

УДК 551.5

А.Ю. Бычков¹, Ю.А. Попова², О.Е. Киквадзе³, Н.В. Лубнина⁴

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ХИМИЧЕСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОВУЛКАНА ГИРВАС ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)⁵

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1*

*Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7
Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7*

Гирвасский палеовулкан — сложнопостроенный вулканический комплекс ятулийского возраста. Он представляет собой щитовой лавовый вулкан, который был, вероятно, одним из подводящих каналов обширного лавового поля западного Прионежья в пределах Гирвасской вулканической зоны. Несмотря на то что Гирвасский вулкан обнажен только фрагментарно, в породах прекрасно сохранились структуры течения, позволяющие реконструировать направление движения потоков. Среди этих пород выделяется зона поствулканических гидротермальных изменений пород, заключающихся главным образом в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации, хлоритизации и альбитизации. Зоны вторичных изменений приурочены к разломам, при этом не вполне ясным остается их пространственно-временное соотношение. Реконструкция геологического строения показала, что на Гирвасском вулкане происходили два основных процесса: 1) пневматолиз за счет магматогенных газов, отделяющихся от габбро-долеритовых силлов, 2) разогрев и циркуляция экзогенных вод с образованием околожильных пропилитов. На основе предложенной схемы было проведено термодинамическое моделирование.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Карельский кратон, химическое перемагничивание, гидротермальный процесс.

Volcano Girvas is a complexly constructed volcano complex of the Yatuli age. Apparently, it is a shield lava volcano, which was probably one of the supply channels of the vast lava field of the western Prionezhie region within the Girvas volcanic zone. Despite the fact that the Girvassky volcano is bare only fragmentary, the structure of the current is perfectly preserved in the rocks, allowing to reconstruct the direction of flow. Among these rocks, there is a zone of postvolcanic hydrothermal changes in the rocks, consisting mainly of nesting and veined tourmalinization and silicification, as well as subsequent epidotization, sulfidization, chloritization and albitization. The zones of secondary changes are confined to faults, while their spatial-temporal correlation remains unclear. Reconstruction of the geological structure showed that there were two main processes at the Girvasa volcano: 1) pneumatolysis of type due to magmatic gases separated from gabbro-dolerite sills, 2) heating and circulation of exogenous waters with formation of near propylites. Based on the proposed scheme, thermodynamic modeling was performed.

Key words: paleomagnetism, Karelian craton, chemical remagnetization, hydrothermal process.

Введение. При палеовулканологических исследованиях вулканических образований на территории Южной Карелии, в районе северной окраины пос. Гирвас в русле водосбора Пальеозерской ГЭС были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые слагают сложнопостроенный вулканический аппарат, связанный с проявлением

ятулийского основного вулканизма. Он назван Гирвасским вулканом [Светов, Голубев, 1967]. В структурно-тектоническом положении Гирвасский вулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простириания, проходящего параллельно западному крылу Онежской структуры (рис. 1).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: julka_p@rambler.ru

³ Геологический институт Российской академии наук, ст. науч. с.; e-mail: bolik2000@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; e-mail: natlubnina@yandex.ru

⁵ Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00170).

Лавовый конус в обнаженной части разреза состоит из пяти переслаивающихся потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность около 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфиритов, а с другой — с брекчированными и слабоэпидотизированными габбро-долеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы. Характерная особенность потоков — наличие структур течения на поверхности потоков, соответствующих лавам пахохое. На поверхности потоков сохранились складки, вздутия и другие формы, характерные для лав с низкой вязкостью.

В обнажении описаны гидротермально измененные породы, которые тяготеют к брекчированным зонам, частично заполненным жильными минералами: кварцем, турмалином, хлоритом. На контакте с этими зонами базальты интенсивно изменены: лавобрекции подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация.

Необычное строение гидротермально измененных пород интерпретировано как вулканическое жерло, питающее потоки лавобрекций, и объект получил название Гирвасский палеовулкан. Он описан как полигенный, щитовой лавовый вулкан представляющий собой сложнопостроенный вулканический аппарат, который был, вероятно, одним из подводящих каналов обширного ятулийского лавового поля западного Прионежья в пределах гирвасской вулканической зоны. Гидротермальные изменения интерпретированы как продукты фумарольной деятельности, образовавшиеся совместно с излияниями лав.

В структурно-тектоническом положении Гирвасский вулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простирания, проходящего параллельно западному крылу Онежской структуры. Зона этого разлома заполнена как внутриятулийскими, так и, по-видимому, частично постятулийскими дайками габбро-долеритов и отчетливо картируется комплексом геофизических наблюдений. Вероятно, эта зона долгоживущего разлома была трещинной структурой, контролировавшей не только пространственное расположение центров вулканической деятельности в течение ятулия, но и местоположение силлов и даек субвулканических габбро-долеритов [Светов, 1979].

Однако геологические наблюдения показали, что гидротермально измененные породы Гирвасского вулкана нельзя отнести к фациям фумарольных метасоматитов. Крупные кристаллы и минеральные парагенезисы свидетельствуют об их глубинном происхождении в морских условиях.

В связи с этим цель нашей работы — построение термодинамической модели гидротермальной системы Гирвасского вулкана и определение условий протекания вторичных процессов. Для этого было проведено картирование и опробование палеовулкана Гирвас, детально исследованы гидротермальные минералы, выполнена реконструкция гидротермальной системы и рассчитаны фазовые равновесия порода-вода.

После описания шлифов породы изучаемого объекта были разделены на три типа: наименее измененные породы, метасоматиты и породы гидротермальных жил.

Исходная порода — базальт с разным количеством вкрапленников. Вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза и изометричными, близкими к шестиугольным вкрапленниками темноцветного минерала. Последний полностью изменен, но можно предположить, что это был авгит. По разрезу наблюдается следующая изменчивость — в верхних потоках базальтов меньшее количество вкрапленников темноцветного минерала, чем внизу.

Метасоматиты — к ним можно отнести породы, в которых полностью разрушены первичные магматические структуры. Выделяются пропилиты (актинолит+эпидот+альбит+хлорит) и талькиты (тальк+хлорит+кальцит+магнетит).

На этом объекте различается несколько типов жил, содержащих гидротермальные образования: 1) жилы с турмалином (турмалин +кальцит +эпидот +хлорит +актинолит), в которых хорошо наблюдается замещение биотита хлоритом, они распространены в нижних и средних частях разреза; 2) хлорит-кальцитовые жилы с биотитом, где кальцит занимает центральное положение, а хлорит слагает оторочки, эти жилы занимают верхнюю часть разреза; 3) прожилки с альбитом и небольшим количеством хлорита, которые распространены по всему разрезу; 4) жилы, полностью сложенные кальцитом, в верхней части разреза. Распределение этих типов пород показано на рис. 1.

Турмалин в основном присутствует в гидротермальных жилах, приблизительно в середине разреза. В шлифах турмалин имеет отдельность, перпендикулярную к удлинению кристаллов, резко плеохроирует, интерференционные цвета розовые. Имеет прямое погасание, оптически одноосен, в некоторых шлифах он представляет собой венообразные сростки из нескольких минералов прямоугольной формы (см. выше).

Эпидот встречается не во всех шлифах. В шлифах эпидот представляет собой зернистые агрегаты таблитчатого облика. Плеохроизм в зеленых тонах, угол $2V=80^\circ$ — отрицательный.

Актинолит, его зерна представлены по всему разрезу. В шлифе бесцветный, кристаллы длинно-призматические, облик игольчатый, волокнистый

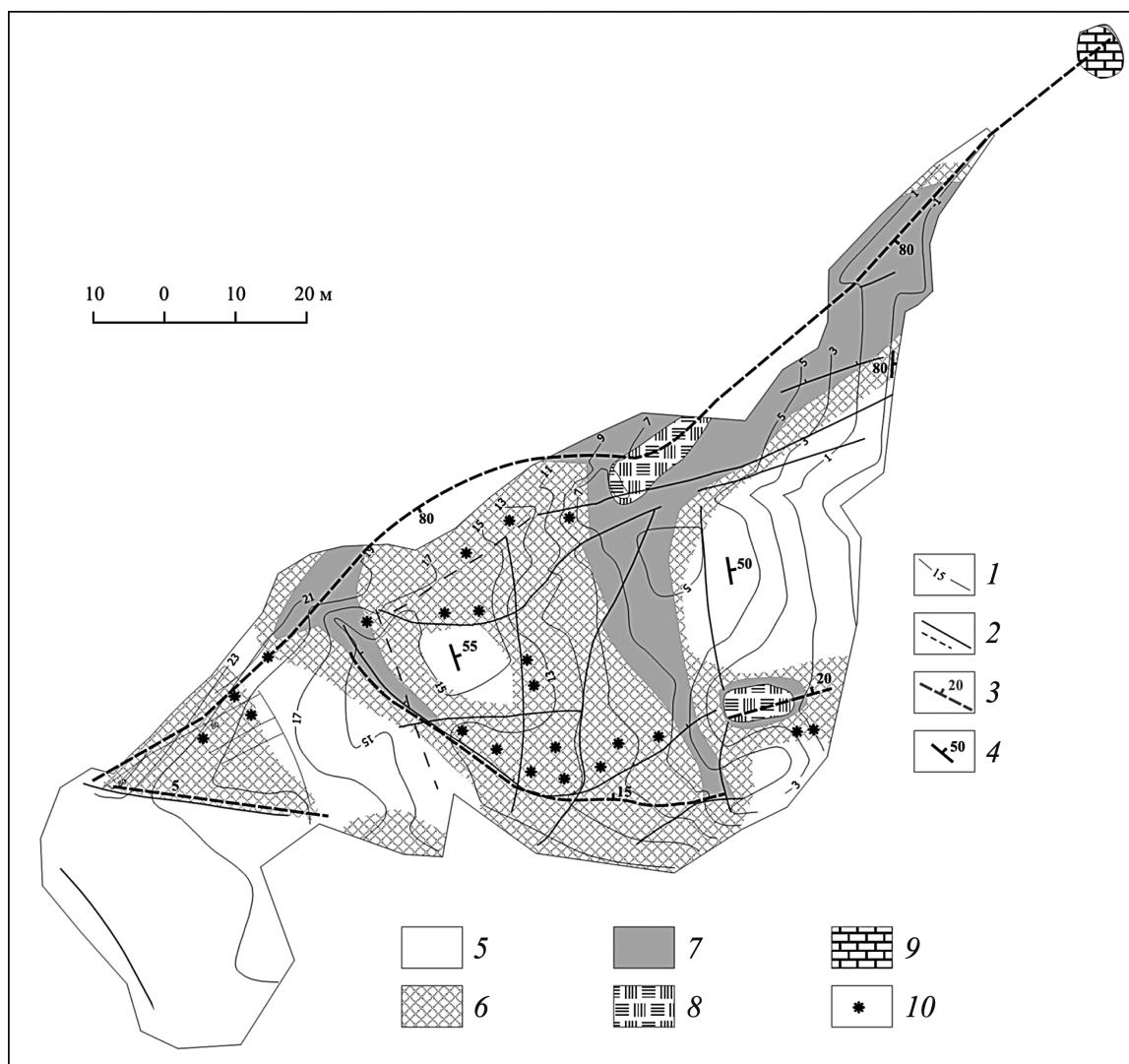


Рис. 1. Схема геологического строения Гирвасского палеовулкана: 1 — изолинии рельефа, относительная высота, м; 2 — разломы; 3 — жильные зоны; 4 — элементы залегания потоков; 5 — слабоизмененные базальты; 6 — пропилитизация по трещинам; 7 — пропилиты; 8 — тальк-хлоритовые метасоматиты; 9 — карбонатные жилы; 10 — гнезда и прожилки турмалина

габитус. Сине-зеленая интерференционная окраска. Спайность совершенная в двух направлениях под углом $<56^\circ$, $2V=90^\circ$.

Биотит встречен в виде реликтов внутри сростков хлорита. В шлифах выявляется типичная микрочешуйчатая структура хлорита. Цвет минерала зеленый или темно-зеленый с заметным или слабым плеохроизмом от желто-бурого к зеленому. Он характеризуется прямым погасанием с отрицательным оптическим знаком, низким двупреломлением и очень малым $2V$.

Тальк отмечен в двух зонах, тяготеющих к главной и побочной разломным зонам. В рассматриваемом разрезе тальк можно наблюдать в нескольких выделениях: в качестве минерала, слагающего собственную породу, называемую талькитом; в виде массы бесцветных чешуек, которые образуют аномальные интерференционные окраски на гидротермально измененных породах. Тальк встречается в двух местах, тяготеющих к главной и побочной разломным зонам.

Кальцит имеет гидротермальное происхождение, находится в жилах, в некоторых местах встречено несколько отдельных зерен в основной массе пород. Зерна кальцита, представленные в шлифах, имеют аномально розовую интерференционную окраску; присутствуют полисинтетические двойники, что обуславливает появление полосок, параллельных ребрам. Бесцветные зерна обладают четкой псевдоабсорбцией. Кальцит оптически одноосный отрицательный.

Альбит. На исследуемом объекте этот минерал присутствует в виде альбит-хлоритовой массы, а также образует собственные зерна. Альбит-хлоритовая масса отмечена по всему разрезу, встречены также альбитовые прожилки.

Хлорит. В шлифах выявлена типичная микрочешуйчатая структура хлорита. Цвет минерала зеленый или темно-зеленый с заметным или слабым плеохроизмом от желто-бурого к зеленому. Он характеризуется прямым погасанием, отрицательным оптическим знаком, низким двупреломлением и

очень малыми значениями 2V. Распространяясь по разрезу, хлориты образуют две группы: первая — хлориты в жилах и прожилках основного разлома, которые при оптических исследованиях под микроскопом дают аномальную синюю окраску; и вторая группа хлоритов, встречающихся по всему разрезу, выявлена в прожилках и во вмещающих породах.

Хлориты представляют собой группу минералов, в которых осуществляется широкий изоморфизм различного типа. Несмотря на то что существует множество работ, посвященных вопросам классификации хлоритов, проблема не решена, и границы большинства предлагаемых разновидностей хлоритов носят условный характер.

Одна из классификаций, основанная на ионных замещениях [Foster, 1962], использована нами в работе с хлоритами. Схема классификации иллюстрируется (рис. 3) в координатах: количество позиций, занятых Si, и атомное отношение $\text{Fe}^{2+}/\sum \text{R}^{2+}$ проведены на уровнях 25 и 75%, что создает три группы: 1) магнезиальные хлориты, в которых Mg составляет >75% двухвалентных катионов; 2) промежуточные хлориты, в которых Mg составляет от 75 до 25% и Fe^{2+} от 25 до 75% двухвалентных катионов; 3) железистые хлориты, в которых Fe^{2+} составляет >75% двухвалентных катионов. Эти три группы затем подразделяются по содержанию Si. Природные хлориты крайне редко содержат больше 2,35 формульных единиц (ф.е.) Si или более 3,45 Si. В диапазоне 1,10 ф.е. между экстремумами границы проведены на уровнях 2,75 и 3,10, формируя три приблизительно эквивалентных группы по содержанию Si. Таким образом, восемь областей, жестко определенных по отношению $\text{Fe}^{2+}/\sum \text{R}^{2+}$ и содержанию Si, предлагаются в качестве классификации хлоритов. Распределение точек на рис. 3

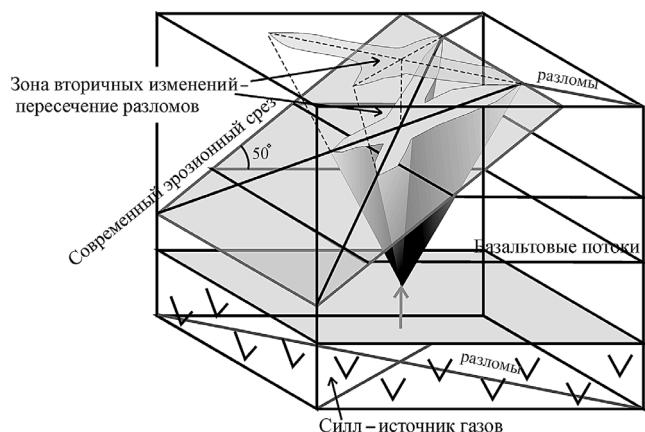


Рис. 2. Схема реконструкции Гирвасского палеовулкана

показывает, что большинство хлоритов попадает в четыре из восьми областей.

При пересчете микрозондовых анализов использовался метод расчета формул по зарядам [Булах, 1964]. Метод основан на принципе электронейтральности молекул и необходимости полной взаимной компенсации отрицательных и положительных валентностей, вносимых в формулу минерала анионами и катионами. За исходное при расчетах берется то количество отрицательных зарядов, которое приходится на долю кислорода в стандартной формуле минерала. Сначала находятся молекулярные количества оксидов. Затем для каждого оксида они умножаются на сумму валентностей катиона, входящих в этот оксид. Полученные величины отвечают зарядам, вносимым в формулу минерала катионами. Сумма этих зарядов должна быть равна сумме отрицательных валентностей в стандартной формуле.

Кроме того, по данным микрозондовых анализов хлоритов нами была предпринята попытка определить значения температуры образования

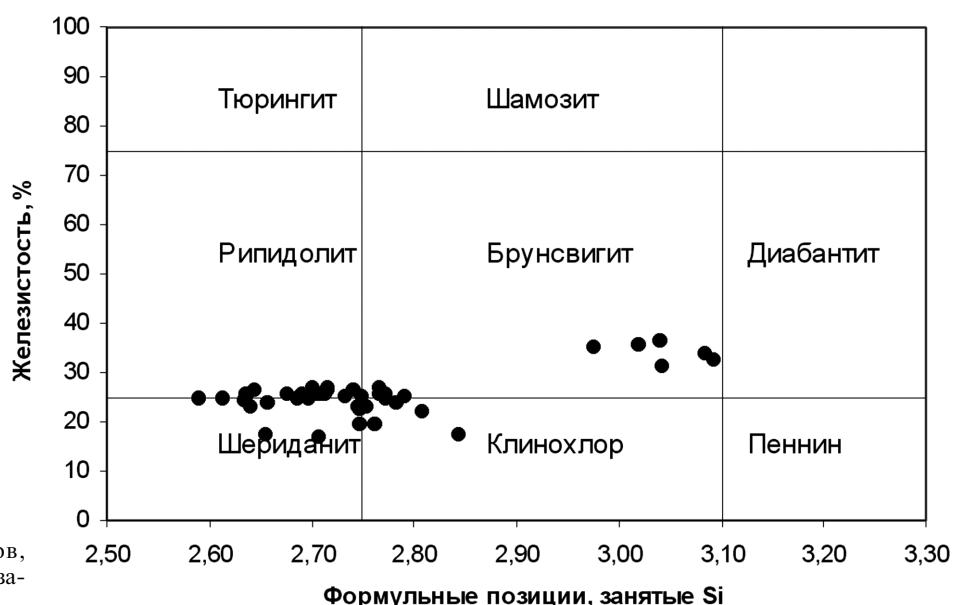


Рис. 3. Классификация хлоритов, основанная на двух типах ионных замещений, по [Foster, 1962]

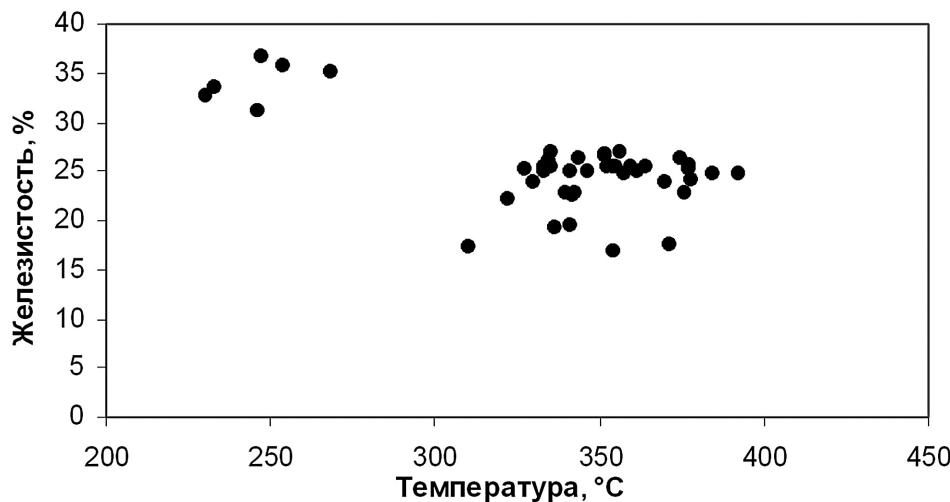


Рис. 4. Классификация хлоритов по температуре их образования

хлоритов по методу, приведенному в работах [Cathelineau, Nieva 1986; Zang et al., 1997], температура рассчитывается двумя способами:

$$T(1) = (\text{Al(IV)} + 0,1 \cdot (\text{Fe} / \Sigma(\text{Mg} + \text{Fe}))) \cdot 319 - 69;$$

$$T(2) = \text{Al(IV)} \cdot 321,98 - 61,62;$$

где T — температура, Al (IV) — алюминий, который занимает тетраэдрические позиции. Схема, построенная по рассчитанным данным, представлена на рис. 4 в координатах температура ($^{\circ}\text{C}$) и железистость хлоритов (атомное отношение Fe^{2+} ко всем двухвалентным катионам).

Из анализа этой схемы видно, что расположение точек соответствует двум температурным областям, по которым хлориты можно условно разделить на две группы: низко- и высокотемпературные. На графике отражены не все хлориты, а только те, которые удалось отобрать для анализа, т.е. микрочешуйчатые зерна хлоритов основной массы в анализ не попали.

При изучении минералов в шлифах наблюдалось несколько минеральных ассоциаций, позволяющих судить об истории развития рассматриваемого объекта. По этим ассоциациям нами выделено несколько стадий минералообразования:

1) высокотемпературная стадия, когда образуется биотит, вместе с которым, возможно, образуется и турмалин;

2) стадия хлоритизации биотита в жилах;

3) стадия образования метасоматитов — пропилитов (актинолит+эпидот+альбит+хлорит) и талькитов (тальк+хлорит+кальцит) по разломным зонам, в это же время, вероятно, образовался низкотемпературный хлорит, основной для этой стадии. Температура в эту стадию колебалась от 230 до 270 $^{\circ}\text{C}$, по тому же хлоритовому геотермометру.

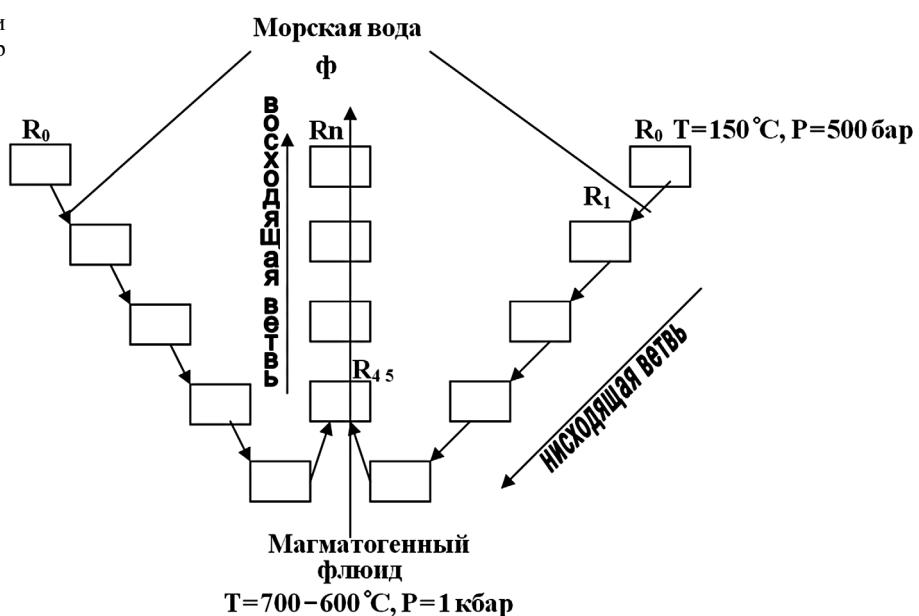
Мы полагаем, что первая стадия минералообразования связана с магматогенными газами, которые поступали от силла, внедрившегося во вмещающие ятулийские породы. В эту стадию основным агентом преобразования вмещающих

пород был магматогенный флюид. Вторая стадия, по нашему мнению, протекала в более низком диапазоне температуры, в результате остывания магматического тела и, возможно, некоторого воздействия морских вод. Когда выделение магматических газов полностью закончилось и, следовательно, произошло понижение температуры, происходила третья стадия преобразования пород.

В ряде мест обнажения можно установить элементы залегания потоков базальтов, они падают на восток–северо-восток, угол падения 50–55°. Жильные зоны имеют разные углы падения: северная зона крутопадающая, падение юго-восточное под углом 80°. Южная зона пологозалегающая, с падением на север под углами 5–15°. В результате в современном эрозионном срезе эти две зоны пересекаются, причем к их пересечению приурочены наиболее измененные породы. Характер пересечения двух жильных зон в условиях наклонного рельефа создает иллюзию кольцевой структуры, интерпретируемой в качестве трубки взрыва. Наши наблюдения не подтверждают эту структуру. Для интерпретации наблюденных закономерностей построена блок-схема строения палеовулкана (рис. 2).

При анализе конфигурации вторичных изменений обращает на себя внимание сегмент малоизмененных пород среди метасоматитов. Зона наиболее высокотемпературных турмалинодержащих метасоматитов находится на пересечении разломов. В общем виде на плоскости современного эрозионного среза зона изменений имеет форму косого креста. Поскольку залегание пород почти моноклинальное с падением 50°, то можно восстановить первоначальный вид системы. Реконструкция представлена на рис. 2. Мы предположили, что, как и на других объектах, зона метасоматитов расширяется конусом к поверхности, а в сечении имеет вид креста, поскольку подводящий канал соответствует пересечению разломов. Современный эрозионный срез рассекает структуру

Рис. 5. Схема геологической модели гидротермальной системы (R — номер реактора)



таким образом, что в одной части вскрыты более глубинные породы, в другой — менее глубинные, но более измененные. Источником магматических газов, вероятно, служили силлы габбро-долеритов.

Гирвасский палеовулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простириания, проходящего параллельно западному крылу Онежской мульды. Он представлен вулканическими ятулийского возраста, в которые намного позднее произошло внедрение силла габбро-долеритов. Исходя из этого нами предложена следующая геологическая схема процесса формирования метасоматитов вулкана (рис. 5).

По этой схеме магматогенные газы, отделившиеся от силла, поступали вверх по разлому, преобразуя породы. В это же время Онежская мульда и, соответственно, Гирвасский палеовулкан испытывали опускание и были заполнены морской водой. Морская вода в свою очередь просачивалась по трещинам базальтов, постепенно нагревалась, реагировала с породами, смешивалась с магматогенным флюидом, создавая при этом конвективные потоки, преобразующие базальты.

На основе предложенной геологической схемы нами выполнено термодинамическое моделирование. Для расчетов использовался программный комплекс HCh (Ю.В. Шваров).

Последовательность расчетов включала две основных модели.

1. Модель формирования магматогенного флюида. Поскольку на сегодняшний день нет общего способа термодинамического описания магматического расплава, было рассчитано равновесие с твердыми фазами, сосуществующими с эвтектическим расплавом (плагиоклаз+амфибол+пироксен+пирротин+магнетит), для пород силла при 800°C и 300 бар. Окислительно-восстановительное состояние оказалось при этом близко к

буферу кварц–фаялит–магнетит. Компоненты магматического газа задавались модельным путем на основании данных о современных фумаролах и гидротермах: $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2=80$, $\text{CO}_2:\text{HCl}=50$. Количество сернистого газа, водорода, метана и других газов рассчитано по равновесию с породой. Отношение вода:порода принято по средней растворимости в базальтовых расплавах равным 5%.

2. Модель взаимодействия морской воды и магматогенного флюида с базальтами. В качестве состава морской воды выбран современный состав океанической воды. Это допущение требует дальнейших исследований, поскольку в протерозое состав воды мог заметно отличаться.

Моделирование проводилось методом много волновых проточных реакторов [Гричук, 2000]. Математическая модель состоит из двух логических частей. Первая — *ниходящая ветвь*, где происходит взаимодействие базальта только с морской водой, а породы — от 150 до 600°C и при давлении от 500 до 950 бар. Вторая — *восходящая ветвь*, когда начинается поступление магматогенного газа, при этом температура и давление начинают понижаться до начальных. Отношение порода:вода взято равным единице. Эта модель рассчитывалась следующим образом. С R_0 до R_{45} порода нагревается, как указано выше, с R_{45} по R_n — на базальт начинает воздействовать магматогенный флюид, а температура и давление понижаются. На третьей волне начинается преобразование морской водой породы, взятой с предыдущей волны. На каждой последующей волне преобразование породы ведется водой, взятой с предыдущей волны. Переработка базальта ведется до 50-й волны.

Моделирование велось в 12-компонентной системе (H, C, O, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Fe). В системе учтено образование 78 твердых фаз, газового и жидкого растворов. Газовый раствор

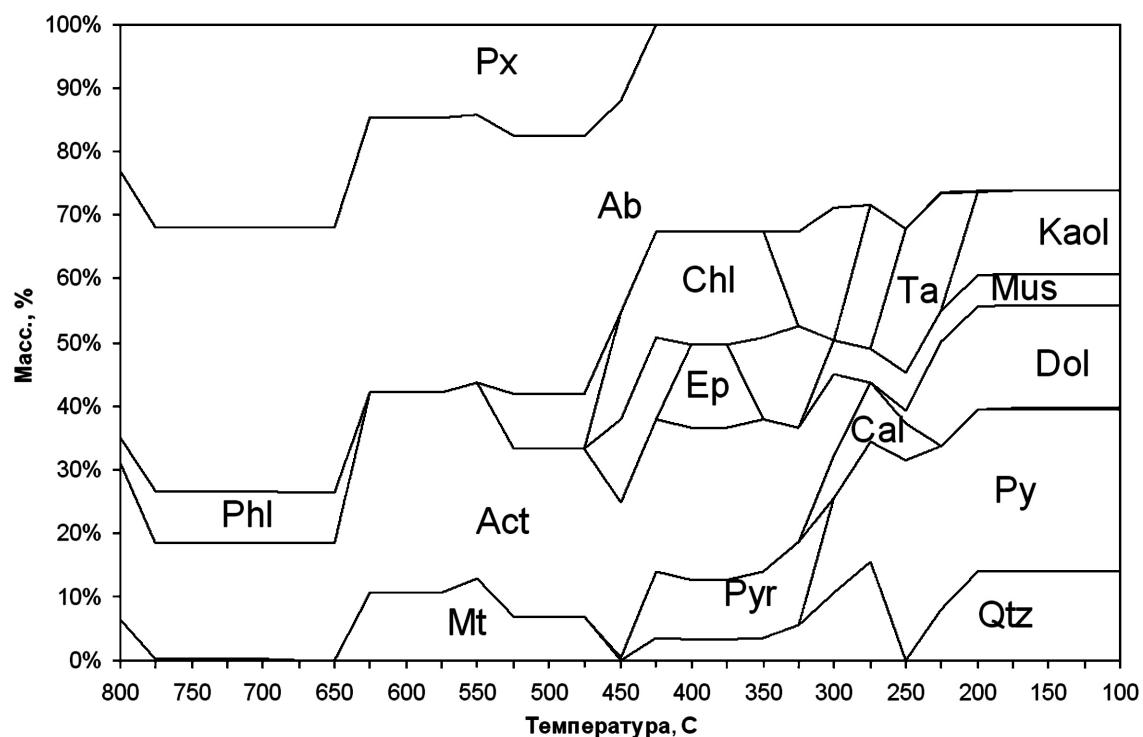


Рис. 6. Результаты расчета минеральных ассоциаций в восходящей ветви гидротермальной системы с участием магматогенного флюида (5-я волна)

рассчитывался как идеальный, в нем учтено образование 12 соединений. В жидкой фазе учтено образование 83 соединений и комплексов. Термодинамические свойства минералов и частиц водного флюида взяты из базы данных UNITHERM.

Нисходящая ветвь представляет собой реакцию взаимодействия морской воды с базальтами. При этом по базальтам развиваются по мере увеличения температуры вторичные минералы хлоритовой и пропилитовой фаций. Модель образования метасоматитов аналогична модели долгоживущей гидротермальной системы ранее рассмотренной Д.В. Гричуком [Grichuk, 2004], поэтому результаты моделирования составов здесь не приводятся. Результаты моделирования — нагрев воды в равновесии с базальтом — показали образование парагенезиса альбит+тремолит+сульфиды.

На восходящей ветви происходит поступление в поток гидротермальных растворов магматического флюида, отделяющегося от кристаллизующегося расплава. Поскольку реактор — элементарный расчет для линии тока раствора, а волна — порция раствора, то в координатах N-й волны — N-го реактора диаграмма может показать историю формирования метасоматитов, соотношение зональности и стадийности.

Биотит возникает первым при взаимодействии с раствором и флюидом при высоких значениях температуры на первой волне. Исчезает при понижении температуры (48-й реактор — T=540 °C), максимальное содержание (35%) достигается на 10-й волне; позже замещается высокотемпературным хлоритом и тальком.

Альбит до 5-й волны присутствует с 40-го по 65-й реактор (550–150 °C), а с 5-й волны существует только при высокой температуре 540 °C.

Актинолит образуется одним из первых и присутствует почти по всему разрезу, с 5-й по конечную волну, а с 62-го реактора (220 °C) по 65-й он отсутствует.

Магнетит образуется в высокотемпературной области и при развитии процесса его область устойчивости сдвигается в низкотемпературную зону. Максимальное содержание достигает 25%, что отмечается в обнажениях в виде зоны с аномальными магнитными свойствами.

Эпидот образуется в узкой области — с 4-й по 8-ю волну с 60-го по 57-й реактор (300–360 °C); максимальное содержание 7,5%. Это редкий минерал — встречен в некоторых шлифах.

Тальк появляется на 7-й волне. В модели есть высокотемпературные и низкотемпературные разновидности талька, это могло получиться в результате неточного описания хлоритового твердого раствора. Низкотемпературный тальк формирует тальк-карбонатные метасоматиты.

Карбонаты появляются при понижении температуры от 340 до 150 °C с 1-й по 20-ю волну, максимум содержания (23%) достигается на 7-й волне. Если не учитывать вмещающие породы, участвующие в реакциях, то карбонат — главный жильный минерал.

Хлорит сквозной минерал, он замещает биотит. При этом наблюдается смена состава области высокотемпературных хлоритов-75 на область низкотемпературных хлоритов-50.

Данные, полученные при расчете термодинамической модели палеовулкана Гирвас, показывают согласование результатов построенной модели с природным объектом. Построенная нами диаграмма на основе этих результатов наиболее детально показывает ход процесса, отображает соотношение зональности и стадийности его. О том, что модель схожа с природным объектом, свидетельствуют полученные минеральные зональности, хорошо согласуемые с минеральной зональностью на вулкане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булах А.Г.* Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1964. 131 с.
- Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И.* и др. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: Новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // Докл. АН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 171.
- Cathelineau M., Nieva D.* A chlorite slution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 91. P. 235–244.

Заключение. Реконструкция геологического строения палеовулкана Гирвас показывает, что гидротермальные изменения лав происходили не одновременно с вулканизмом, а в более позднее время. Формирование гидротермальной системы связано с внедрением силлов габбро-долеритов, особенности минерального состава определяются участием морской воды и магматогенного флюида. Среди минералов гидротермального парагенезиса присутствует магнетит, который мог зафиксировать магнитное поле гидротермального преобразования пород.

Foster M.D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites // Geol. Surv. Prof. Pap. 1962. Vol. 414-A. P. 1–33.

Grichuk D.V. Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system // Geochem. Intern. 2012. Vol. 50, N 13. P. 1069–1100.

Grichuk D.V. Thermodynamic models of submarine hydrothermal systems // Geochem. Intern. 2004. Vol. 42, sup. 2. P. S159–S324.

Zhang Y., Muchez P., Hein U.F. Chlorite geothermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium // Geol Mijnbouw. 1997. Vol. 76. P. 267–270.

Поступила в редакцию 30.10.2018

Поступила с доработки 11.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018