

КОНТАМИНАЦИЯ КАК ФАКТОР ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЛИКВАЦИОННОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ

© 2013 г. С. А. Светов

*Институт геологии КарНЦ РАН
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
E-mail: ssvetov@krc.karelia.ru*

Поступила в редакцию 03.10.2011 г.

В статье приводятся результаты изучения продуктов силикатной несмешимости в пикробазальтовых расплавах палеопротерозойского (суйсарского – 2.1–1.9 млрд. лет) возраста в пределах разреза Ялгубского кряжа (Центральная Карелия). Показаны результаты комплексного геохимического изучения минеральных парагенезов и состава ликвационных фаз. Установлено, что состав предликвационного расплава соответствует пикробазальту, геохимически близкому к I типу матрикса; ликвационное фракционирование в пикритовом расплаве было инициировано контаминацией корового материала. Процесс ликвационной дифференциации в системе был многоступенчатым и проходил на всех стадиях излияния расплава.

Ключевые слова: ликвация, контаминация, пикробазальты, вариолиты, палеопротерозой, Ялгубская структура, Фенноскандинавский щит.

Под процессом ликвационной дифференциации (ликвации) в геологии подразумевается разделение первичного гомогенного силикатного расплава при кристаллизации на несколько (две или более) несмешивающихся фаз, которые в ходе кристаллизации могут застывать как совместно, так и отделяться друг от друга под влиянием гравитационного фракционирования, приводя к образованию контрастных магматических пород.

Данный процесс в петрогенезисе магматических ассоциаций имеет неоднозначный характер. Такие исследователи как Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.А. Иностранцев считали ликвацию основным инструментом ранней дифференциации магматических расплавов, а по мнению Д. Грейга и др. ликвация имеет место только в случае разделения сульфидной и силикатной систем [1], при этом существование самого процесса силикатной несмешимости никем из исследователей под сомнение не ставится. Многочисленные исследования подтвердили возможность существования ликвационной дифференциации в природных системах при стандартных температурах магматического процесса [19, 20, 24–26, 28–30, 33]. Ликвационные структуры в породах воссоздавались экспериментально в ходе кристаллизации основных-ультраосновных расплавов [5, 15, 16].

Кроме того, существующие обширные полевые геологические наблюдения ликвационной неоднородности пород [4, 10, 11, 12, 21, 23, 31] являются убедительным подтверждением широкого проявления ликвационных процессов в природе.

Следует подчеркнуть, что самым распространенным и часто документируемым проявлением ликвационной дифференциации в геологических системах является образование вариолитовых (сфероолитовых) текстур в породах базальтового ряда.

Свое название “вариолиты” получили за характерную бугристую “оспинную” поверхность, образующуюся после их интенсивного выветривания. Подобные образования привлекали внимание геологов еще с середины XIX в. В России, согласно сведениям Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [4], исследование вариолитов начато А.А. Иностранцевым в 1874 г. с изучения петрографии базальтовых вариолитовых лав Ялгубского кряжа Центральной Карелии, работа “Вариолиты Ялгубы Олонецкой губернии” опубликована им в 1884 г. В зарубежной геологической литературе классические описания вариолитовых лав приводятся для архейских базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) [22, 31] и толеитовых лав района Роюн-Наранда зеленокаменного пояса Абитиби [25], базальтовых лавовых озер вулканов Килауэа и Макапухи о. Гавайи, высокожелезистых базальтов Гренландии [18] и многих других объектов.

Исследования показали, что вариоли и матрикс имеют контрастный геохимический состав, до ликвационного разделения первичная система отвечает основным-ультраосновным породам, а после ликвационной дифференциации происходит формирование “капель” (вариоли, линзы) кислого андезит-дацитового расплава в основной матрице. В ходе гравитационного фракционирования вариоли всплыва-

ют и формируют крупные линзовидные скопления в средних и кровельных частях лавовых потоков.

Для породных ассоциаций Фенноскандинавского щита ликвационное разделение силикатного расплава на несколько несмешивающихся фаз широко проявлено в ряде высокомагнезиальных серий, в том числе: в коматиитовых лавах мезоархейского возраста (Койкарская [10, 13], Костомукшская структуры), в высокомагнезиальных андезибазальтовых ассоциациях (сумийского) палеопротерозойского возраста Центральной Карелии (Эльмусская, Семченская, Кумсинская структуры), а также в пикритовой-ферропикритовой сериях палеопротерозоя (Печенгская [13] и Ялгубская [2, 4, 11] структуры).

Целью данной работы является детальная морфологическая типизация и прецизионное геохимическое изучение ликвационных образований “эталонного объекта” – Ялгубского кряжа – верхней части разреза палеопротерозоя (суйсарская свита) в районе дер. Ялгуба, Центральная Карелия (рис. 1), ставшего классическим полигоном изучения глобулярных пород в России, благодаря работам Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, а также оценка условий возникновения силикатной несмесимости в природных системах.

Следует дополнительно уточнить авторское понимание используемых определений. Термин “вариолит” в работе применяется для обозначения вулканических пород с характерными ликвационными текстурами (микровариоли, вариоли, линзы контрастного состава). “Вариоль” и “матрикс” – контрастные продукты ликвационного разделения первично гомогенного расплава, диагностируемые как на макро-, так и микроуровне, при этом термин “вариоль” применяется для описания округлых, овальных образований наиболее кислого состава, часто с радиально-лучистыми микроструктурами, а “матрикс” – для описания основной части расплава, выступающей в роли “цементирующего” субстрата. Термин “глобула”, в качестве аналога термину “вариоль”, также используется при геологических описаниях объектов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯЛГУБСКОЙ СТРУКТУРЫ

Ялгубский комплекс (верхняя часть разреза суйсарской свиты) приурочен к центральной части Онежской структуры (рис. 1), которая формировалась в палеопротерозое (2.5–1.7 млрд. лет) в юго-восточной части Карельского массива, на территории современной площади Онежского озера и прилегающих районов. В геологическом строении территории выделяются четыре структурных этажа: 1 – архейский фундамент, 2 – сумийско-сариолийский рифтовый пояс, 3 – ятулийско-вепсийский протоплатформенный чехол с двумя подэта-

жами (ятулийско-калевийский и вепсийский), 4 – вендско-фанерозойский платформенный чехол [9].

Суйсарская свита (название комплексу дано В.М. Тимофеевым [14] по “суйсарскому побережью” Онежского озера) сформирована высокомагнезиальными вулканитами пикро-базальтового ряда, имеющими возрастные аналоги на территории Приладожья, Лапландии, Печенги Фенноскандинавского щита.

Свита сложена существенно вулканогенными породами основного и ультраосновного состава (формируют 5 пачек) и развита в западной части Северо-Онежского синклинория на площади около 2 тыс. км². Выделяются следующие пачки: 1-я, мощностью 12 м, сформирована базальтовыми туффитами; 2-я (75 м) – массивные лавы пикробазальтов в переслаивании с туффитами; 3-я (100 м) – плагиоавгитовые базальты в чередовании с туфами и алевролитами; 4-я (200 м) – лавы массивных авгитовых базальтов в переслаивании с кристаллокластическими туфами; 5-я (сохранившаяся мощность 30 м) – серия лавовых потоков и покровов базальтов. Разрез свиты перекрывается четвертичными отложениями. Общая мощность современного редуцированного разреза суйсарской свиты – 420 м (лавовая фация составляет около 75%, а вулканогенно-осадочная – 25% разреза) [9].

Субвулканические породы комплекса представлены некками, дайками и силлами долеритов, перидотитов, комагматичными лавам суйсарской свиты [3]. Sm-Nd и Pb-Pb возрасты субвулкаников – 1975 ± 24 и 1980 ± 57 млн. лет отвечают времени внедрения Кончезерского силла и времени излияний лав [8].

Ялгубский кряж, разрез которого характеризует верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Карелии, расположен на берегу Онежского озера, напротив дер. Ялгуба, в 20 км к СВ от г. Петрозаводска.

Кряж сложен мощными лавовыми потоками подушечных и массивных базальтов, чередующихся с потоками авгит-плагиофировых базальтов с прослоями основных туфов (до 3 м мощности), включающих обломки различной размерности.

В данном исследовании основное внимание уделялось изучению массивных и подушечных лав, подверженных процессу силикатной несмесимости, в которых широко развиты ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) (рис. 1).

В большинстве лавовых тел концентрация вариолей значительно возрастает по направлению к кровле (рис. 2а–г), где вариоли образуют скопления до 85–90% объема породы, в этом случае матрикс выглядит как редкие “включения” (рис. 2г). Здесь же присутствуют линзовидные обособления, чередующиеся с матриксом, в которых встречаются единичные глобулы.

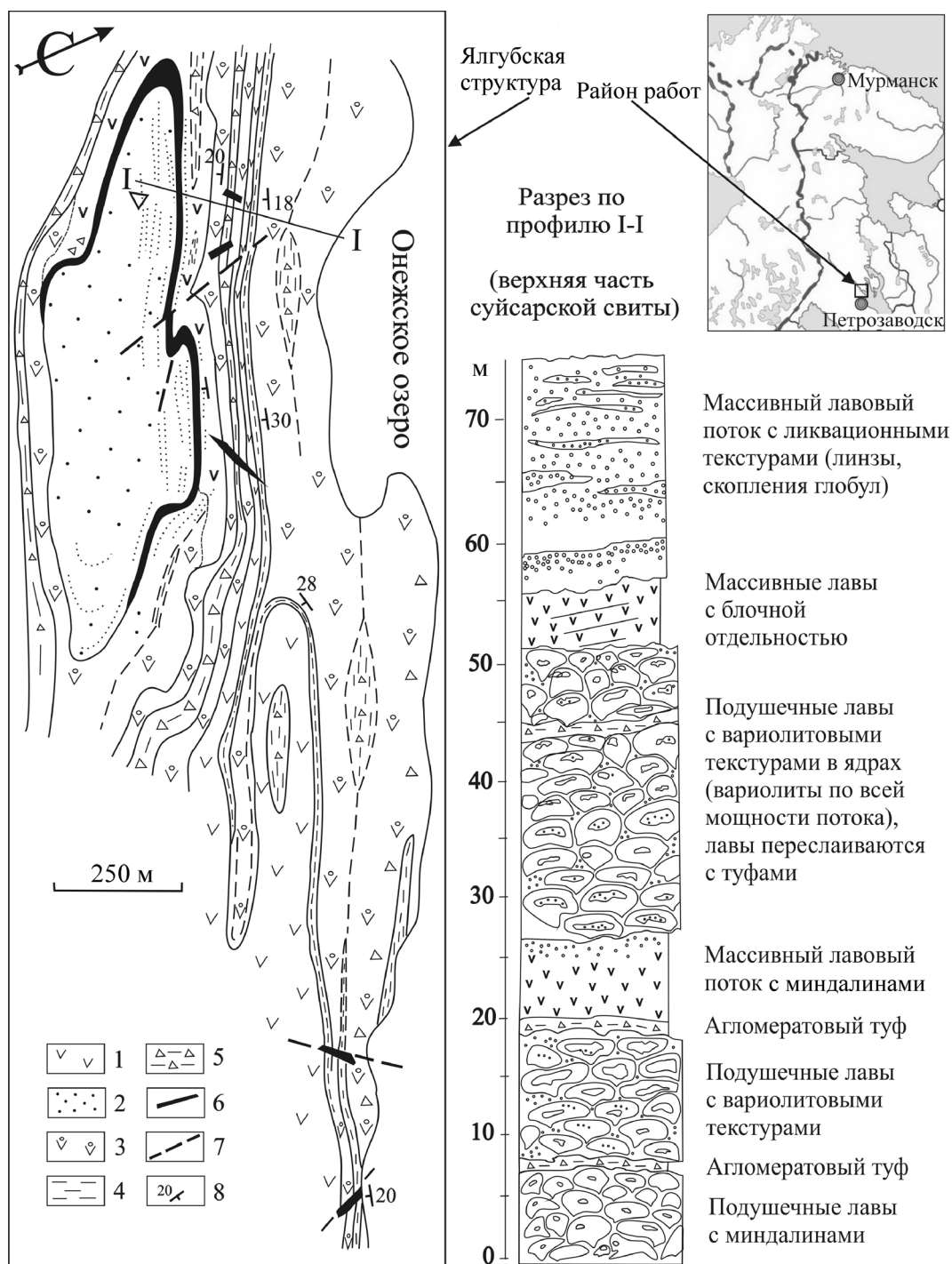


Рис. 1. Схема геологического строения и разрез по профилю I-I Ялгубского кряжа.

1 – массивные миндалекаменные лавы базальтов; 2 – массивные вариолитовые лавы с ликвационными линзами и единичными глобулами; 3 – лавобрекчии, подушечные лавы; 4 – пелитовые туфы с вкрапленностью гематита; 5 – агломератовые туфы; 6 – пластовые тела и секущие дайки базальтов; 7 – тектонические нарушения; 8 – элементы залегания.

Переслаивание ликвата и матрикса на поверхности обнажений выглядит как псевдослоистость, которая проявляется сменой окраски пород с темно-серой на светло-серую, слои не имеют постоянной мощности, и трассируются в выходах на десятки метров. В редких случаях вариолитовую текстуру

имеют зоны закалки, как массивных лавовых потоков, так и отдельных подушек (рис. 2д, е).

Среди основных фациальных литотипов вариолитов выделяются:

Массивные вариолитовые лавы (рис. 2а–г). Данный морфологический тип преобладает в раз-

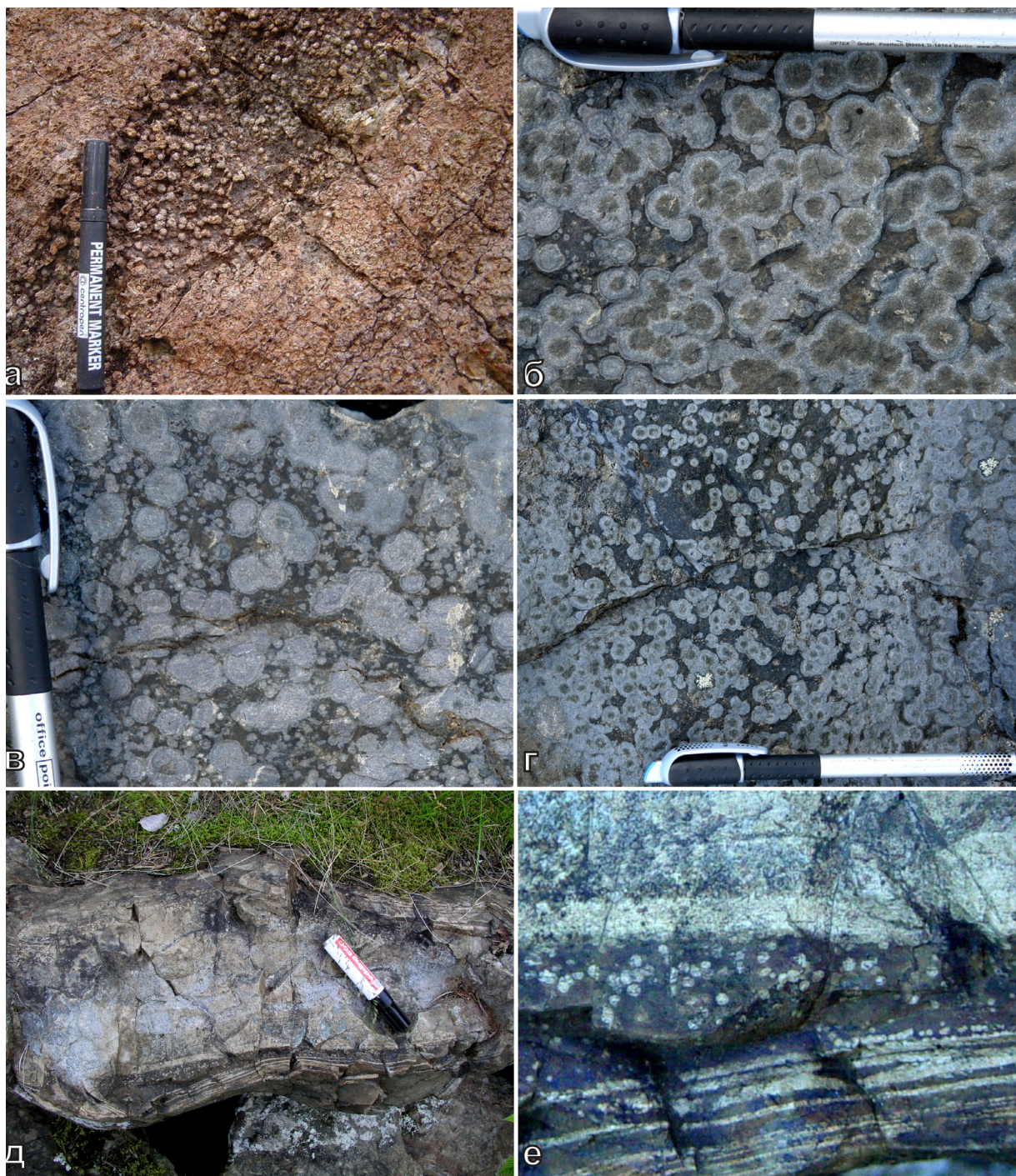


Рис. 2. Морфология вариолитов Ялгубского кряжа.

а – выветрелая поверхность вариолитовых лав, переслаивание ликвационных зон, представленных скоплением глобул, с прослоями матрикса, содержащего отдельные вариоли; б – прикровельная часть лавового потока, содержащая ликвационные линзы, сформированные в результате коалесценции единичных глобул; в – зона скопления крупных дифференцированных глобул с микровариолями в центральной части лавового потока; г – округлые реликтовые обособления матрикса в линзе ликвата; д – подушечные лавы Ялгубского кряжа с внутренней расслоенностью и ликвационными текстурами, подушка размером 1.2×0.8 м имеет внутреннюю неоднородность, выраженную в появлении полосчатых зон чередования ликвационного субстрата (белое) и матрикса (темное), ядро подушки сформировано ликвационной фазой с незначительными реликтовыми включениями матрикса, краевая зона содержит отдельные глобулы, их скопления и область чередования тонких прослоев контрастного состава; е – фрагмент внутренней части подушки с зоной пленочной ликвации (представлена тонким переслаиванием матрикса с ликватом в виде пленок от 0.5 до 4 мм), общая мощность полосчатой зоны 5 см, далее к центру следует зона единичных глобул (мощностью 2–8 см) и массивное ядро, сформированное ликвационной фазой.

резе Ялгубской структуры. Мощность лавовых потоков пикробазальтов с вариолитовыми текстурами изменяется от 5 до 16 м. Максимальные концентрации продуктов ликвационного фракционирования отмечаются в верхних частях потоков.

Структура вариолей в массивных лавовых потоках – сферолитовая, характерный размер глобул варьирует от 0.3 до 5.2 см, при этом в породе наряду с вариолями сосуществуют микроглобулы (размером <2 мм), форма данных ликвационных образований близка к идеальной шарообразной (рис. 2в, е).

Следует отметить, что выявлено два типа глобул: однородные вариоли без зональности и вариоли с четко проявленной внутренней зональностью (рис. 2б, в). В зональных глобулах выделяется тонкая стекловатая краевая зона (мениск) мощностью около 1 мм, крупнозернистая зона (мощностью 1–10 мм), сформированная сноповидными игольчатыми кристаллами плагиоклаза в авгит-актинолитовом агрегате, и ядро (диаметром 1–8 мм) контрастного темного цвета, сложенное кварц-полевошпат-хлоритовой стекловатой массой.

На отдельных участках лавовых потоков присутствуют единичные крупные идеально округлые вариоли размером 2–5 см с четкими границами фазового раздела (краевая зона 0.5–0.8 мм) и однородным внутренним строением.

В кровельных зонах лавовых тел матрикс представлен стекловатой массой с единичными игольчатыми кристаллами пироксена и амфибола, чаще всего хлоритизированного и эпидотизированного, содержит до 40% микровариолей размером 0.1–0.8 мм.

Процессы слияния (коалесценции) глобул при столкновении проявлены повсеместно, типичным являются плавные переходы от зон разрозненных вариолей к ликвационным линзам (рис. 2б, е) с исчезновением границ фазового перехода между отдельными глобулами. Ликвационные линзы прослеживаются по простиранию потоков, их ориентировка совпадает с элементами залегания (простирание СЗ 300°). В отдельных случаях происходит чередование линз и зон разрозненных вариолей. Размер линз изменяется от 5–10 см до 3–4 м при мощности зон одиночных вариолей от 6–8 см до 5–7 м.

Насыщенность породы вариолями по отношению к матриксу меняется от 1–2% в подошвенных участках лавовых тел до 90% в кровле потоков. Для массивных лавовых тел с вариолитовой текстурой характерно наличие зон закалки в кровле, представленных афанитовой породой с единичными микровариолями, мощность закалочных зон не превышает 1 м.

Вариолиты подушечных лав. Подушечные лавы образуют потоки мощностью от 5 до 20 м. Размер подушек в диаметре варьирует от 5–10 см до 1.8–2.5 м. Наиболее распространены мелкие подушки диаметром до 1 м, в потоке они имеют плотную упаковку с четко диагностируемыми хвостами

провисания, по которым определяются элементы залегания.

Межподушечное пространство выполнено смесью литокласт лавового материала с мелкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом (по которому развивается хлорит) и туфовым материалом.

В строении отдельных подушек возможно выделить следующие зоны (рис. 2д).

Зона закалки мощностью 0.5–5 см, представленная афанитовой породой, темно зеленого цвета. При выветривании в этой зоне наблюдается скорлуповатая отдельность, хорошо подчеркивающая округлую форму подушек.

Краевая зона (рис. 2д, е) присутствует только в крупных подушках, больше 0.8 м в диаметре, представлена раскристаллизованной породой, более лейкокраевой. В ней встречаются единичные микровариоли (1–3 мм в диаметре) и отмечаются полосчатые пленочные текстуры, представленные чередованием маломощных светлых (1–2 мм) пленок ликвата, как правило, параллельных контуру подушки, с тонкими прослоями матрикса, причем в отдельных подушках отмечается около 20 чередующихся “пленочных” слоев ликвата и матрикса (рис. 2е).

Центральная зона (рис. 2е) – наиболее лейкокраевая из-за большого содержания вариолей (до 70% от общего объема). В данной зоне глобулы сливаются, формируя линзы контрастного состава. В единичных подушках можно наблюдать все стадии плавного перехода от разрозненных вариолей к их скоплениям и слипанию в линзоподобные образования, причем максимальный размер линз достигает 1.2–1.3 м.

В центральной зоне фрагменты реликтового материала матрикса могут приниматься за магматические включения, так как они формируют темные изометричные пятна небольшого размера в ликвате.

Следует подчеркнуть, что вариолитовая текстура встречается не только в лавовых телах, в единичном случае она выявлена в маломощной (около 80 см) дайке, имеющей тонкие зоны закалки (1 см), краевые афанитовые зоны (5–6 см) с обоими краев и центральную крупнозернистую часть (10–16 см), сложенную микровариолями на 80–85%.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В связи с тем, что в работе для классического объекта применены самые современные комплексные приборные методы изучения (на базе аналитического центра Института Геологии КарНЦ РАН), следует детально остановиться на методике исследования.

Изучение морфологии ликвационных образований, состава минеральных фаз и геохимического состава отдельных зон проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford

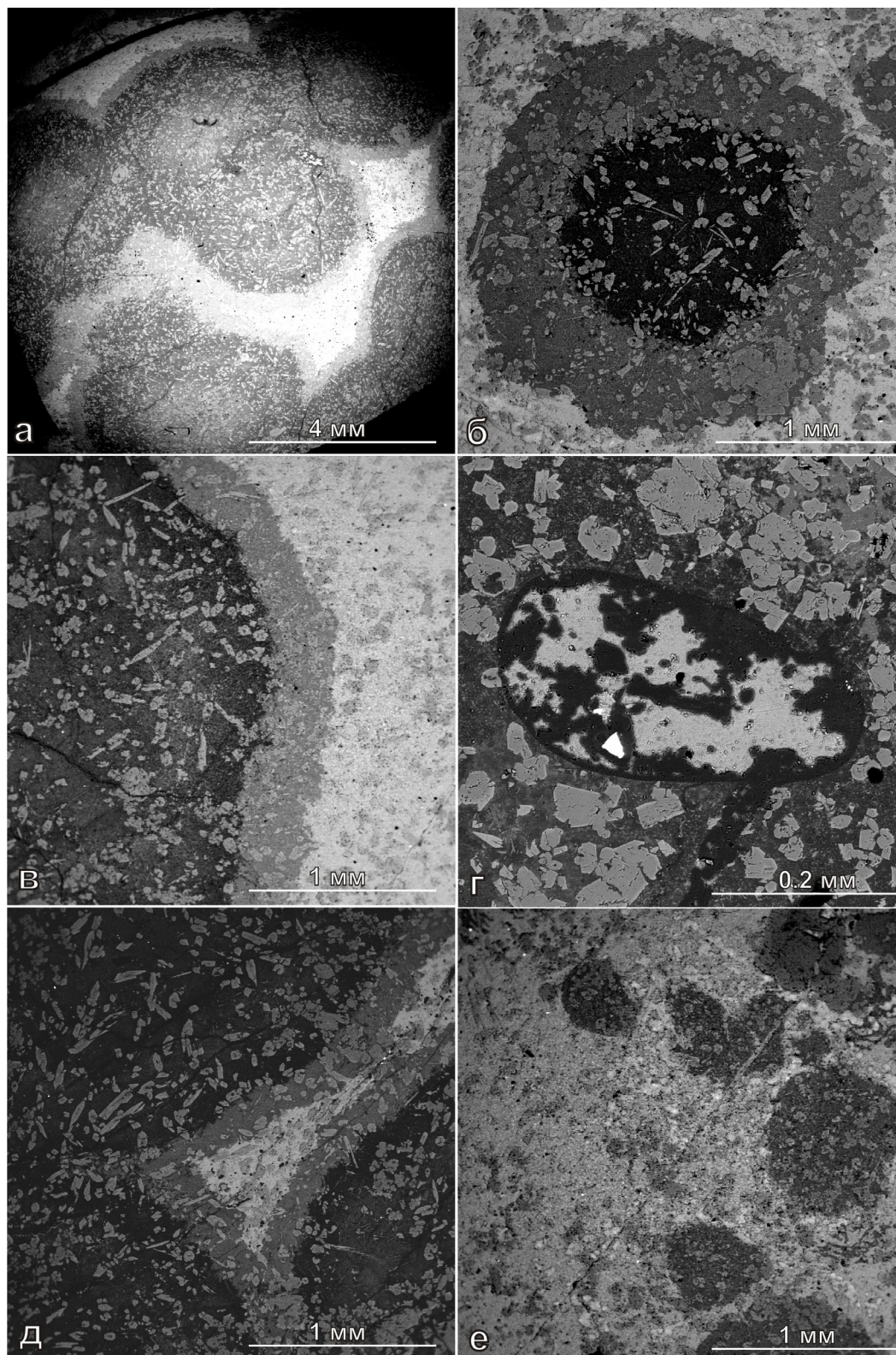


Рис. 3. Морфология глобул вариолитов в пикробазальтовых лавах Ялгубского кряжа.

а – слияние (коалесценция) глобул; б – зональное строение одиночной глобулы (темное – ядро, серое – краевая зона, светлая – зона матрикса); в – краевая часть крупной глобулы с зональным строением (темная, крупнопорфировая зона – ядро глобулы, серая, тоннокристаллическая – краевая зона и светлая крупнокристаллическая – матрикс); г – миндалины в центральной части глобулы; д – остаточные фрагменты матрикса (светлое) в области коалесценции глобул; е – микровариоли в матриксе.

instruments). Химический состав вариолей и матрикса определялся методом площадного микрозондового сканирования. В ликвационных фазах Fe определялось как суммарное, не измерялось содержание P_2O_5 , H_2O и летучих компонентов, которые, по данным более ранних исследований (силикатный анализ), в изучаемых породах варьируют на уровне: P_2O_5 (вариоль, матрикс) – 0.27–0.29 мас. %; H_2O (вариоль) – 0.25–0.27 мас. %; H_2O (матрикс) – 0.3–0.67 мас. %; п.п.п. (вариоль) – 1.29–1.60 мас. %; п.п.п. (матрикс) – 5.40–6.21 мас. % [2]. Таким образом, отклонение реальных содержаний петрогенных окислов в ликвационных образованиях (глобулах и линзах) от измеренных может быть завышено не более чем на 2%, для матрикса – на величину около 5–7%. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ TPF 7.0 (авторы программы: В.И. Фонарев, А.Н. Конилов, А.А. Графчиков) и PX 3.0 (автор программы J.M. Cebria).

Прецизионный анализ содержания редких и редкоземельных элементов в ликвационных фазах проводился квадрупольным масс-спектрометром X-SERIES 2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research). Система UP MACRO включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм. Анализ химического состава проводился при следующих параметрах работы лазера: энергия – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота повторения импульсов – 10 Гц. Размер пятна в эксперименте (площадной анализ химического состава) был увеличен до 515 мкм. Для очистки возможного загрязнения поверхности исследуемого образца верхняя часть пробы испарялась холостым проходом лазера без проведения измерений (с идентичными параметрами работы лазера). Количественный анализ осуществлялся по внешней калибровке (стандарт – NIST 612). По результатам исследования была сформирована база данных включающая более 100 прецизионных анализов составов ликвационных фаз, выполненных на 42 элемента (Li, Be, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, In, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U).

Термический анализ параметров кристаллизации силикатных фаз (ликват, матрикс, порода в целом) выполнялся на синхронном термоанализаторе STA 449 F1 Jupiter в интервале температур от 0 до 1550°C с шагом 5°C, навеска образца составляла 10 мгм.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИКВАЦИОННЫХ ФАЗ

Для микрозондового изучения вариолитов были взяты 15 образцов из верхнего массивного лаво-

вого потока на вершине Ялгубского кряжа в районе тригопункта (рис. 1) и образцы вариолей и ликвационных пленок из подушечных лав, что позволяет охарактеризовать все существующие морфологические типы ликвационных образований. На рис. 3а–е приведены фотографии, иллюстрирующие внутреннее строение глобул.

Изучение внутреннего строения глобул показало, что для них характерны четкие, хорошо диагностируемые границы фазового перехода ликват–матрикс, в том числе и у глобул, подвергшихся процессу коалесценции. В случае формирования ликвационных обособлений фазовые границы в системе отсутствуют.

Для большинства глобул, имеющих размер >1.5–2 мм, характерна зональная структура, представленная наличием двух зон: краевой и центральной, при этом радиально-лучистые структуры в ядрах глобул не проявлены, они уступают место игольчатым микролейстам клинопироксена (авгита) в стекловатой однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом (рис. 3а–в, д).

В некоторых глобулах ядра имеют лучисто-волокнутое строение, сложены волокнами и микролитами плагиоклаза, расположенными радиально вокруг центра, в этой массе встречаются вкрапленники моноклинного пироксена, которые расположены и внутри вариолей, и в основной массе. В редких случаях в ядрах крупных глобул, размером около 2.5 см, обнаружены миндалины размером до 0.5 мм (рис. 3г), выполненные кварц-карбонатным материалом с включениями пирита.

Для микровариолитов (глобулы размером <0.8 мм) (рис. 3е) характерно однородное внутреннее строение. Вариолы представлены тонкокристаллической стекловатой массой с игольчатыми или таблитчатыми микролейстами авгита. Микроглобулы формируют небольшие скопления в зонах матрикса, часто образуя небольшие пятна в результате коалесценции, при этом фазовые границы во всех случаях четко проявлены.

Анализ химического состава минералов (табл. 1), показал, что клинопироксены в глобулах имеют внутреннюю зональность (пробы 41 и 42). В кристаллах от центра к краю уменьшаются содержания SiO_2 – от 54.77 до 48.14 мас. % и MgO – от 18.38 до 10.38 мас. %, содержание в краевой зоне Al_2O_3 достигает 8.43 мас. %, TiO_2 – 2.26 мас. %. Концентрация щелочей в клинопироксене минимальна, лишь отдельные краевые зоны кристаллов содержат Na_2O – до 1.79–1.82 мас. % и K_2O – до 0.5 мас. %.

Химический состав клинопироксенов в пределах стекловатого матрикса показывает их подобие ядрам клинопироксенов из центра вариолей. На классификационной диаграмме En–Fs–Wo [27] точки составов пироксена образуют линейные тренды (отражение вариации состава зональных кристал-

Таблица 1. Состав клинопироксенов (авгитов) (мас. %) и их кристаллохимические формулы (расчет на 6O) из ва-риолитовых базальтов Ялгубского кряжа

Проба	41				42						43		44		45
Т.н.	2 кр	3 сч	4 сч	5 ц	1 кр	2 сч	3 ц	4 ц	5 сч	6 кр	2см	3ц	4	5	1
SiO ₂	50.83	53.21	54.18	54.77	48.14	49.81	51.78	50.39	49.91	48.21	53.75	49.17	48.69	51.28	54.6
TiO ₂	1.81	1.01	—	0.58	2.26	1.59	1.27	1.53	1.92	2.15	0.75	1.88	2.11	1.25	0.65
Al ₂ O ₃	7.45	3.1	3.00	2.79	7.63	5.50	4.74	4.98	6.25	8.43	2.08	6.38	7.02	3.64	1.78
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11.42	9.5	9.16	9.43	13.13	12.77	12.01	12.14	12.79	13.37	8.51	12.48	12.19	13.3	10.47
MnO	—	—	—	—	0.47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	10.38	15.71	16.29	18.38	11.39	13.65	13.87	14.28	12.25	10.18	17.5	12.97	12.04	14.85	17.59
CaO	16.29	17.02	17.37	14.06	16.98	16.69	16.33	16.68	16.87	17.76	17.42	17.11	17.95	15.67	14.91
Na ₂ O	1.82	0.46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.50	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	100.00	100.01	99.99	100.00	99.99	100.00
Si	1.90	1.97	2.00	2.01	1.83	1.87	1.94	1.89	1.89	1.84	1.98	1.85	1.84	1.93	2.02
Al (4)	0.10	0.03	—	—	0.17	0.13	0.006	0.11	0.11	0.16	0.02	0.14	0.16	0.07	—
Al (6)	0.23	0.11	0.13	0.12	0.17	0.11	0.15	0.11	0.17	0.22	0.07	0.14	0.15	0.09	0.08
Fe ²⁺	0.36	0.29	0.28	0.29	0.42	0.40	0.38	0.38	0.41	0.43	0.26	0.39	0.39	0.42	0.32
Ti	0.05	0.03	—	0.02	0.07	0.05	0.04	0.04	0.06	0.06	0.02	0.05	0.06	0.04	0.02
Mg	0.58	0.87	0.90	1.01	0.64	0.77	0.78	0.80	0.69	0.58	0.96	0.73	0.68	0.83	0.97
Ca	0.65	0.68	0.69	0.55	0.69	0.67	0.66	0.67	0.68	0.7	0.69	0.69	0.73	0.63	0.59
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	0.13	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
F, %	38.20	25.30	24.00	22.40	39.30	34.40	32.70	32.30	37.00	42.40	21.40	35.10	36.20	33.50	25.00
Wo, %	41.09	36.77	36.82	29.93	39.09	36.57	36.29	36.25	38.44	41.1	35.99	38.12	40.6	33.55	31.36
En, %	36.42	47.21	48.03	54.41	36.47	41.6	42.87	43.16	38.82	33.91	50.29	40.19	37.88	44.23	51.46
Fs, %	22.49	16.02	15.16	15.67	24.45	21.84	20.83	20.59	22.75	24.99	13.72	21.7	21.52	22.23	17.19

Проба	45	46				47	48		49		50		51		
Т.н.	2	6	8	9	10	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3
SiO ₂	53.01	51.36	54.58	54.26	53.83	52.24	55.27	54.72	52.47	49.50	50.19	52.56	50.76	51.65	51.79
TiO ₂	1.06	1.26	0.77	—	0.61	1.15	0.44	0.53	0.97	0.63	1.54	1.00	1.77	1.42	1.23
Al ₂ O ₃	3.14	3.89	2.10	1.80	2.51	3.59	1.8	1.68	3.20	4.20	5.04	3.36	4.40	3.68	4.01
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	10.38	10.14	7.56	7.92	7.58	9.17	7.15	8.00	11.95	19.99	12.40	10.59	11.63	10.08	9.59
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.28	0.31	—	—
MgO	16.60	14.08	17.26	17.29	17.12	14.68	17.59	18.12	16.19	12.07	13.04	15.95	13.57	13.60	13.30
CaO	15.81	19.27	17.74	18.25	18.36	19.16	17.75	16.94	15.22	11.83	17.49	15.95	17.15	19.26	19.59
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.79	—	0.31	0.41	0.32	0.54
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	100.00	100.01	100.00	100.01	99.99	100.00	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.01	100.05
Si	1.97	1.92	2.01	2.00	1.97	1.95	2.03	2.01	1.95	1.87	1.89	1.95	1.90	1.93	1.93
Al (4)	0.03	0.08	—	—	0.03	0.05	—	—	0.05	0.13	0.11	0.05	0.10	0.07	0.07
Al (6)	0.11	0.09	0.09	0.08	0.08	0.11	0.08	0.07	0.09	0.06	0.11	0.09	0.09	0.09	0.10
Fe ²⁺	0.32	0.32	0.23	0.24	0.23	0.29	0.22	0.25	0.37	0.46	0.39	0.33	0.37	0.32	0.30
Ti	0.03	0.04	0.02	—	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03
Mg	0.92	0.78	0.95	0.95	0.94	0.82	0.96	0.99	0.90	0.68	0.73	0.88	0.76	0.76	0.74
Ca	0.63	0.77	0.70	0.72	0.73	0.77	0.70	0.67	0.61	0.48	0.71	0.63	0.69	0.77	0.78
Cr	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—	0.02	0.03	0.02	0.04
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F, %	26.00	28.80	19.70	20.50	19.90	26.00	18.60	19.90	29.13	40.35	34.82	27.27	32.74	29.63	28.84
Wo, %	33.64	41.20	37.23	37.64	38.56	41	37.14	35.01	32.34	26.75	38.40	34.37	37.82	41.83	42.98
En, %	49.12	41.87	50.38	49.6	49.21	43.69	51.19	52.09	47.85	37.96	39.82	47.81	41.62	41.08	40.59
Fs, %	17.24	16.92	12.38	12.75	12.23	15.32	11.68	12.91	19.82	35.28	21.77	17.82	20.56	17.08	16.43

Примечание. Т.н. — точка наблюдения, ц — центр кристалла, сч — средняя часть кристалла, кр — краевая зона кристалла, см — стекловатая масса. Расчет кристаллографических параметров в программе TRF 7.0 и PX 3.0.

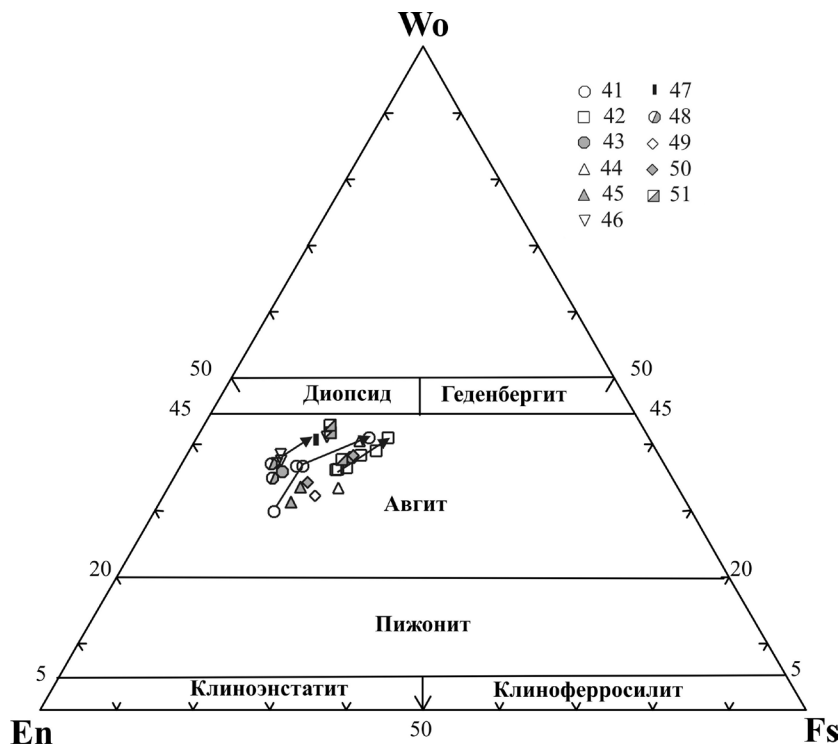


Рис. 4. Составы авгитов из глобул вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа на классификационной диаграмме [27].

Стрелками показано изменение составов зональных авгитов от центра к краю. Номера проб соответствуют данным табл. 1.

лов от центра к краю) с величиной изменения железистости (F) от 19.70% до 42.40%. При этом, все клинопироксены относятся к группе авгитов (рис. 4). Таким образом, геохимический состав авгитов позволяет говорить о сквозном характере данной минеральной фазы, кристаллизующейся как до начала, так и непосредственно во время ликвационного фракционирования расплава, что отражается в его зональности, реагирующей на постепенную смену основности равновесного расплава. Изучение стекловатых зон в ядрах глобул показало, что стекло выполнено мелкокристаллическим дендритовидным, игольчатым, радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата, с размером кристаллов до 50–60 мкм, достаточно однородного по своему химизму (табл. 2), вариации содержания SiO_2 – 62.74–66.29 мас. %, Al_2O_3 – 16.49–17.98 мас. % и K_2O – от 13.67 до 15.39 мас. %. В стекловатой массе присутствуют вытянутые кристаллы плагиоклаза ($\text{Ab}_{12.21-13.50}$) размером до 20 мкм. Сходного состава плагиоклаз присутствует и в матриксе вариолитов.

В качестве акцессорных минералов в ликвационных фазах встречаются: эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра (размер зерен до 10 мкм).

В рамках данной работы наибольший интерес вызывает химическая характеристика вариолей и ликвационных линз в лавовых потоках. Установлена значимая вариативность составов продук-

тов ликвационного разделения пикробазальтового расплава. В результате детального площадного сканирования отдельных зон в системе “глобула–матрикс” были установлены пределы концентраций петрогенных элементов (табл. 3, рис. 5). Содержание SiO_2 в глобулах варьируют от 56.62 до 84.66 мас. %, TiO_2 – 1.25–1.82, Al_2O_3 – 5.36–16.78, FeO – 2.84–7.40, MgO – 0.36–9.95, CaO – 1.53–11.77, Na_2O – 0.29–8.03, K_2O – 0.35–10.39 мас. %. Ликвационные фазы по своему составу соответствует породам ряда андезит–риолит (доминируют дацитовые, риодацитовые составы с кремнекислотностью на уровне 61–75 мас. %) большая часть их относится к известково-щелочной, реже – субщелочной серии ($3-5 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7-10$ мас. %). Составы отдельных глобул могут быть классифицированы как щелочные, причем повышенной щелочностью обладают чаще всего краевые зоны крупных глобул и микровариоли.

Для микровариолей вариации химического состава минимальны и ближе всего могут сопоставляться с краевыми зонами крупных глобул. Концентрации петрогенных элементов находятся в следующих пределах: SiO_2 – 58.52–60.42 мас. %, TiO_2 – 1.08–1.47, Al_2O_3 – 11.43–14.34, FeO – 4.75–5.60, MgO – 2.96–6.49, CaO – 6.13–8.53, $\text{Na}_2\text{O} < 0.39$, K_2O – 7.97–10.63 мас. %.

В вариолитовых лавах Ялгубского кряжа, по данным предыдущих исследований, доминирова-

Таблица 2. Состав плагиоклазов и калиевого полевого шпата (мас. %) и их кристаллохимические формулы (расчет на 8O) из центральных частей глобул вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа

Минерал	Pl				КПШ										
Проба	49–2				44			48		49					
Т.н.	2	3	4	5	1	2	3	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65.18	66.46	66.32	65.93	64.77	64.98	65.00	66.29	64.92	62.74	64.99	64.40	65.06	64.35	65.07
TiO ₂	0.99	1.50	1.24	0.87	0.63	0.44	–	0.48	0.99	1.85	1.88	1.43	0.94	1.56	1.16
Al ₂ O ₃	19.41	18.67	18.79	19.32	17.98	17.73	18.17	17.85	17.31	15.32	16.49	16.69	17.04	16.96	16.71
FeO	1.16	0.77	1.11	1.17	1.22	1.78	0.66	–	–	3.09	–	–	–	–	0.41
CaO	2.63	2.78	2.56	2.65	–	–	–	–	1.26	3.34	1.85	2.15	1.58	1.61	1.45
Na ₂ O	10.22	9.83	9.94	9.74	0.82	0.59	0.98	–	0.38	–	–	–	–	0.29	–
K ₂ O	0.41	–	0.04	0.32	14.59	14.47	14.07	15.39	15.15	13.67	14.79	15.33	15.38	15.24	15.20
BaO	–	–	–	–	–	–	1.12	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100.00	100.01	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00	100.01	100.01	100.01	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00
Si	2.90	2.93	2.93	2.92	2.99	3.00	3.01	3.04	3.00	2.95	2.99	2.98	3.00	2.98	3.00
Al	1.02	0.97	0.98	1.00	0.98	0.97	0.99	0.96	0.94	0.85	0.89	0.91	0.92	0.93	0.91
Ti	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	–	0.02	0.03	0.07	0.07	0.05	0.03	0.05	0.04
Fe ²⁺	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	–	–	0.12	–	–	–	–	0.02
Ca	0.13	0.13	0.12	0.13	–	–	–	–	0.06	0.17	0.09	0.11	0.08	0.08	0.07
Na	0.88	0.84	0.85	0.84	0.07	0.05	0.09	–	0.03	–	–	–	–	0.03	–
K	0.02	–	0.002	0.02	0.86	0.85	0.83	0.90	0.89	0.82	0.87	0.91	0.90	0.90	0.89
An, %	12.21	13.50	12.40	12.80	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ba	–	–	–	–	–	–	0.02	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. Т.н. – точка наблюдения, расчет кристаллографических параметров в программе TPF 7.0 и PX 3.0.

Таблица 3. Валовый состав (петрогенные элементы, мас. %) вариолитов Ялгубского кряжа

Проба	28 П	29 П	30 П	31 П			32 П				33 П			34 П	
Т.н.	КВ	КВ	ЦВ	1 – ЦВ	2 – КВ	4 – М	1 – М	2 – КВ	3 – КВ	4 – ЦВ	КВ	ЦВ	ЦВ	ЦВ	ЦВ
SiO ₂	60.98	60.96	61.71	75.52	61.08	46.88	38.22	58.96	73.75	62.67	56.62	72.17	77.81	82.75	84.05
TiO ₂	1.29	1.45	1.51	1.66	1.53	0.61	5.84	1.77	1.62	1.52	1.25	1.40	1.57	1.69	1.81
Al ₂ O ₃	14.5	12.97	16.77	9.91	15.8	7.5	12.89	14.19	11.54	15.95	8.51	6.73	8.73	6.35	5.36
FeO	5.48	6.18	5.5	4.11	4.58	19.4	23.46	6.02	3.44	5.31	7.12	6.59	3.63	3.32	3.63
MnO	–	–	–	–	–	0.54	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	2.34	4.82	1.55	1.2	1.15	13.93	9.66	3.61	0.91	1.74	9.95	4.12	0.97	0.78	0.97
CaO	4.56	7.19	4.48	3.08	3.52	11.13	9.93	5.88	3.08	4.88	11.77	6.56	3.07	2.27	2.37
Na ₂ O	0.47	5.75	8.03	4.51	–	–	–	–	5.68	7.59	–	2.47	3.88	2.86	1.84
K ₂ O	10.39	0.69	0.46	–	12.35	–	–	9.58	–	0.33	4.79	–	0.35	–	–
Сумма	100.01	100.01	100.01	99.99	100.01	99.99	100.00	100.01	100.02	99.99	100.01	100.04	100.01	100.02	100.03
Проба	35 П	36 П	37 П	38 П	39 П	40 П	41 П	42 П	43 П			44 П	45 П	46 П	47 П
Т.н.	ЦВ	КВ	МВ	М	КВ	КВ	ЦВ	ЦВ	1 – МВ	2 – МВ	3 – МВ	МВ	МВ	ЦВ	ЦВ
SiO ₂	84.66	67.56	59.65	58.56	63.11	60.84	69.15	65.72	60.42	59.09	59.30	59.86	58.52	65.13	66.74
TiO ₂	1.44	1.76	1.32	1.60	1.21	1.45	1.47	1.72	1.29	1.30	1.46	1.47	1.08	1.61	1.43
Al ₂ O ₃	5.67	13.07	12.99	17.66	15.74	15.41	14.11	12.52	13.45	12.50	14.34	13.03	11.43	16.59	16.78
FeO	2.84	7.16	4.56	7.40	6.45	4.06	3.28	5.31	5.14	4.92	4.75	4.82	5.60	4.59	3.26
MnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	0.64	1.60	4.61	2.02	1.48	1.77	0.73	3.19	3.68	4.75	2.96	4.37	6.49	0.62	0.36
CaO	1.53	3.03	6.80	5.39	5.52	4.45	3.10	5.36	6.13	7.77	6.25	6.76	8.53	3.36	3.87
Na ₂ O	1.96	5.80	0.49	6.56	6.03	0.29	5.36	4.55	–	0.37	0.31	–	0.39	7.86	7.37
K ₂ O	1.27	–	9.59	0.79	0.46	11.72	2.81	1.64	9.88	9.29	10.63	9.71	7.97	0.22	0.20
Сумма	100.01	99.98	100.01	99.98	100.00	99.99	100.01	100.01	99.99	99.99	100.00	100.02	100.01	99.98	100.01

Примечание. Т.н. – точка наблюдения, КВ – краевая зона вариоли, ЦВ – центральная часть вариоли, М – матрикс, МВ – микро-вариоль (полностью). Содержания петрогенных элементов определены методом площадного сканирования. В анализе не учтены содержание воды в породе и летучих компонентов (в среднем для данного типа вариолитов они составляют от 2.5 до 6.2%).

ли ликвационные фазы с кремненислотностью, не превышающей 59–60 мас. % [6, 7, 3]. Проведенный в данной работе анализ зональных глобул и крупных линз ликвата показал существование более

кислых фракций (SiO₂ – до 84 мас. %), например, в стекловатых центральных частях глобул.

Изучение зон фазового перехода между несмешивающимися фазами (профиль “матрикс–вари-

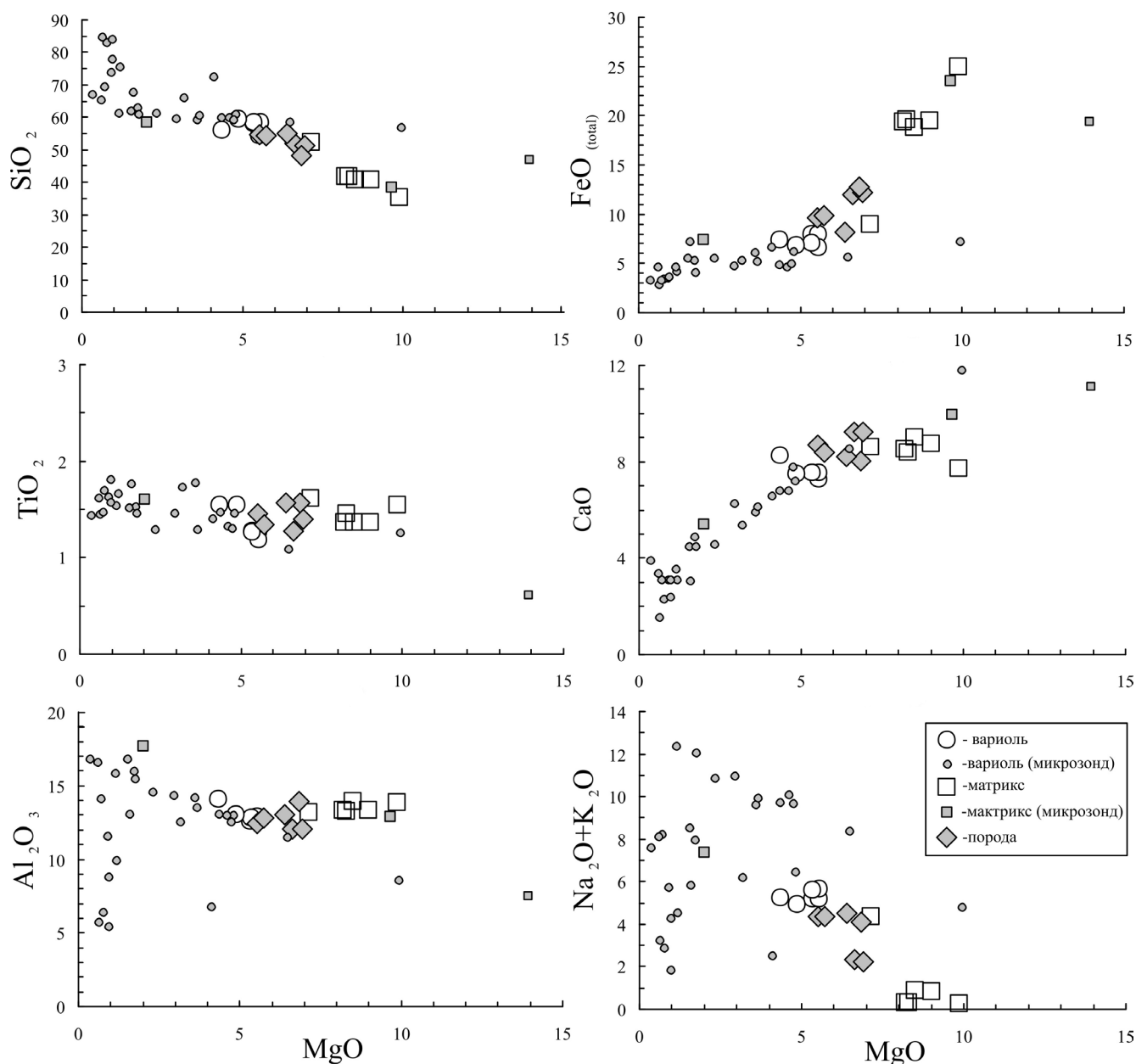


Рис. 5. Вариационные диаграммы: петрогенные элементы–MgO (мас. %) для вариолитов, ликвационных линз, матрикса и массивных пород Ялгубского кряжа.

оль”) показало, что значительные различия состава наблюдаются в области краевого мениска глобулы. При этом смена химического состава на границе происходит скачкообразно, что подтверждает правомерность интерпретации данной области как зоны фазового раздела между несмешивающимися расплавом и ликватом.

Нами изучались различные варианты подобных границ, характеризующие как обрамление единичной глобулы из кровли мощного (около 20 м) лавового потока, так и зоны раздела “матрикс–вариоль” в области линзовидного скопления глобул, когда матрикс в породе выглядит как небольшие “реликтные включения”. Большинство крупных обо-

собрений ликвата имеют мениск толщиной от 70 до 300 мкм (при размере глобулы до 1–2 см), в пределах которого резко увеличивается содержание SiO₂ и щелочей при значительном снижении концентраций FeO, MgO, по отношению к матриксу.

Мениски глобул сформированы стекловатой массой с преобладанием калиевого полевого шпата, что и подчеркивается высокими концентрациями в них K₂O (до 12 мас. %) при очень низких содержаниях Na₂O, пониженных FeO и CaO.

Дополнительно проведено изучение распределения петрогенных элементов в матриксе по мере удаления от ликвационных линз и отдельных глобул. Результаты многочисленных анализов показа-

Таблица 4. Представительные составы (редкие и редкоземельные элементы, г/т) вариолитов Ялгубского кряжа

Проба	29	34	10	9	8	23	5	12	18	13	30	33
Зона	M1	M1	M2	M2	Me	Me	K	K	Ц	Ц	МГ	МГ
Ni	156.20	163.30	42.57	56.15	47.44	66.32	66.34	41.23	59.82	59.24	103.60	109.50
Co	87.68	104.70	27.74	35.03	20.74	34.07	24.18	20.88	38.82	37.19	55.09	57.15
V	306.3	350.6	173.5	131.4	154.5	205.4	138.3	152.8	166.1	152.1	370.3	412.6
Rb	13.01	16.16	1.62	2.08	53.41	60.63	18.66	11.63	5.349	4.178	12.89	12.07
Ba	204.5	276.8	6.4	5.016	355.9	408.7	191.3	91.85	31.96	27.1	162.7	172.3
Sr	61.9	111.1	630.8	226.7	130.1	90.4	206.1	200.1	147.2	140.9	649.2	720.5
Nb	12.91	12.37	19.49	12.80	26.16	30.31	14.22	20.61	18.87	18.25	23.74	21.44
Zr	160.1	213.5	148.6	96.4	223.4	290.6	149.3	202.9	187.5	177.5	210.5	212.9
Y	19.21	20.51	41.91	24.09	22.07	33.99	19.48	21.12	23.13	24.96	31.61	32.67
Th	1.37	1.99	4.79	5.75	4.52	6.42	2.94	4.07	4.24	3.72	3.60	4.86
Cu	89.96	82.73	17.17	123.32	17.62	55.47	46.67	106.61	151.80	220.50	60.64	44.14
Zn	113.97	139.89	55.06	65.45	31.55	70.01	33.99	45.83	105.42	306.71	72.64	65.25
Ga	22.28	27.28	29.58	23.65	8.66	19.97	9.032	10.56	15.12	14.69	17.48	16.88
Ge	2.15	2.52	3.09	2.28	1.36	3.22	1.35	1.20	1.40	1.45	2.14	2.75
As	2.35	2.89	1.69	1.72	1.57	2.32	1.87	1.51	1.75	1.69	2.43	2.763
Li	28.68	37.92	10.15	13.03	6.61	7.94	4.61	5.37	8.53	8.43	16.82	13.35
Be	0.231	0.787	2.139	1.411	1.396	2.458	0.984	1.61	1.414	0.968	1.151	1.326
Sc	55.44	50.16	27.02	26.19	33.41	41.81	35.4	27.54	28.88	26.67	53.68	64.57
Ag	0.117	0.117	0.089	0.11	0.126	0.137	0.106	0.122	0.177	0.199	0.147	0.187
In	0.056	0.048	0.084	0.05	0.045	0.058	0.045	0.043	0.048	0.046	0.083	0.076
Sn	0.945	1.04	1.739	1.114	1.451	2.471	1.047	1.419	1.041	1.057	1.901	1.576
Sb	0.037	0.028	0.061	0.054	0.028	0.048	0.053	0.035	0.041	0.063	0.069	0.045
La	2.552	2.334	67.517	61.721	7.917	6.031	13.725	12.021	11.711	21.035	13.532	13.434
Ce	6.766	6.506	93.62	86.05	18.98	16.63	27.97	27.34	25.38	38.54	30.21	32.37
Pr	1.4	1.396	12.71	10.77	3.026	2.983	4.019	3.898	3.858	5.617	5.071	5.189
Nd	8.127	7.809	57.18	45.01	15.35	16.84	18.76	17.63	18.31	25.37	24.87	26.01
Sm	2.85	2.88	12.75	8.42	4.44	4.89	4.33	4.43	4.41	5.65	6.62	7.34
Eu	0.83	0.86	7.08	3.99	0.74	0.76	0.88	0.74	0.87	1.02	1.92	1.97
Gd	3.77	3.435	13.05	7.959	4.716	6.039	4.582	4.357	4.824	6.026	7.849	7.812
Tb	0.628	0.593	1.801	1.053	0.736	0.991	0.679	0.728	0.749	0.864	1.128	1.184
Dy	3.832	3.897	9.262	5.493	4.636	6.691	3.971	4.143	4.504	5.015	6.931	7.136
Ho	0.831	0.898	1.640	0.991	0.931	1.353	0.813	0.828	0.935	0.986	1.376	1.374
Er	2.226	2.562	3.710	2.219	2.478	3.878	2.102	2.373	2.418	2.520	3.440	3.457
Tm	0.309	0.361	0.458	0.291	0.343	0.541	0.303	0.308	0.340	0.341	0.458	0.487
Yb	1.951	2.396	2.565	1.657	2.147	3.334	1.771	2.021	2.165	2.049	2.759	3.103
Lu	0.311	0.387	0.359	0.249	0.324	0.524	0.276	0.322	0.331	0.317	0.432	0.425
U	0.369	0.474	1.04	0.763	1.127	1.593	0.683	0.933	0.955	0.863	0.691	0.599
Hf	4.371	5.001	5.011	3.283	6.067	8.033	4.243	5.129	5.201	5.001	5.621	5.919
Ta	1.127	1.053	1.611	1.019	2.024	2.355	1.172	1.617	1.587	1.503	1.88	1.765

Примечание. M1 – матрикс 1 типа, M2 – матрикс 2 типа, Me – миниск глобул, K – краевая зона глобул, Ц – центральная часть глобул (ядро), МГ – микроглобулы.

ли значительное обогащение материала матрикса FeO (до 29 мас. %), что является характерным явлением при ликвационной дифференциации расплава. Подобное обогащение матрикса FeO характерно и для архейских вариолитов толеитовых базальтов района Норанда, зеленокаменный пояс Абитибби, Канада [25], однако не было выявлено при изучении архейских вариолитовых лавах коматиитов Койкарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии [10].

Распределение петрогенных элементов на двухкомпонентных диаграммах окисел–MgO (мас. %) (рис. 5) показывает близкие к линейным тренды дифференциации для SiO₂, TiO₂, FeO_{сум}, CaO; для Al₂O₃ и щелочей тренды не устанавливаются. Таким образом, выявлена значительная вариабильность составов ликвата, что отражает глубокий уровень дифференциации в системе “пикробазальт–риолит”.

Прецизионный LA-ICP-MS анализ содержания редких и редкоземельных элементов в ликвационных фазах (матрикс, микро- и макроглобулы, линзы и крупные обособления) показал прежде всего геохимическую неоднородность самого матрикса,

Прецизионный LA-ICP-MS анализ содержания редких и редкоземельных элементов в ликвационных фазах (матрикс, микро- и макроглобулы, линзы и крупные обособления) показал прежде всего геохимическую неоднородность самого матрикса,

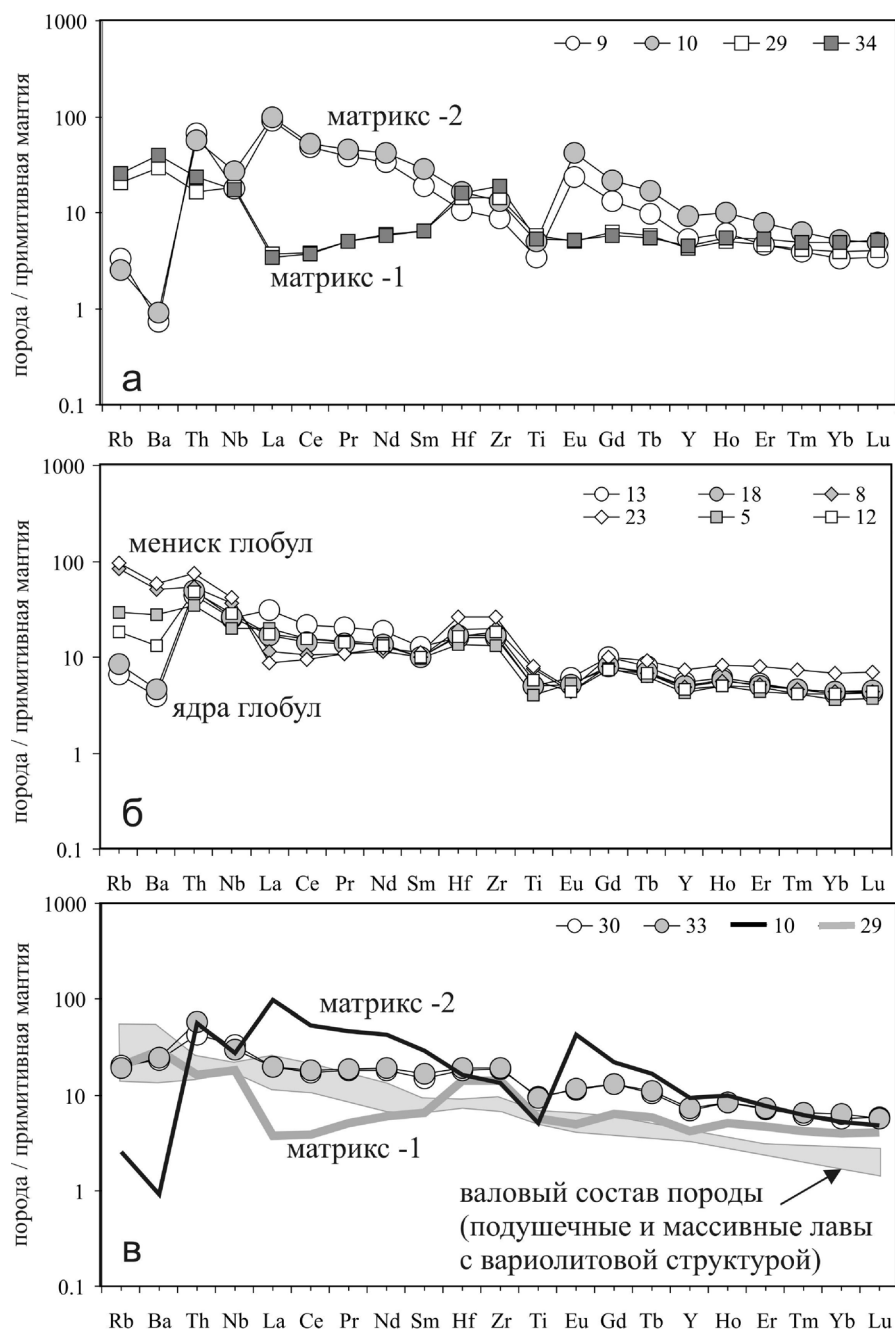


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для ликвационных фаз и матрикса пикробазальтов Ялгубского кряжа. Нормировано по примитивной мантии [3].

Номера проб соответствуют данным табл. 4.

что позволило выделить 2 его основных химических типа (рис. 6а).

I тип матрикса характеризуется пологим распределением REE, подобным N-MORB базальтам, с низким уровнем легких РЗЭ (рис. 6а), высокими концентрациями Ni (150–180 ppm), Cr (350–500 ppm). При этом, данный тип матрикса имеет явные следы коровой контаминации, что маркируется аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Hf и Zr. Матрикс выявлен на участках лавовых потоков с еди-

ничными крупными (до 3 см в диаметре) вариолями или скоплениями мелких (<1 см) вариолей в виде пятен и линз.

II тип матрикса выявлен в областях пленочной расслоенности и зонах скоплений микровариолей (при размере глобул <0.3 мм). Для него установлено значительное обогащение легкими РЗЭ (рис. 6а), а также отрицательные аномалии по Nb и Ti; содержания Ba и Rb ниже чем в I типе; слабо фракционировано распределение тяжелых РЗЭ.

По концентрации (в г/т) U (0.3–1.0), Hf (3.2–5.1), Y (17–40), Zr (90–213), весь матрикс (I и II-типы) имеет сходные характеристики и значительно обогащен флюид-мобильными элементами (Be, Li, As), что также может быть связано с процессом контаминации корового материала первичным пикробазальтовым расплавом.

Прецизионный анализ химического состава глобул показал их неоднородность и позволил выявить следующие тенденции: от мениска к внешней краевой зоне глобул повышается содержание La, Ce, Pr и сохраняется повышенный уровень Hf и Zr, а в ядре резко увеличивается концентрация Eu при сохранении низких концентраций Rb, Ba и Th.

По химическому составу мениски вариолей близки к матриксу I типа, о чем свидетельствует высокий уровень содержания трасс-элементов (рис. 6б).

Для микровариолей (рис. 6в) спектр распределения редких и редкоземельных элементов максимально близок составам краевых зон крупных глобул и валовому составу вариолитовых лав.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленные геохимические характеристики ликвационных фаз позволяют достаточно детально как минералогически, так и химически охарактеризовать силикатную систему, однако возникает вопрос: при каких условиях природный базальтовый расплав мог быть подвергнут ликвационному фракционированию?

Описываемая в многочисленных экспериментальных работах [17, 19, 28, 29, 30] область стабильной высокотемпературной ликвации не может оказывать значительного влияния на природные силикатные расплавы, в связи с тем, что область несмесимости исчезнет еще до начала основных кристаллизационных процессов. Максимальный эффект на эволюцию природного расплава должна оказывать метастабильная ликвационная дифференциация, происходящая в силикатных расплавах одновременно с кристаллизационной дифференциацией.

Области метастабильной ликвации в силикатных системах присутствуют под кривыми ликвидуса в системах альбит-фаялит, лейцит-форстерит-кварц и многих других, причем включение в систему дополнительных минеральных фаз зачастую приводит к образованию куполов стабильной ликвации в этих системах. Важно подчеркнуть, что область метастабильной ликвации может существенно расширяться за счет эффектов “неидеальности расплавов”, это приводит к смещению изотерм ликвидуса и фазовых границ в сторону увеличения области несмесимости [17]. Так, в системе лейцит-фаялит-SiO₂ поле низкотемпературной метастабильной ликвации (при низких давлениях) находится в области составов, обогащенных щелочами и глиноземом, и отделено от поля высокотемпературной лик-

вации, локализованной по краевому сечению “фаялит-SiO₂” фазовой диаграммы. На основе фазовой системы лейцит-фаялит-SiO₂ построена адаптированная для природных систем “псевдотройная” диаграмма в координатах SiO₂-(Na₂O + K₂O + Al₂O₃)-(CaO + MgO + FeO + TiO₂) [30], которая позволяет, оперируя содержаниями петрогенных окислов, воспользоваться системой состояния.

Фигуративные точки вариолитов Ялгубского кряжа большей частью попадают в область метастабильной низкотемпературной ликвации (рис. 7), что хорошо коррелирует с изученными ранее вариолитами пикритов Печенги [12, 13] и вариолитовыми лавами коматиитов Койкар [10], однако нами отмечается увеличение поля сосуществующих ликвационных расплавов в сторону области более кремнистых разностей.

Температурный интервал метастабильной ликвации (по данным экспериментов) в силикатной системе лейцит-фаялит-SiO₂ (максимально приближенной к природным базальтам) находится в интервале 1270–1155°C, а область стабильной высокотемпературной ликвации >1690°C [17].

С целью определения возможных температурных интервалов существования процесса силикатной несмесимости для пикробазальтов Ялгубы были рассчитаны (в программе Pele 6.0) модельные значения. Температура ликвидуса матрикса вариолитов составляет 1180–1210°C, для глобул – 1020–1139°C, что хорошо коррелирует с термальным диапазоном поля метастабильной ликвации в базальтовых системах.

Для определения реальных значений температур кристаллизации ликвационных фаз пикробазальтов Ялгубского кряжа в атмосферных условиях, нами был проведен термический анализ продуктов ликвационной дифференциации, позволивший установить температуры кристаллизации пикробазальтовой системы. Температура начала кристаллизации матрикса равна 1162–1190°C, для ликвационных обособлений – 1024–1070°C, что хорошо совпадает с полученными ранее модельными результатами.

Таким образом, температурный градиент ликвационного процесса в пикробазальтовой системе варьировал между 1020–1160°C. При этом отмечаемое ранее присутствие флюидной фазы и воды в пикробазальтовом расплаве могло существенно понизить и расширить полученные значения.

Возникает важный вопрос о причинах появления метастабильной ликвационной дифференциации в силикатных природных (как открытых, так и закрытых) магматических системах. Главной гипотезой, объясняющей инициализацию ликвационной дифференциации, является в настоящее время представление о решающей роли степени насыщенности расплава флюидной фазой.

Полученные нами данные показывают, что первичный расплав до начала ликвационного разделе-



Рис. 7. Псевдотройная диаграмма в координатах SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ – $(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2)$ с областью метастабильной ликвации.

ния испытал контаминацию коровым материалом, что маркируется как по выявленным реликтам матрикса I типа в лавах, так и по обогащению расплава Rb, Ba, Sr, Hf и Zr.

На наш взгляд коровая контаминация стала причиной метастабильного состояния пикробазальтового расплава и инициировала в нем ликвационное фракционирование.

Оценочные расчеты по объемам контаминируемого материала дают величину $<10\%$ от общего объема. Таким образом, предполагаемая модель заключается в том, что в ходе контаминации пикробазальтовым расплавом кислого (гранитного) материала и его ассимиляции происходит формирование неравновесного гибридного расплава, для которого процесс ликвационного разделения является наиболее энергетически выгодным.

На основе полученных данных можно обобщить и сформулировать основные признаки существования ликвационного фракционирования в природных расплавах:

1. Сосуществование в породе химически контрастных фаз (кислый расплав (вариоли)–остаточный основной расплав (матрикс)).

2. Контрастность физических свойств в системе ликват–матрикс (разница в плотностях между несмешивающимися расплавами может достигать $0.4\text{--}0.8 \text{ г/см}^3$ [10]). Для описанных в работе вариолитов Ялгубы эти значения составляют 0.51 г/см^3

(рассчитано в программе “Pele 6.0”), что приближается к разнице в плотностях в системе расплав–кристалл.

3. Коалесценция ликвационных образований, наличие следов течения в лавовых потоках – следствие того, что температура солидуса вариолей примерно на $100\text{--}120^\circ\text{C}$ ниже, чем температура солидуса матрикса.

4. Наличие границ фазового раздела (мениска) – микроскопически диагностируемой резкой границы смены фазовых составов между ликватом и матриксом.

ВЫВОДЫ

В ходе комплексного исследования ликвационных образований Ялгубского края были получены данные, позволяющие сделать следующие обобщенные выводы.

Ликвационной дифференциации был подвержен расплав пикробазальта испытывавшего контаминацию при подъеме на дневную поверхность, его первичный химический состав максимально приближен к выделяемому нами I типу матрикса.

Ликвационное фракционирование в пикробазальтовом расплаве было непосредственно инициировано коровой контаминацией, о чем свидетельствует неоднородность химического состава матрикса (I и II типы) и обнаруженные в нем реликто-

вые участки с повышенным содержанием двуокиси кремния и щелочей.

Ликвационная дифференциация связана с процессами “низкотемпературной” метастабильной ликвации, проходящей в режиме “in situ” в пределах лавовых потоков, покровов и отдельных подушек после их излияния. Возможный температурный интервал ликвационного процесса соответствует 1020–1160°C, при этом в ходе ликвационной дифференциации первичный пикробазальтовый расплав разделяется на базальтовую и андезит-дацит-риолитовую составляющую, причем объемы несмешивающихся фракций не зависят от масштаба геологической системы (лавовый покров, поток или отдельная подушка) и могут варьировать от 1–2 до 60–90%.

Ликвационная дифференциация привела к формированию более кремнистых, обедненных мафической составляющей и обладающих большей щелочностью силикатных фракций, в то время как остаточный матрикс значительно обогащается FeO (до 29 мас. %) и MgO (до 14 мас. %).

Скорость ликвационной дифференциации в изучаемой системе была значительная и проходила на начальной стадии кристаллизации породы, о чем свидетельствует геохимическое сходство составов ликвационных пленок в зонах закалки подушечных лав, а также крупных глобул и линз в кровле мощных лавовых потоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологический словарь: в 2-х томах / Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др. М.: Недра. 1978. Т. 1. 488 с. Т. 2. 456 с.
2. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 191 с.
3. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров В.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
4. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избр. тр. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 346 с.
5. Маракушев А.А., Безмен Н.Н. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // Докл. АН. 1980. Т. 251, № 5. С. 1222–1224.
6. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. 1980. № 4. С. 496–512.
7. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия. 1982. № 1. С. 35–46.
8. Пухтель И.С., Богатилов О.А., Куликов В.С. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезе континентального магматизма: изотопные и геохимические данные по раннепротерозойским пикритобазальтам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.
9. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
10. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенно-скандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
11. Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 11. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 2008. С. 120–134.
12. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
13. Смолькин В.Ф., Светов С.А. Генезис глобулярных и вариолитовых лав коматиитов, пикритов и ассоциирующих с ними толеитовых базальтов докембрия (Кольский полуостров, Карелия) // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов: тез. Междунар. симп. посвящ. 100-летию акад. Д.С. Коржинского. Москва: ИЭМ РАН 1999. С. 55.
14. Тимофеев В.М. Геологическая карта Карелии. 1935. 44 с.
15. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Ликвация в природных силикатных системах // Геохимия. 1978. № 6. С. 803–819.
16. Хитаров Н.И., Пугин В.А., Солдатов И.А., Шевалевский И.Д. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные) // Геохимия. 1973. № 12. С. 1763–1771.
17. Эволюция изверженных пород. М.: Мир. 1983. 528 с.
18. Anderson A.T., Gottfried D. Contrasting behavior of P, Ti and Nb in a differentiated high-alumina olivine-tholeiite and calc-andesite suite // Geol. Soc. Am. Bull. 1971. № 82. P. 1929–1942.
19. Bogaerts M., Schmidt M.W. Experiments on silicate melt immiscibility in the system $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--CaO--MgO--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$ and implications for natural magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 257–274.
20. Currie K.L. A criterion for predicting liquid immiscibility in silicate melts // Nature Phys. Sci. 1972. № 240 (1). P. 66–68.
21. De A. Silicate liquid immiscibility in the Deccan Traps and its petrogenetic significance // Geol. Soc. Am. Bull. 1974. V. 85. P. 471–474.
22. Ferguson J. Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Transvaal // Nat. Phys. Sci. 1972. № 235. P. 86–89.
23. Fujii T., Kushiro I., Nakamura Y., Koyaguchi T. A note on silicate liquid immiscibility in Japanese volcanic rocks // J. Geol. Soc. Japan. 1980. V. 86. P. 409–412.
24. Gelinas L. Textural and chemical evidence of liquid immiscibility in variolitic lavas // Abstr. Am. Geophys. Union. 1974. V. 55. P. 486.
25. Gelinas L., Brooks C., Trzcinski W.E. Archean variolites-quenched immiscible liquids // Can. J. Earth Sci. 1976. № 13. P. 210–230.
26. Greig J.W. Immiscibility in silicate melts // Am. J. Sci. № 73. 1972. P. 133–154.
27. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. et al. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. V. 27. P. 143–156.
28. Nakamura Y. The system $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{--KAlSi}_2\text{O}_6\text{--SiO}_2$ at 15 kbar // Ann. Rep. Geophys. Lab. 1974. № 73. P. 352–354.

29. *Roedder E.* Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ // *Am. Min.* 1951. № 36. P. 282–286.
30. *Roedder E., Weiblen P.W.* Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks // *Science*. 1970. № 167. V. 10. P. 641–644.
31. *Sandsta N., Robins B., Furnel H.* The origin of large varioles in flow-banded pillow lava from the Hooggenoeg Complex, Barberton greenstone belt, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 16. P. 365–377.
32. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
33. *Veksler I., Dorfman A., Borisov A. et al.* Liquid Immiscibility and the Evolution of Basaltic Magma // *J. Petrol.* 2007. V. 48, № 11. P. 2187–2210.

Рецензенты: А.И. Русин, И.В. Семенов

Crustal contamination as a factor of initialization of liquid immiscibility in silicate systems

S. A. Svetov

Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS

New data from the high-precision LA-ICP-MS geochemical study of silicate immiscibility products in picrobasaltic melts of Palaeoproterozoic (Suisarian) age from the Yalguba Ridge, Central Karelia, are reported. The results of the geochemical study of mineral parageneses and the composition of liquation phases are presented. The composition of pre-liquation melt was found to be consistent with that of picrobasalt geochemically similar to matrix of type I; liquation fractionation in picritic melt was initiated by contamination of crustal material. Liquation in the system was a multi-stage process which proceeded at all melt outflow stages.

Key words: *Immiscibility, contamination, picrobasalts, variolites, Paleoproterozoic, Yalguba structure, Fennoscandian shield.*