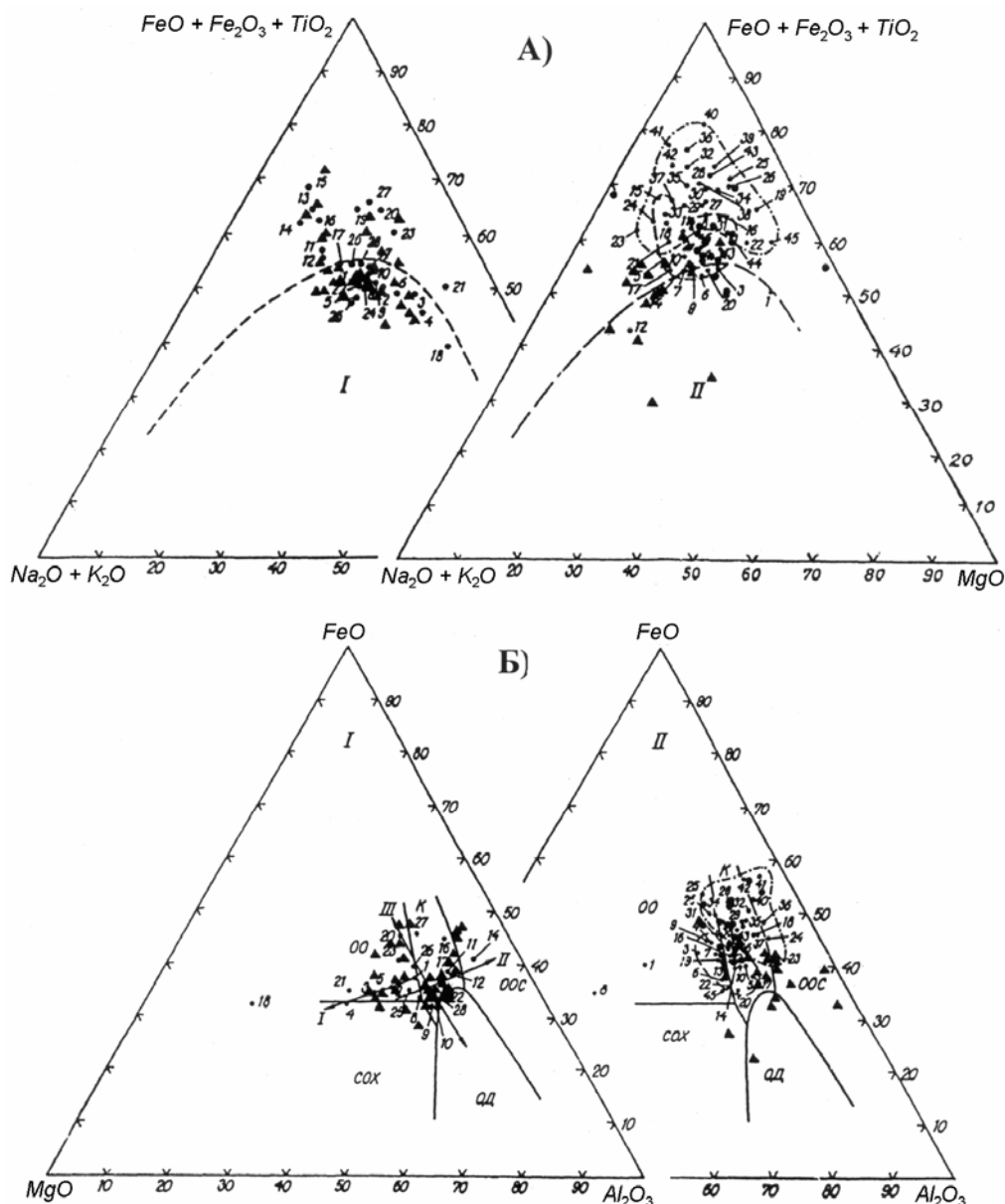


Рис. 4. Диаграммы AFM (А) и Пирса (*Pearce et al., 1977*) (Б) для вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит

I – маярвинская свита. Черные треугольники – вулканиты из разреза СГ-3. Оцифрованы образцы гомологов поверхностного уровня; II – пирттиярвинская и оршоайвинская свиты. Крупные черные кружки – вулканиты оршоайвинской свиты СГ-3, черные треугольники – вулканиты пирттиярвинской свиты СГ-3. Оцифрованы образцы

поверхностного уровня (поле с пунктиром – вулканы пирттиярвинской свиты; поле с штрих-пунктиром – вулканы оршоайвинской свиты). На диаграмме Пирса – поля базальтов: внутриконтинентальных областей (К); океанических островов (ОО); срединно-океанических хребтов (СОХ); островных дуг (ОД) и островов океанических зон спрединга (ООС). Номера точек на всех диаграммах даны по возрастающей – от подошвы к кровле разрезов.

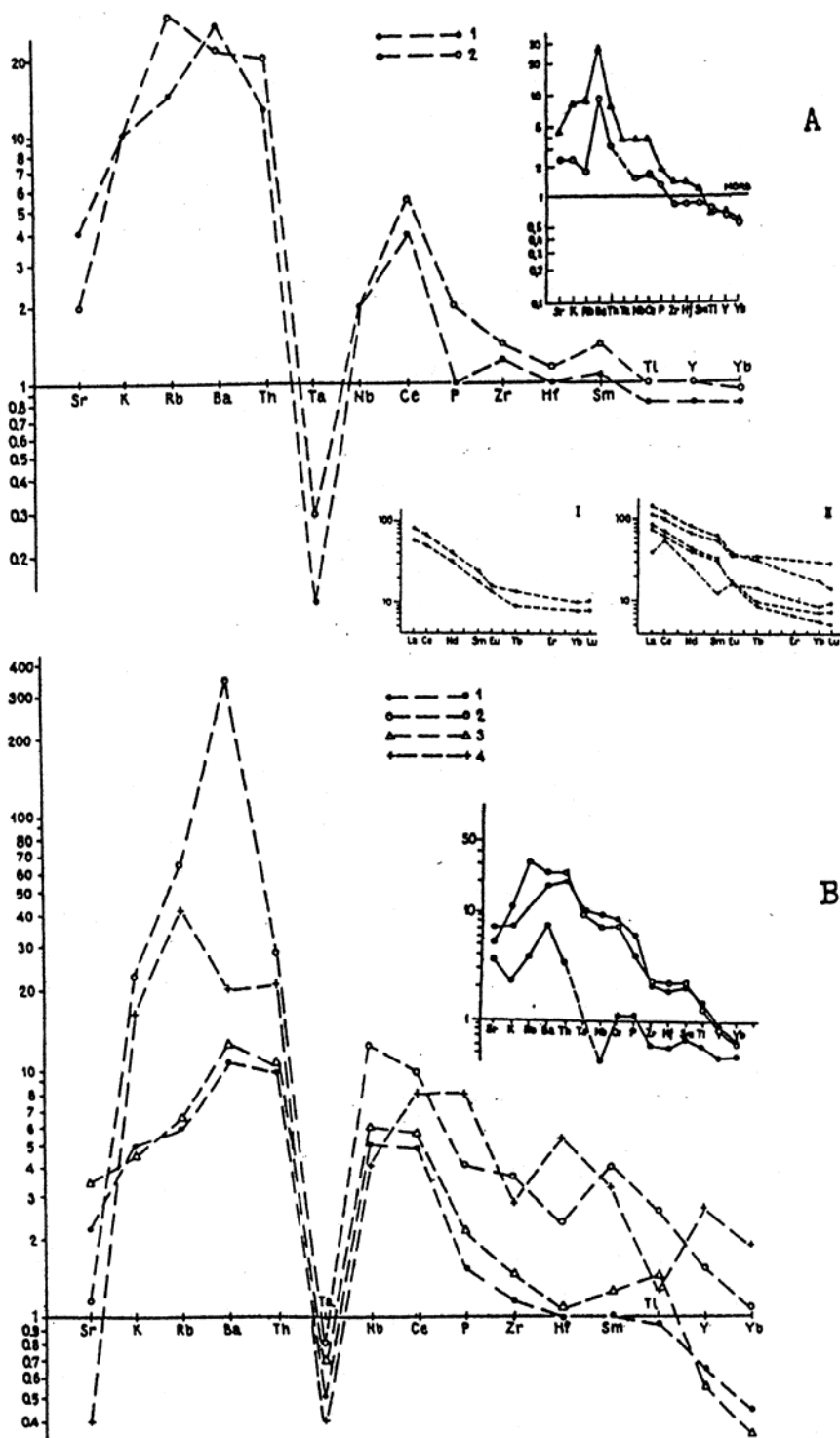


Рис. 5. Спайдеграммы микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для вулкаников маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит:

А. Маярвинская свита. 1 – андезибазальт; 2 – андезит. В правом углу – спайдеграмма микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для пород современного континентального рифта Рио-Гранде (Фролова, Бурикова, 1997).
 Б. Пирттиярвинская и оршоайвинская свиты. 1 – пикробазальт; 2 – муджирит; 3 – трахиандезит; 4 – трахидациит.

В правом углу – спайдеграмма микроэлементов, нормализованных по N-MORB, для четвертичных базальтов и андезибазальтов вулканического пояса Анд (Фролова, Бурикова, 1997).

В центре рисунка – спектры РЗЭ, нормированных по хондриту, для пород маярвинской (I), пирттиярвинской и оршоайвинской свит (II).

На спайдеграмме микроэлементов, нормализованных по N-MORB (рис. 5А), видно, что, в сравнении с примитивными океаническими базальтами, породы маярвинской свиты обогащены легкими крупноионными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), имеют небольшой избыток Nb, Ce, P, Zr, Sm, а по содержанию Hf, Ti, Y и Yb они близки N-MORB. Заметная отрицательная Ta-аномалия указывает на присутствие корового материала в расплаве. В целом спайдеграмма андезиитоидов близка таковым для вулканитов активных континентальных окраин и юных островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997) и мало напоминает спайдеграммы современных континентальных рифтов, одна из которых приведена на рисунке. Вулканиты свиты обогащены лантаноидами и характеризуются стабильными спектрами REE и слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией (рис. 5А). Rb-Sr изохрона вулканитов отвечает возрасту 2338 ± 30 млн лет; $IR = 0.7044$ (Балашов, 1996).

Учитывая постоянное присутствие в сариолийских базальтах и андезибазальтах парагенетической ассоциации оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + алюмохромит, а также высокую водонасыщенность Mg-базальт-андезибазальтовой ассоциации вулканитов, умеренную концентрацию в расплаве Ni и Cr и повышенное содержание LREE, В.Ф. Смолькин, А.Е. Борисов и А.А. Маракушев высказали предположение о принадлежности сариолийских вулканитов МС к марианит-бонинитовой серии (Смолькин и др., 1987).

Пирттиярвинская и оршоайвинская вулканогенные свиты. В результате проведенного формационного анализа нижнеятулийских вулканитов составлен латеральный ряд вулканических ассоциаций для пород пирттиярвинской и оршоайвинской свит (рис. 1, табл. 6). На западе Печенгской структуры (разрез 1) вулканиты этого уровня представлены лишь пирттиярвинскими породами, имеющими соотношение базальтов, муджиеритов, трахиандезитов и трахидацитов, соответственно, 10 : 0 : 90 : 0; на северо-западе (разрез 3) – пирттиярвинскими породами с соотношением базальтов, муджиеритов, трахиандезитов и трахидацитов, соответственно, 5 : 70 : 20 : 5 и породами оршоайвинской свиты с соотношением ферробазальтов, базальтов, муджиеритов и трахитов, соответственно, 60 : 20 : 15 : 5. Аналогичные характеристики для пирттиярвинской свиты (но не для оршоайвинской!) имеет разрез 3А, составленный по породам из СГ-3 (10 : 85 : 5 : 0). Причины резкого различия в составе глубинных пород и поверхностных гомологов оршоайвинской свиты будут освещены ниже. На востоке структуры (разрез 5) вулканиты этого уровня представлены пирттиярвинскими породами, имеющими соотношение базальтов, муджиеритов, трахиандезитов и трахидацитов, соответственно, 0 : 10 : 45 : 45, и породами оршоайвинской свиты, на 100 % состоящими из ферробазальтов.

Таким образом, собранный нами фактический материал дает примеры самого различного соотношения отдельных петрохимических разновидностей вулканитов в различных фациальных зонах, что позволяет существенно пересмотреть и переоценить значение тех или иных типов пород, в том числе и трахибазальтов, в формировании разрезов этих зон.

Многие исследователи печенгского вулканизма, учитывая значительную роль вулканитов субщелочной серии, в частности, железистых трахибазальтов (муджиеритов) в формировании разреза пород нижнего ятулия, обычно относили вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит к трахибазальтовой формации (Предовский и др., 1974; Кременецкий, Овчинников, 1986; Смолькин и др., 1995). Этот вопрос, тем не менее, требует обсуждения, поскольку трахибазальты являются лишь отдельным звеном в сложной и многоступенчатой истории эволюции вулканизма нижнеятулийского времени. Кроме того, если вулканиты пирттиярвинской свиты действительно имели субщелочной тренд магматической дифференциации, то эволюция вулканизма оршоайвинского времени – пример взаимодействия и взаимопроникновения продуктов толеит-базальтовой (ферробазальты) и субщелочной (трахиты и трахиандезиты) серий.

Таблица 6. Соотношение вулканитов различного состава (об. %) в петрогеохимических разрезах пирттиярвинской и оршоайвинской свит

Номер разреза		1	2	3	3А	4	5
Пирттиярвинская свита	Ферробазальты, пикробазальты	10	35	5	10	25	0
	Муджиериты, трахиандезиты	0	45	70	85	50	10
	Трахиандезиты	90	5	20	5	15	45
	Трахидациты	0	15	5	0	10	45
Оршоай-	Ферробазальты	0	55	60	20	55	100
	Базальты	0	30	20	10	20	0

винская свита	Щелочные базальты и муджиериты	0	10	15	65	20	0
	Трахиты	0	5	5	5	5	0

Примечание: разрез 1 занимает самое западное положение в структуре, разрез 5 – самое восточное; остальные разрезы занимают промежуточное положение (рис. 1). Разрез 3А составлен по породам СГ-3.

Принимая во внимание все вышеизложенное и учитывая определенную автономность строения и состава пирттиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе нижнего ятулия, мы считаем несколько упрощенным отнесение вулканитов этого уровня к трахибазальтовой формации. Представляется целесообразным считать всю совокупность вулканитов нижнего ятулия производной двух взаимозависимых и унаследованно развивавшихся, но в то же время достаточно автономных формаций, сформировавшихся, соответственно, разрезы этих свит.

Таблица 7. Средний состав (мас. %) наиболее распространенных типов вулканитов пирттиярвинской свиты СГ-3 и поверхностного уровня

Компоненты	Ферропикриты		Щелочные базальты		Муджиериты		Трахиандезиты		Трахиандезиты		Трахидацинты	
	СГ-3 (n = 4)	Поверх. (n = 5)	СГ-3 (n = 13)	Поверх. (n = 10)	СГ-3 (n = 17)	Поверх. (n = 24)	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 8)	СГ-3 (n = 2)	Поверх. (n = 30)	СГ-3 (n = 1)	Поверх. (n = 20)
SiO ₂	44.44	43.93	49.66	51.37	48.27	49.91	54.07	54.99	58.32	57.75	68.98	65.64
TiO ₂	3.12	3.55	1.73	1.58	2.27	1.94	2.13	1.78	2.03	1.48	0.36	0.93
Al ₂ O ₃	8.52	8.50	13.93	12.71	14.46	13.76	16.02	13.68	15.11	14.47	9.97	13.70
Fe ₂ O ₃	5.80	5.58	6.25	6.53	5.94	8.30	6.93	9.08	6.54	6.23	1.91	4.34
FeO	10.42	10.64	8.81	6.19	9.85	7.16	5.27	5.28	4.19	4.91	1.85	2.96
MnO	0.21	0.23	0.25	0.18	0.23	0.17	0.10	0.16	0.11	0.12	0.09	0.07
MgO	12.23	12.83	5.44	5.07	5.97	4.82	3.34	3.56	3.86	2.38	3.64	0.77
CaO	9.08	8.57	5.84	6.17	4.83	4.46	2.71	3.93	1.85	2.33	5.09	1.30
Na ₂ O	0.20	0.24	5.26	4.82	4.09	4.23	5.03	4.84	5.26	5.41	0.78	5.08
K ₂ O	0.01	0.02	0.47	1.02	1.63	1.72	2.75	1.82	1.32	2.30	4.48	3.36
P ₂ O ₅	0.26	0.24	0.28	0.26	0.22	0.30	0.26	0.31	0.18	0.30	0.18	0.20
H ₂ O ⁻	0.24	0.28	0.09	0.09	0.12	0.12	0.18	0.18	0.26	0.13	0.22	0.32
H ₂ O ⁺	4.75	4.93	1.72	1.59	2.03	1.55	1.03	1.67	0.73	1.84	1.23	1.10
CO ₂	0.20	0.13	0.43	1.47	0.18	0.30	0.46	0.42	0.50	0.42	0.62	0.31
Сумма	99.48	99.67	100.16	99.04	100.09	99.74	100.28	99.69	100.26	100.07	99.40	100.08

Таблица 8. Средний состав (мас. %) наиболее распространенных типов вулканитов оршоайвинской свиты СГ-3 и поверхностного уровня

Компоненты	Ферробазальты		Ферробазальты щелочные		Трахиты железистые	
	СГ-3 (n = 7)	Поверх. (n = 19)	СГ-3 (n = 14)	Поверх. (n = 4)	СГ-3 (n = 1)	Поверх. (n = 2)
SiO ₂	47.34	49.32	48.99	48.60	57.02	60.36
TiO ₂	2.27	1.98	2.20	2.45	1.20	1.23
Al ₂ O ₃	13.48	13.50	13.91	14.02	14.14	14.11
Fe ₂ O ₃	6.75	6.80	6.43	10.67	6.31	5.44
FeO	10.98	9.01	9.73	8.57	5.97	4.05
MnO	0.22	0.20	0.22	0.12	0.11	0.07
MgO	5.54	4.96	5.37	2.83	2.54	0.86
CaO	6.02	6.28	4.94	4.00	3.05	1.13
Na ₂ O	3.00	3.12	4.32	2.37	8.00	7.01
K ₂ O	0.91	0.99	1.35	3.11	0.10	2.66
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.27	0.22	0.18	0.20
H ₂ O ⁻	0.14	0.14	0.09	0.15	0.16	0.26
H ₂ O ⁺	2.94	2.71	1.60	2.09	0.83	2.63
CO ₂	0.16	0.51	0.45	0.50	0.42	0.50

Сумма	99.95	99.72	99.87	99.70	100.03	99.51
-------	-------	-------	-------	-------	--------	-------

Примечание к табл. 7, 8: результаты анализов глубинных пород – данные СГ-3. Анализы поверхностных и приповерхностных пород выполнены в Химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Малышева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич.

Таблица 9. Содержание главных, рассеянных и редкоземельных элементов (мас. %, г/т) в единичных анализах вулканитов пирттиярвинской и оршоайвинской свит СГ-3, приповерхностного (скв. X) и поверхностного урвней

Компоненты	Пирттиярвинская свита										Оршоайвинская свита	
	СГ-3				Поверхностный и приповерхностный уровни						СГ-3	Поверх. уровень
	Базальт магнети- альный	Муджи- ерит	Траханде- зибазальт	Трахан- дезит	Пикрит	Базальт магнети- альный	Муджи- ерит	Траханде- зибазальт	Траханде- зит мало- калиевый	Трахи- андезит	Ферро- базальт	Ферро- базальт
	(обр. СГ- 5042.8)	(обр. СГ- 5470.0)	(обр. СГ- 443.0)	(обр. СГ- 5483.0)	(обр. Н- 91/16)	(обр. X- 267.0)	(обр. СК- 73)	(обр. X- 238.2)	(обр. Н- 91/17)	(обр. Н- 91/18)	(обр. СГ- 5120.8)	(обр. Н- 91/31)
SiO ₂	48.34	48.32	55.24	58.42	39.11	51.33	49.31	54.22	59.60	56.64	49.80	49.74
TiO ₂	1.18	2.75	2.75	1.90	5.26	0.87	2.56	1.58	1.93	1.77	1.90	1.70
Al ₂ O ₃	14.43	14.45	14.20	15.52	10.12	8.93	14.35	10.56	16.33	15.37	13.40	13.60
Fe ₂ O ₃	6.48	10.37	7.04	6.00	4.69	6.41	15.07	6.08	4.95	4.80	4.27	5.80
FeO	8.64	5.04	5.65	3.70	13.50	7.04	2.93	6.17	4.45	5.74	9.77	8.58
MnO	0.23	0.20	0.13	0.14	0.32	0.22	0.06	0.16	0.04	0.17	0.22	0.19
MgO	7.65	4.20	2.74	3.31	15.21	10.31	2.88	5.08	0.55	2.70	6.15	5.31
CaO	7.86	5.17	3.71	2.92	6.54	7.35	2.57	6.36	4.28	3.92	9.50	9.53
Na ₂ O	2.56	5.90	4.60	5.22	0.40	2.90	2.05	5.65	6.02	4.39	2.60	2.29
K ₂ O	0.25	1.24	2.40	1.32	0.07	0.80	4.47	0.87	0.16	2.35	0.53	0.37
H ₂ O ⁻	0.09	0.14	0.18	0.26	0.28	0.14	0.15	0.15	0.07	0.10	0.10	0.12
H ₂ O ⁺	1.45	1.94	0.67	0.73	5.93	3.21	2.67	1.75	0.52	1.54	1.64	1.83
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.26	0.18	0.16	0.20	0.49	0.26	0.53	0.24	0.15	0.12
CO ₂	0.10	0.16	0.46	0.51	0.13	0.15	0.03	0.84	0.26	0.15	0.15	0.20
Сумма	99.46	100.10	100.03	100.13	99.72	99.86	99.69	99.73	99.69	99.88	100.08	99.58
Li	12	10	9	16	не опр.	14	66	22	не опр.	не опр.	9	47
Rb	15	5	14	30	3	14	130	13	9	65	6	17
Sr	75	30	36	47	23	51	123	347	154	395	24	214
Ba	300	25	223	366	20	245	3940	268	90	780	26	320
U	0.2	0.3	4.7	1.7	не опр.	0,13	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0.2	не опр.
Th	1.9	1.9	2.0	5.2	не опр.	3.28	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	1.6	не опр.
Zr	70	40	53	77	86	68	318	140	238	184	42	78
Nb	0.5	1.5	0.62	0.5	12	11	31	27	34	30	1.5	12
Cu	150	410	76	67	15	79	170	59	34	34	380	79
V	95	170	182	147	190	260	330	300	71	170	160	260
Cr	620	30	207	39	770	1402	170	378	8	8	25	40
Co	50	46	43	46	82	65	38	43	8	12	44	54
Ni	150	35	83	21	900	234	140	94	11	14	30	55
La	не опр.	12	24	33	не опр.	23	43	26	не опр.	не опр.	13	не опр.
Ce	не опр.	46	51	82	не опр.	49	99	56	не опр.	не опр.	47	не опр.
Nd	не опр.	16	30	42	не опр.	22	49	24	не опр.	не опр.	18	не опр.
Sm	не опр.	2.31	7.72	10.43	не опр.	4.40	12.02	4.23	не опр.	не опр.	2.01	не опр.
Eu	не опр.	1.15	2.12	2.30	не опр.	0.96	2.65	1.25	не опр.	не опр.	1.10	не опр.
Tb	0.65	0.65	1.60	1.58	не опр.	0.35	1.50	0.40	не опр.	не опр.	0.55	не опр.
Yb	1.64	1.64	5.02	5.65	не опр.	1.23	3.22	1.06	не опр.	не опр.	1.30	не опр.
Lu	0.27	0.27	0.68	0.84	не опр.	0.20	0.40	0.15	не опр.	не опр.	0.25	не опр.

Примечание: анализы глубинных пород – данные СГ-3. Анализы поверхностных и приповерхностных гомологов выполнены в Химической лаборатории ГИ КНЦ РАН, аналитики Ю.Н. Новикова, Л.В. Мальшева, Н.П. Калугина, Т.В. Иволина, Е.А. Апанасевич; рудные элементы определены в Лаборатории физических методов исследования ГИ КНЦ РАН, аналитики В.А. Победоносцев, М.Ф. Лялина, Е.Э. Савченко. REE определены Г. Бругманном в Аналитическом центре университета г. Торонто.

Таким образом, можно констатировать, что в целом нижнеятулийские вулканиды формируют субщелочную пикробазальт-муджиерит-трахиандезит-трахидацитовую и контрастную ферробазальт-муджиерит-трахитовую формации (соответственно, пирттиярвинская и оршоайвинская свиты).

Из данных табл. 6-9 видно, что вулканиды пирттиярвинской и оршоайвинской свит разной глубинности представлены ферропикритами, ферробазальтами, магнезиальными базальтами, базальтами, щелочными базальтами, муджиеритами (высокожелезистыми и высокотитанистыми щелочными базальтами), трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами и трахитами. По химизму породы пирттиярвинской и отчасти оршоайвинской свит относятся к субщелочной серии, что определяет своеобразие их эволюции, приводящей на ранних этапах формирования разреза свит к появлению титанисто-железистых трахибазальтов (муджиеритов) и железистых трахиандезитов, а затем – к образованию железистых трахитов и железистых трахидацитов. Породы поверхностного уровня в основании разреза пирттиярвинской свиты относятся к ферропикритам с повышенным содержанием TiO_2 (1.7-3.6 %) и с суммарным содержанием железа от 14.2 до 16.3 %. При чрезвычайно низком содержании кремнекислоты в некоторых разновидностях этих пород (42-44 %), а также с учетом их низкой щелочности ($Na_2O + K_2O = 0.2-0.4$ %), нам кажется целесообразным считать эти породы ферропикритами и пикробазальтами, а не исключительно пикробазальтами, как было принято ранее (Предовский и др., 1987; Смолькин и др., 1995). Чрезвычайно характерными для разреза нижнеятулийских свит являются своеобразные щелочные вулканиды – титанисто-железистые трахибазальты (муджиериты) и железистые трахиандезиты. При среднем содержании кремнекислоты, соответственно, 49.91 и 57.75 % (см. табл. 7), эти базальтоиды и андезитойды обогащены TiO_2 (соответственно, 1.94 и 1.48 %) и суммарным железом (15.46 и 11.14 %), а также щелочами (сумма Na_2O и K_2O равна, соответственно, 5.95 % и 7.71 %), но обеднены алюминием и щелочными землями. Они относятся к кварц- и гиперстен-нормативным, существенно альбитовым породам. Однако для разреза оршоайвинской свиты (см. табл. 8, 9), помимо субщелочных пород, характерны и обычные толеитовые базальты и ферробазальты. Среди базальтоидов этой свиты наиболее распространены ферробазальты – высокотитанистые и высокожелезистые кварц- и гиперстен-нормативные породы (содержание железа в некоторых разновидностях составляет около 20 %, а титана – 2.3-2.6 %); суммарное содержание щелочей в большинстве разновидностей ферробазальтов обычно не превышает 3.5-4 %, однако в высокотитанистых породах оно увеличивается до 4.4-5 %, с заметным возрастанием роли калия. В табл. 9 приведены содержания главных, рассеянных и редкоземельных элементов в представительных анализах вулканидов поверхностного, приповерхностного и глубинного уровней этих свит. Можно отметить некоторое обеднение образцов пород СГ-3 цирконием (до 40-80 г/т в сравнении с 70-300 г/т у поверхностных гомологов), а также ниобием (до 0.5-1.5 г/т в сравнении с 11-34 г/т у поверхностных гомологов). Вулканиды нижнего ятулия по сравнению с маярвинскими андезитойдами несколько обогащены LREE и в целом характеризуются стабильными спектрами REE, сходными со спектрами маярвинских пород. Выделяются спектры с относительно плоским распределением REE и с наклонным; плоские спектры принадлежат пикробазальту и ферроандезиту, в то время как наклонные – щелочным фельзическим породам (рис. 5). Для этих пород характерна в отдельных случаях хорошо проявленная отрицательная Eu-аномалия (в пикробазальтах – положительная), $Eu/Eu^* = 0.75-1.0$. Содержание Eu в них, в среднем, около 1 г/т, увеличиваясь в калиевых породах до 2.30-2.65 г/т, $(La/Yb)_N$ колеблется около 2.0, $(Gd/Yb)_N = 1.1-1.6$, что определяет слабое фракционирование редких земель.

В целом на петрохимических диаграммах фигуративные точки средних составов вулканидов пирттиярвинской свиты попадают в поля пикритов, базальтов, гавайитов, муджиеритов, андезитов, дацитов и трахиандезитов. При этом характерно, что каждой петрохимической разновидности пород с нормальным содержанием щелочей соответствует примерно равный по кремнекислотности аналог с повышенной щелочностью. Составы базальтоидов оршоайвинской свиты попадают в поля базальтов, субщелочных базальтов и гавайитов, а составы фельзических пород – в поле трахитов. На диаграмме AFM 90 % вулканических пород этих свит попадают в поле вулканидов толеитовой серии и лишь 10 % – в область известково-щелочной, причем на диаграммах AFM и Пирса (рис. 4) фигуративные точки составов вулканидов этих свит формируют два частично перекрывающихся поля: нижнее – более щелочных пород и верхнее – более железистых. Точки более щелочных базальтов пирттиярвинской свиты попадают в поля базальтов внутриконтинентальных зон и океанических островов, в то время как породы оршоайвинской свиты – в поля базальтов внутриконтинентальных зон и зон спрединга. Подобная двойственность петрохимических характеристик базальтов верхней (оршоайвинской) и

нижней (пирттиярвинской) свит нижнего ятулия отражает постепенное изменение геодинамической обстановки в связи с наступающим переходом от суборогенного дифференцированного щелочного вулканизма ятулийского времени к рифтогенному базальтовому вулканизму начальных этапов заложения людиковийских прогибов в Кольско-Карельском регионе (однородный толеит-базальтовый вулканизм заполярнинской свиты). В сопоставлении с океаническими базальтами (N-MORB), щелочные вулканиды этого уровня, в особенности муджиериты, обогащены легкими крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), заметно обогащены Nb, Ce, P, Zr, Hf, Ti, Sm, а содержания Y и Yb резко колеблются. Отрицательная Ta-аномалия слабее проявлена, чем в маярвинских андезитоидах (рис. 5Б). В целом спайдеграмма пород свиты близка некоторым вулканидам активных континентальных окраин и островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997). Rb-Sr изохрона вулканидов пирттиярвинской свиты соответствует возрасту 2214 ± 54 млн лет; $IR = 0.7035$ (Балашов, 1996). Из всего вышеизложенного можно сделать вывод, что вулканиды нижнего ятулия характеризуются одновременным присутствием в разрезе пикробазальтов и базальтов, наличием среди последних высокожелезистых разновидностей, но в то же время и наличием в разрезе дифференцированных щелочных пород – муджиеритов, трахиандезитов и трахидацитов. Одновременное сосуществование двух типов конечных расплавов – ферробазальтового, представляющего толеитовый тренд эволюции магмы, и трахиандезитового, свидетельствующего об эволюционном тренде с накоплением кремнезема и щелочей, обусловлено эволюцией толеит-базальтовой исходной магмы, имеющей состав котектики темноцветных силикатов с плагиоклазом (Федотов, 1985). При обособлении первичной магмы в промежуточных очагах характер ее эволюции изменялся за счет неравномерного привноса щелочей сквозьмагматическими флюидными потоками. Остаточный расплав при этом обогащался компонентами щелочных полевых шпатов, с параллельным возрастанием его относительной железистости. При трещинных излияниях магма испытала котектическое фракционирование и могла дать высокожелезистые конечные расплавы.

При сопоставлении составов вулканидов пирттиярвинской и оршоайвинской свит из разреза СГ-3 с их поверхностными и приповерхностными гомологами, в отличие от вулканидов глубже расположенной маярвинской свиты, установлен парадоксальный факт существенных различий в их химизме, что на первый взгляд противоречит доказанной А.А. Предовским (1974) изохимичности состава вулканидов Печенгской структуры, метаморфизованных от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. Прежде всего, петрогеохимический разрез сопоставляемых пород из разреза СГ-3 (табл. 6, разрез 3А) резко отличается по составу от разреза гомологичных поверхностных пород (табл. 6, разрез 3), расположенного севернее, прямо по восстанию глубинных пород обеих свит. Происходит усреднение, гомогенизация составов вулканидов, формирующих разрез нижнего ятулия. В пирттиярвинской свите полностью исчезают трахидациты и дациты, доля трахиандезитов сокращается с 20 до 5 %, зато доля базальтов, муджиеритов и трахиандезибазальтов возрастает до 95 %. Глубинные породы пирттиярвинской свиты по сравнению с поверхностными и приповерхностными гомологами обогащаются Al_2O_3 , отчасти щелочами, но обедняются окисным железом и кремнекислотой. В оршоайвинской свите резко (с 20 до 70 %) возрастает доля субщелочных пород, преимущественно щелочных базальтов, за счет значительного обогащения щелочами исходных ферробазальтов, на долю которых в поверхностном разрезе вулканидов свиты приходится более 50 %. Изменение состава и гомогенизация глубинных вулканидов в сопоставлении с поверхностными гомологами наглядно представлены на петрохимических диаграммах AFM и Пирса (рис. 4). На диаграмме AFM (рис 4А) фигуративные точки глубинных вулканидов оршоайвинской свиты целиком покидают поле своих поверхностных гомологов и перемещаются в поле пород пирттиярвинской свиты, демонстрируя общее относительное обеднение железом и обогащение щелочами и магнием. Петрографические исследования шлифов вулканидов позволяют связать избыток щелочей, в особенности калия, с широко проявленной в глубинных породах биотитизацией, а избыток магния и отчасти кальция – с доломитизацией тектонизированных вулканидов. Не столь радикально измененные глубинные вулканиды пирттиярвинской свиты частично сохраняют положение в поле своих поверхностных гомологов, но часть фигуративных точек резко смещена в сторону поля $Na_2O + K_2O$, демонстрируя их значительное обогащение щелочами. На диаграмме Пирса (рис 4Б) некоторые фигуративные точки глубинных вулканидов оршоайвинской свиты частично сохраняют положение в поле своих поверхностных гомологов, но часть точек перемещается в поле вулканидов пирттиярвинской свиты, демонстрируя общую гомогенизацию состава пород свиты, а также их относительное обогащение магнием. Пирттиярвинские породы на диаграмме Пирса демонстрируют также гомогенизацию значительной части пород разреза, располагаясь в пределах компактного поля составов. Обогащение вулканидов этого уровня глиноземом и обеднение кремнекислотой объясняется, видимо, замещением в глубинных породах значительного количества породообразующего альбита, характерного для поверхностных пород, олигоклазом, богатым Al_2O_3 и обедненным SiO_2 (табл. 10).

Таким образом, изучение петро- и геохимических особенностей нижнеятулийских вулканитов обеих исследованных свит из разреза СГ-3 указывает на радикальные отличия составов глубинных пород этого уровня от их поверхностных и приповерхностных гомологов, что было обусловлено, видимо, ширококомасштабными геохимическими процессами, нарушившими характерные для раннего протерозоя изохимические тенденции метаморфических преобразований. Целый ряд факторов позволяет связать эти процессы и преобразования в раннеятулийских глубинных породах с зоной влияния крупного Лучломпольского разлома на границе заполярнинской и оршоайвинской вулканогенных свит. Этот разлом является важной составной частью системы сложно-переплетающихся глубинных разломов мантийного заложения северо-западной части Кольского геоблока. На составленной В.И. Казанским объемной геологической модели Печенгского рудного района Лучломпольский разлом выделен в качестве одного из главнейших тектонических нарушений (*Сейсмогеологическая...*, 1997). На глубине ниже 15 км он сливается с Порьяташским и Луотнинским разломами, с которыми совместно формирует мощную магмо- и флюидоподводящую систему разломов юго-западного направления.

Проведенный структурно-метаморфический анализ керна Кольской СГ-3 (*Казанский и др.*, 1985) позволил установить, что по разрезу скважины интенсивность деформации и перекристаллизации пород дискретно и скачкообразно меняется сверху вниз. Интервал проявления интенсивных деформаций, соответствующий положению зоны влияния Лучломпольского разлома, захватывает целиком породы оршоайвинской и частично пирттиярвинской свит, породы лучломпольской осадочной свиты и часть вышележащих пород заполярнинской свиты. Тектурно-структурные особенности деформированных горных пород из зоны влияния Лучломпольского разлома – четкая и закономерная ориентировка кварца, карбонатов, биотита, мусковита, хлорита и амфибола – однозначно свидетельствуют о том, что перемещения в зоне влияния разлома являлись синметаморфическими, и что направление движения было перпендикулярно простиранию разлома. Ниже зоны влияния разлома степень рассланцевания вулканитов уменьшается, и породы с реликтовыми текстурами вулканитов вновь преобладают над кристаллически-сланцеватыми разновидностями. По данным В.И. Казанского (*Казанский и др.*, 1985), до отметки 4430.0 м (стоит обратить внимание на резкость выделенной В.И. Казанским границы!) проявления дислокационного метаморфизма ограничены локальными тектоническими швами, обусловленными различным составом исходных пород. Ниже этой отметки влияние литологии отходит на второй план, и все породы деформируются с проявлением деформационных кристаллобластических структур и закономерной ориентировки минералов. Детальное изучение метаморфических процессов в протерозойских породах верхней части разреза СГ-3 показывает, что палеогеотермический градиент протерозойского времени по разрезу скважины СГ-3 проявлен крайне неоднородно и по характеристикам заметно отличается от градиента латеральной метаморфической зональности (*Смольская и др.*, 2002). В протерозойском разрезе скважины этот градиент составляет в среднем 30-40 град/км, однако в интервале 4400-5300 м отмечено его локальное возрастание до 70-80 град/км. Отметим, что этот интервал соответствует базальтам нижних частей разреза заполярнинской свиты, вулканитам всего разреза оршоайвинской свиты и части разреза пирттиярвинской свиты. Именно в породах оршоайвинской свиты произошли наиболее радикальные процессы гомогенизации состава вулканитов и их интенсивного обогащения щелочами. А.И. Смольская с коллегами прямо связывают резкое возрастание палеогеотермического градиента в этом интервале разреза свиты с влиянием Лучломпольского разлома. При этом в зоне влияния разлома минеральные ассоциации хлорит-кальцитовая субфации зеленосланцевой фации замещаются ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации. Ниже по стволу скважины, вне зоны влияния Лучломпольского разлома, температура метаморфизма вновь соответствует уровню зеленосланцевой фации в ее высокотемпературной актинолит-эпидотовой субфации и лишь постепенно возрастает в сторону контакта с археем, вплоть до условий эпидот-амфиболитовой фации. Положение этой весьма значимой границы метаморфической зональности подтверждается также результатами изучения анизотропии пород керна скважины СГ-3 акустополаризационным методом (*Горбачев и др.*, 1997). По результатам этих исследований, на глубине 4430.0 м проходит граница, отделяющая нижележащие "существенно анизотропные породы" от вышележащих "преимущественно изотропных". При этом практически изотропные вулканические и осадочные породы, расположенные выше этой границы, имеют средний показатель анизотропии $B \approx 0.08$, в то время как у нижележащих сильно анизотропных кристаллических сланцев значения B превышают 0.2-0.4. Линейная акустическая анизотропия поглощения пород маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит обусловлена действиями значительных по величине и градиенту палеонапряжений. Упруго-анизотропная модель разреза СГ-3 свидетельствует, что на глубине 4430.0 м происходит "существенная смена палеотектонических режимов с изменением ориентации сил и деформаций". Таким образом, можно констатировать, что весьма существенные отличия минерального состава, петрогеохимических

характеристик и физических свойств глубинных вулканитов обеих исследованных свит от их поверхностных и приповерхностных гомологов связаны с дислокационным метаморфизмом и высокотемпературными флюидными потоками в зоне влияния крупного Лучломпольского разлома.

Таблица 10. Химический состав плагиоклазов (мас. %) из трахиандезитов пирттиярвинской свиты СГ-3, а также их поверхностных и приповерхностных (скв. IX) гомологов

Компоненты	Плагиоклазы из вулканитов		
	Поверхностные обнажения	Скв. IX	СГ-3
SiO ₂	76.67	68.36	62.20
TiO ₂	0.08	0.06	0.14
Al ₂ O ₃	13.05	19.16	23.35
Fe ₂ O ₃	0.88	1.03	1.03
FeO	0.07	0.04	0.07
MnO	0.01	0.015	0.011
MgO	0.16	0.48	0.51
CaO	0.99	1.35	5.91
Na ₂ O	4.89	8.80	6.37
K ₂ O	2.78	0.45	0.34
H ₂ O ⁻	0.18	0.21	0.00
H ₂ O ⁺	0.06	0.00	0.00
Сумма	99.82	99.96	99.93

Примечание: поверхностное обнажение – обр. Д-1 – альбит (основность 6), скв. IX – обр. IX-1200.3 – альбит (основность 7), разрез СГ-3 – обр. СГ-5408.9 – олигоклаз (основность 33).

Таблица 11. Sm-Nd изотопные соотношения и модельный возраст вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит

Порода (свита)	Содержание, ppm		Изотопные соотношения		Модельный возраст		Rb-Sr возраст, млрд лет*	εNd (T)
	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	CHUR, млрд лет	DM, млрд лет		
Андезит (маярвинская)	4.81	25.72	0.113103	0.511148 ± 3	2.701	2.878	2.320	-4.19
Трахиандезит (пирттиярвинская)	11.46	52.61	0.131639	0.511546 ± 11	2.545	2.789	2.215	-2.83
Базальт (оршоайвинская)	4.49	23.89	0.113727	0.511343 ± 5	2.368	2.590	2.215	-1.68

Примечание: образцы проанализированы в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии на приборе Finnigan-MAT-262, аналитик А.А. Деленицин. * По данным Ю.А. Балашова (1996).

Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканитов маярвинской свиты составляет 0.7040, а для пород пирттиярвинской свиты – 0.7035 (Балашов, 1996), что указывает на возможное участие корового материала в формировании вулканитов сариолийско-нижнеятулийского времени. Модельный возраст этих пород по Sm-Nd соотношениям приведен в табл. 11. Там же даны значения εNd (T) для андезита маярвинской свиты (-4.19), а также для трахиандезита пирттиярвинской свиты (-2.83) и для базальта оршоайвинской свиты (-1.68), типичные для производных обогащенной мантии. В то же время в основании разреза пирттиярвинской свиты необходимо отметить присутствие примитивных пикритов с содержанием MgO в пределах 13-14 %, с высокими концентрациями Ni (300-350 г/т) и Cr (1200-1500 г/т). Подобные ультрабазитовые породы, которые могли быть непосредственными выплавками из мантии, возможно, представляют собой исходные материнские расплавы для вулканитов нижнего ятулия, относительно быстро проникшие на поверхность в условиях высокой проницаемости сиалической коры на ранних стадиях раннеятулийского магматизма, в момент инициального энергетического импульса.

По общему химизму вулканогенные породы сариолия и нижнего ятулия, имеющие, по всем признакам, мантийно-коровый генезис, близки среднекалиевым андезитам орогенных обстановок фанерозоя и более всего напоминают андезиты бонинитовых островодужных серий (Jakes, Gill, 1972), в частности, породы базальт-андезитовых и андезибазальтовых ассоциаций фанерозойских энсиматических дуг, таких как дуга Тонга-Кермадек, Марианская и др., для которых в настоящее время доказывается определенное влияние сиалического корового материала на генезис расплава.

В разрезах этих островодужных серий, наряду с андезитами толеитовой серии, отличающимися повышенной магнезиальностью, железистостью, избытком Ni, Cr и дефицитом щелочей, Ba, Zr, REE, отмечена существенная доля андезитов известково-щелочной серии, а также субщелочных и щелочных

пород, обогащенных, как и нижнеятулийские вулканиты, титаном, барием, цирконием и редкими землями, в особенности лантаноидами. Бесспорно, геотектонические обстановки современных островных дуг весьма далеки от геотектонических обстановок, характерных для раннепротерозойских подвижных поясов. Однако геодинамические процессы сжатия, типичные на орогенных этапах эволюции и для островных дуг, и для Печенгской структуры, могли обусловить выплавление близких по составу мантийно-коровых пород.

Выполненный нами формационный анализ вулканогенных образований Печенгской структуры и всего Полмак-Печенгско-Варзугского пояса (ПВП) позволил установить циклическую смену двух типов тектонических режимов в процессе его становления – рифтогенного и орогенного (Скуфьин, 2002). Эта цикличность противоречит общепринятой модели его формирования как рифтогенной структуры. История развития ПВП действительно включала ряд относительно кратковременных дивергентных рифтогенных стадий, но также и ряд стадий с конвергентными орогенными режимами. В целом эволюция ПВП развивалась по сценарию классических циклов Вильсона: от начальной рифтогенной стадии вплоть до орогенной, с известково-щелочным вулканизмом и гранитоидным магматизмом. В рамках карельского мегацикла для Кольского региона установлено два полных эндогенных тектономагматических цикла продолжительностью около 400 млн лет каждый: сумий-сариолий-ятулийский (2550-2115 млн лет) и людиковий-калевий-вепсийский (2115-1700 млн лет). Дивергентные вулканиты базит-ультрабазитового состава для сумий-сариолий-ятулийского цикла Печенгской структуры приурочены лишь к подошвенным частям разреза маярвинской свиты. Основная часть вулканического разреза этого цикла представлена конвергентными продуктами дифференциации бонинитовой и субщелочной магм орогенного тектонического режима – андезибазальтами, андезитами, дацитами маярвинской свиты, а также муджиеритами, трахиандезитами и трахитами пирттиярвинской и оршоайвинской свит. По своей геодинамической природе ПВП напоминает типичный интракратонный полициклический зеленокаменный пояс, в пределах которого локализовались отдельные структуры с относительно автономной историей развития – Печенгская, Имандра-Варзугская и др.

4. Рудная минерализация вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит глубинного и поверхностного уровней

Предварительная характеристика рудной минерализации в породах этих свит была дана нами в предыдущих работах (Яковлев и др., 2000; 2002). Согласно этим данным, вулканитам маярвинской свиты свойственна сульфидная специализация при незначительном содержании оксидов, а породам пирттиярвинской и оршоайвинской свит – оксидная при подчиненном содержании сульфидов. Общий перечень рудных минералов в разноглубинных вулканитах маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит представлен в табл. 12. Из этих данных следует, что рудная минерализация вулканитов различна в отдельных свитах и зависит от глубины залегания пород. Наиболее разнообразна рудная (главным образом, сульфидная) минерализация в вулканитах маярвинской свиты, наименьшим числом минеральных видов обладают вулканиты пирттиярвинской свиты, а породы оршоайвинской свиты занимают промежуточное положение. При этом породы свит в разрезе СГ-3 имеют более разнообразный состав рудной минерализации, чем их приповерхностные гомологи (скв. IX и X). Характерной особенностью рудной минерализации в вулканитах маярвинской свиты в целом является то, что только в них установлено наличие моносльфидов железа и своеобразной Cu-Ni-Co ассоциации халькопирит-пирит-зигенит±миллерит.

Существенные различия для глубинных и приповерхностных пород установлены в концентрациях наиболее распространенных рудных минералов (табл. 13): халькопирита, пирита и борнита среди сульфидов, и магнетита, гематита и ильменита – среди оксидов. Так, в маярвинской свите содержание сульфидов (особенно халькопирита и пирита) в породах из разреза СГ-3 существенно выше, чем в приповерхностных (скв. X). Поведение оксидов аналогично: ильменита в приповерхностной зоне значительно меньше, гематит не обнаружен, но здесь постоянно присутствует лейкоксен (иногда до 3-5 %). Поведение сульфидов в вулканитах пирттиярвинской и оршоайвинской свит имеет обратную тенденцию – их в приповерхностной зоне больше, чем на глубине. Исключение составляет пирит (табл. 13), который в приповерхностной зоне редок. Концентрация магнетита в глубинных и приповерхностных породах примерно одинакова, а содержание ильменита и особенно гематита на глубине заметно больше, чем в приповерхностной зоне. Характерен также и состав отдельных минералов на различных глубинах. Например, в халькопирите, пирите и борните маярвинской свиты СГ-3 обнаружены повышенные содержания изоморфных примесей ЭПГ и Se, а в пирите – Ni и Co. Значительные примеси TiO₂ в гематите и MnO в ильмените характерны для пород пирттиярвинской и оршоайвинской свит СГ-3, а заметное содержание V₂O₃ в магнетите типично и для глубинных, и для приповерхностных пород этих свит, хотя в глубинных образцах магнетит и ильменит замещаются,

соответственно, гематитом и рутилом, в то время как в приповерхностной зоне (скв. IX) эти изменения совершенно не проявлены (в породах оршоайвинской свиты гематита нет, а в пирттиярвинских породах он развит преимущественно в виде самостоятельных индивидов, а рутил отсутствует в обеих свитах). Особенности концентрации и состава сульфидов и оксидов всех трех изученных свит на глубинном и приповерхностном уровнях могут быть объяснены рядом причин. Во-первых, вариации составов глубинных сульфидов и наличие в них повышенных концентраций изоморфных примесей свидетельствуют о проявлении "фактора глубинности", что было установлено ранее для пород архейского комплекса (*Кольская сверхглубокая*, 1998). Во-вторых, обратные (по сравнению с маярвинской свитой) соотношения сульфидной минерализации в породах пирттиярвинской и оршоайвинской свит разреза СГ-3 и в приповерхностной зоне, а также интенсивное изменение глубинных магнетита и ильменита этих свит, испытавших воздействие Лучломпольского разлома, могут свидетельствовать об изменении рудных ассоциаций в этих породах под влиянием термодинамических условий метаморфизма (*Яковлев и др.*, 2002). Эти данные вполне согласуются с петролого-геохимическим изучением вулканитов этих свит.

Таблица 12. Рудные минералы в вулканитах маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит из разрезов СГ-3 и скв. IX и X

№№ п.п.	Минералы	Маярвинская свита		Пирттиярвинская свита		Оршоайвинская свита	
		СГ-3	Скв. X	СГ-3	Скв. IX	СГ-3	Скв. IX
Сульфиды и их аналоги							
1	Халькопирит	+	+	+	+	+	+
2	Пирит	+	+	+	+	+	+
3	Пирротин	+					+
4	Троилит		+				
5	Канзит (?)		+				
6	Сфалерит	+	+	+	+	+	+
7	Борнит	+	+	+	+	+	+
8	Халькозин	+		+		+	
9	Ковеллин	+				+	
10	Зигенит	+	+(?)			+(?)	
11	Миллерит	+					
12	Кобальтин		+			+(?)	
13	Галенит	+				+(?)	+
14	Молибденит					+	
15	Марказит (?)	+	+				
16	Неопределенный (белый)	+		+			+
17	Неопределенный (голубой)	+					+
Оксиды							
18	Магнетит	+	+	+	+	+	+
19	Гематит	+		+	+	+	
20	Ильменит	+	+	+	+	+	+
21	Рутил	+		+		+	
22	Лейкоксен		+			+	

Таблица 13. Содержание (об. %) наиболее распространенных сульфидов и оксидов в вулканитах маярвинской, оршоайвинской и пирттиярвинской свит из разрезов СГ-3 и структурных скважин IX и X

Минералы	Маярвинская свита		Пирттиярвинская свита		Оршоайвинская свита	
	СГ-3	Скв. X	СГ-3	Скв. IX	СГ-3	Скв. IX
Халькопирит	$\frac{e.z.-15}{0.5-2.0}$	$\frac{0-1}{0-e.z.}$	$\frac{0-0.3}{0}$	$\frac{0-0.3}{e.z.}$	$\frac{0-3}{e.z.-0.5}$	$\frac{e.z.-5}{e.z.-1}$
Пирит	$\frac{0-10}{0-1}$	$\frac{0-1}{0-e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-0.5}{e.z.}$
Борнит	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$
Магнетит	$\frac{0-0.5}{0-e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{3-10}{3-7}$	$\frac{3-10}{3-7}$	$\frac{3-15}{5-7}$	$\frac{e.z.-7}{3-5}$
Гематит	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1-10}{1-3}$	$\frac{e.z.-1}{e.z.}$	$\frac{e.z.-2}{e.z.-1}$	$\frac{0-e.z.}{0}$

Ильменит	$\frac{0-5}{\text{е.з.}-1}$	$\frac{0-\text{е.з.}}{\text{е.з.}}$	$\frac{0-7}{1-3}$	$\frac{0-\text{е.з.}}{\text{е.з.}}$	$\frac{1-7}{1-3}$	$\frac{\text{е.з.}-5}{1-2}$
----------	-----------------------------	-------------------------------------	-------------------	-------------------------------------	-------------------	-----------------------------

Примечание: 0 – минерал не обнаружен; е.з. – единичные зерна; над чертой – пределы изменения содержаний; под чертой – преобладающие значения содержаний.

5. Выводы

1) Выполнен палеовулканологический анализ вулканитов маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит и уточнено их строение в глубинной (разрез СГ-3), поверхностной и приповерхностной (скв. IX и X) зонах. Показано значительное сходство строения сравниваемых вулканогенных свит, что свидетельствует о правомочности использования слагающих их вулканитов в качестве пород-гомологов, с учетом изменений состава вулканитов по латерали и условий метаморфизма по глубине.

2) Детальные петрогеохимические исследования показали, что вулканические формации маярвинского, пирттиярвинского и оршоайвинского времени в различных структурно-тектонических зонах имеют разный состав, объем и фациальные особенности. Установлен латеральный ряд формаций и дана их характеристика. Разрез маярвинской свиты является продуктом бонинитовой Mg-базальт-андезиобазальт-андезит-дацитово-трахиандезит-трахидацитово-контрастной ферробазальт-муджиерит-трахитовой формаций, с автономным характером проявления вулканизма в отдельных регионах.

3) Вулканиты маярвинской свиты из разреза СГ-3 имеют значительное сходство химических составов с их поверхностными и приповерхностными гомологами, что указывает на изохимичность метаморфических процессов в широких интервалах фаций метаморфизма. В то же время изучение петро- и геохимических особенностей нижнеятулийских вулканитов пирттиярвинской и оршоайвинской свит СГ-3 указывает на радикальные отличия составов глубинных пород этого уровня от их поверхностных и приповерхностных гомологов, что обусловлено дислокационным метаморфизмом в зоне влияния Лучломпольского разлома на границе заполярной и оршоайвинской вулканогенных свит. По сравнению с поверхностными гомологами, в разрезе СГ-3 происходит усреднение, гомогенизация составов вулканитов. В пирттиярвинской свите полностью исчезают трахидациты и дациты, доля трахиандезитов сокращается с 20 до 5 %, зато доля базальтов, муджиеритов и трахиандезиобазальтов возрастает до 95 %. Глубинные породы пирттиярвинской свиты, по сравнению с поверхностными и приповерхностными гомологами, обогащены Al_2O_3 , отчасти щелочами, но обеднены окисным железом и кремнекислотой. В оршоайвинской свите резко (с 20 до 70 %) возрастает доля субщелочных пород, преимущественно щелочных базальтов, за счет значительного обогащения щелочами исходных ферробазальтов, на долю которых в вулканитах поверхностного разреза оршоайвинской свиты приходится более 50 %.

4) Рудная минерализация в породах маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит представлена сульфидами и их аналогами и оксидами. Во всех породах разноглубинных разрезов этих формаций рудные минералы распределены неравномерно. В целом вулканиты маярвинской свиты имеют сульфидную специализацию при подчиненном развитии оксидов, а вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит – оксидную, при незначительном развитии сульфидов. Вулканиты маярвинской свиты, как глубинные, так и в приповерхностной зоне, имеют сходный состав рудной минерализации, для которой характерно присутствие моносльфидов железа и своеобразной Cu-Ni-Co ассоциации. Вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит имеют более высокие содержания сульфидов в приповерхностной зоне, а для оксидов (магнетита и ильменита) этих свит типичны интенсивные изменения в глубинной зоне.

5) Выполненный формационный анализ вулканитов Печенгской структуры и всего Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (ПВП) позволил установить циклическую смену двух типов тектонических режимов в процессе его становления – рифтогенного и орогенного. Эта цикличность противоречит общепринятой модели его формирования как рифтогенной структуры. В целом эволюция ПВП развивалась по сценарию классических циклов Вильсона: от начальной рифтогенной стадии вплоть до орогенной, с известково-щелочным вулканизмом и гранитоидным магматизмом. В рамках карельского мегацикла для Кольского региона установлено два полных эндогенных тектоно-магматических цикла продолжительностью около 400 млн лет каждый: сумий-сариолий-ятулийский (2500-2115 млн лет) и людиковий-калевий-вепсийский (2115-1700 млн лет). Дивергентные вулканиты базит-ультрабазитового состава для сумий-сариолий-ятулийского цикла Печенгской структуры приурочены лишь к подошвенной части разреза маярвинской свиты. Основная часть вулканического разреза этого цикла представлена конвергентными продуктами дифференциации бонинитовой и субщелочной магм орогенного тектонического режима – андезибазальтами, андезитами, дацитами маярвинской свиты, а также

муджиеритами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами и трахитами пиртитиарвинской и оршоайвинской свит. По своей геодинамической природе ПВП напоминает типичный интракратонный полициклический зеленокаменный пояс, в пределах которого локализовались отдельные структуры с относительно автономной историей развития – Печенгская, Имандра-Варзугская и др.

Благодарности. Авторы благодарят Д.М. Губермана (НПЦ "Кольская сверхглубокая"), Ф.П. Митрофанова и А.Н. Виноградова (ГИ КНЦ РАН) за поддержку проведенных исследований, Т.Б. Баянову (ГИ КНЦ РАН) за проведение изотопно-геохимических исследований, В.Р. Ветрина (ГИ КНЦ РАН) за тщательную редакцию текста, а также руководство Печенгской ГРЭ за предоставление образцов пород по структурным скважинам IX и X.

Исследования выполнены в рамках проектов IGCP-408 и INTAS 01-0314 при поддержке РФФИ (гранты 04-05-65154, 04-05-64199, 01-05-64671).

Литература

- Barbey P., Convert J., Moreau B.** Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. Geol. Soc. Finland*, N 56, Part 1-2, p.161-188, 1984.
- Berthelsen A., Marker M.** Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains, the northeastern region of the Baltic Shield. *Tectonophysics*, v.126, p.31-55, 1986.
- Hausen H.** Über die praquartäre geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeer. *Bull. Commis. Geol. Finlande*, N 76, p.76, 1926.
- Jakes P., Gill A.J.R.** Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v.83, N 1, p.123-149, 1972.
- Marker M.** Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: Tectonic division and tectogenesis. *Nor. Geol. Unders. Bull.*, v.403, p.55-74, 1985.
- Melezhik V.A., Sturt B.F.** General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasviki-Pechenga-Imandra Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield. *Earth-Science Reviews*, N 36, p.205-241, 1994.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, N 36, p.121-132, 1977.
- Väyrynen H.** Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitunguri in Petsamo. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, N 116, p.1-198, 1938.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.** Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ. *Геотектоника*, № 2, с.16-28, 1998.
- Балашов Ю.А.** Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. *Петрология*, т.4, № 1, с.3-25, 1996.
- Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П.** Тектоника Печенгского блока и упруго-анизотропная модель околоскважинного пространства Кольской сверхглубокой. Докембрий Северной Евразии (*Тр. Межд. сов. 15-18 апр. 1997 г.*). СПб., ИГГД РАН, с.26, 1997.
- Горбунов Г.И.** Геология и генезис медно-никелевых месторождений Печенги. *М., Недра*, 352 с., 1968.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н.** Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. *М.-Л., Наука*, 207 с., 1964.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.** Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). *Л., Наука*, 96 с., 1983.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Кузнецов Ю.И.** Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. *М., Наука*, с.6-47, 1985.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. Под ред. Лаверова Н.П., Орлова В.П. *М., Технонефтегаз*, 260 с., 1998.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины. Под ред. Козловского Е.А. *М., Недра*, 490 с., 1984.
- Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.** Геохимия глубинных пород. *М., Наука*, 262 с., 1986.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Иванов А.А., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А.** Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. *Л., Наука*, 185 с., 1987.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.** Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканы). *Л., Наука*, 139 с., 1974.

- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Под ред. Шарова Н.В. *Апатиты, КНЦ РАН*, 226 с., 1997.
- Скуфьин П.К.** Опыт формационного анализа вулканогенных пород раннепротерозойского Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса (Северо-восток Балтийского щита). *Вестник МГТУ*, т.5, № 1, с.9-24, 2002.
- Скуфьин П.К.** Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров). *Геол. рудн. месторожд.*, т.35, с.271-283, 1993.
- Смолюкин В.Ф.** Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита. *Петрология*, т.5, № 4, с.394-411, 1997.
- Смолюкин В.Ф., Борисов А.Е., Маракушев А.А.** Признаки дифференциации и несмешивания расплавов в пикритобазальтах Печенги. *ДАН СССР*, т.294, № 3, с.669-673, 1987.
- Смолюкин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Негруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А.** Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. *Апатиты, КНЦ РАН*, 256 с., 1995.
- Смульская А.И., Морозов Ю.А., Шолпо В.Н.** Метаморфическая зональность Печенгской структуры как результат взаимодействия тектонического, геодинамического и флюидного факторов. Флюидные потоки в земной коре и мантии. *Материалы Всероссийского симпозиума 26-28 февраля 2002 года. М., ИЭМ РАН*, с.71-76, 2002.
- Федотов Ж.А.** Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса (петрогеохимический аспект). *Апатиты, КФАН СССР*, 118 с., 1985.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. *М., МГУ*, 319 с., 1997.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. Под ред. Батиевой И.Д., Виноградова А.Н. *СПб., Наука*, 198 с., 1991.
- Яковлев Ю.Н., Нерадовский Ю.Н., Скуфьин П.К.** Рудная минерализация вулканитов протерозойского комплекса Печенгской структуры. Предварительные результаты. *В кн.: Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Апатиты, Полиграф*, с.52-55, 2000.
- Яковлев Ю.Н., Скуфьин П.К., Нерадовский Ю.Н.** Рудная минерализация вулканитов луостаринской серии разреза раннепротерозойских пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их поверхностных гомологов. *В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты, Полиграф*, с.64-77, 2002.