

С. А. Светов

ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В БАЗАЛЬТОВЫХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ СУЙСАРСКИХ ВАРИОЛИТОВ ЯЛГУБСКОГО КРЯЖА)*

Ликвационная дифференциация (ликвация) – процесс разделения при кристаллизации гомогенных силикатных расплавов на несколько (два или более) несмешивающихся расплавов – часто встречается в природных магматических системах и комплексах на микро- и макроуровнях.

Физико-химическая теория силикатных расплавов, результаты экспериментального изучения продуктов несмесимости подтвердили возможность существования процесса ликвации в природных расплавах при стандартных температурах магматического процесса (Greig, 1927; Roedder, 1951; Roedder, Weiblen, 1970; Curtie, 1972; Nakamura, 1974; Gelinis, 1974; Gelinis et al., 1976).

Одним из самых распространенных проявлений ликвационной дифференциации в природных геологических системах является образование вариолитовых (сферолитовых) текстур. 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, впервые исследование вариолитов было начато А. А. Иностранцевым в 1874 г. с изучения петрографии вариолитовых лав Ялгубского кряжа Центральной Карелии (Левинсон-Лессинг, 1949). В зарубежной геологической литературе классические описания вариолитовых лав приводятся для архейских базальтовых коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР) (Fergusson et al., 1972) и толеитовых лав района Роюн-Наранда зеленокаменного пояса Абитиби (Gelinis et al., 1976), базальтовых лавовых озер вулканов Килауэ и Макапухи о. Гавайи и высокожелезистых базальтов Гренландии (Anderson, Gottfried, 1971).

Образование вариолитов большинством исследователей трактуется как результат эволюции расплава в ходе ликвационной дифференциации (Левинсон-Лес-

синг, 1949; Хитаров и др., 1973; Хитаров, Пугин, 1978; Маракушев, Безмен, 1980; Пугин, Хитаров, 1980, 1982 и др.), к концу XX в. вариолитовые структуры неоднократно воссоздавались в ходе многочисленных экспериментов по плавлению и кристаллизации природных и близким к ним базальтовых составов (Хитаров, Пугин, 1978; Пугин, Хитаров, 1980, 1982 и др.), что позволило подтвердить сделанные ранее выводы и накопить значительный фактический и экспериментальный материал по условиям существования силикатной несмесимости в природных системах.

Целью данной работы является геохимическая характеристика различных фациальных разновидностей вулканитов (пикробазальтового ряда), подвергшихся ликвационной дифференциации в пределах «эталонного объекта» – Ялгубского кряжа (разрез суйсарского комплекса в районе дер. Ялгуба, Центральная Карелия), ставшего классическим районом описания и изучения глобулярных пород в России благодаря работам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Основное внимание в работе уделено описанию морфологических типов вариолитов и детальному микронзондовому исследованию продуктов ликвационной дифференциации с целью выяснения закономерностей распределения петрогенных элементов и оценки условий возникновения силикатной несмесимости в природной системе.

Следует дополнительно уточнить авторское понимание используемых определений. Термин «вариолит» в работе используется для обозначения вулканических пород с характерными признаками ликвационных текстур (наличием микровариолей, вариолей и/или линз контрастного состава). «Вариоль» и «матрикс» – контрастные продукты ликвационного разделения первично гомогенного расплава, диагностируемые как на макро-, так и на микроуровне, при этом термин «вариоль» применяется для описания округлых, овальных образований наиболее кислого состава, часто с радиально-лучистыми микроструктурами, а «матрикс» – более основной части расплава, выступающей в роли «цементирующего» субстрата. Также используется термин «глобула» в качестве аналога термину «вариоль» при геологических описаниях.

* Исследования выполняются при поддержке гранта РФФИ 08-05-98817-р_север_а «Ликвационная дифференциация в докембрийских магматических системах. Механизмы, параметры и масштабность процесса».

Геологическая характеристика структуры, положение в разрезе и морфология вариолитовых лав

В Центральной Карелии в пределах палеопротерозойской Онежской мульды широко развиты пикриты и пикробазальты, которые совместно с базальтами, трахибазальтами и их туфами, а также терригенными осадками образуют суйсарскую свиту, являющуюся стратотипической для людиковийского горизонта карельского комплекса (Куликов и др., 1999).

В разрезе суйсарской свиты, в пределах области развития которой описано несколько вулканических центров, выделяется 4 уровня общей мощностью до 400 м (Куликов и др., 1999). К нижнему уровню приурочен Кончезерский силл перидотитов (Sm-Nd возраст составляет 1974 ± 27 млн лет; Пухтель и др., 1995), который является подводным каналом для вулканитов и слагает вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Рассматриваемый в работе разрез Ялгубского кряжа, характеризующий верхнюю часть суйсарского вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Карелии, расположен на берегу Онежского озера, напротив дер. Ялгуба (высота с отметкой 123,3 м) в 20 км на северо-восток от г. Петрозаводска.

Разрез кряжа (рис. 1) сложен мощными лавовыми потоками подушечных и массивных базальтов, чередующихся с потоками плагиоклаз-пироксеновых базальтовых порфиритов.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях, не превышающих зеленосланцевую фацию метаморфизма, при этом они сохранили большую часть первичной минеральной ассоциации (отмечается лишь наложенная хлоритизация, окварцевание и карбонатизация, которые проявлены незначительно) и структурно-текстурную характеристику литотипов.

Доминирующим развитием пользуются подушечные лавы базальтов, формирующие потоки мощностью от 5–7 до 18–20 м. В лавовых потоках подушки плотно упакованы, имеют размеры от 5–10 см до 2,5 м в диаметре и четкие хвосты провисания. В строении подушек выделяются: зона закалки, мощностью 1–2 см, редко до 3–5 см, представленная афанитовой породой темно-зеленого цвета, по ней в выветрелой поверхности обнажений развивается скорлуповатая отдельность. Краевая зона подушек представлена более раскристаллизованной породой (в отдельных лавовых потоках в ней содержатся единичные микровариолы округлой формы до 1–3 мм). Ядро подушечных лав чаще всего сформировано крупнозернистой породой и содержит газовые пустоты (эпизодически выполненные кварц-карбонатным материалом). В отдельных лавовых потоках центральная часть подушек представлена лейкократовым материалом, что связано с большим содержанием в этой зоне вариолей (до 70% объема), в отдельных подушках проявлены все стадии плавного перехода от разрозненных глобул к их скоплениям и слиянию в линзоподобные образования.

Массивные лавовые потоки имеют мощность от 3–5 до 15–18 м. Для многих из них характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации или миндалекаменных зон (миндалины до 0,5 см в диаметре), формирующих линзовидные скопления со следами остаточных течений, и четко диагностируемых афанитовых зон закалки. Потоки секутся многочисленными жилами кварц-хлоритового состава малой мощности.

Между лавовыми потоками выявлены маломощные прослои от 0,4 до 3 м основных туфов различной размерности. Доминируют псаммитовые, неслоистые разности, но при этом в единичных выходах обнажены агломератовые туфы с размером литокласт до 17 см.

Субвулканические породы Ялгубского кряжа представлены дайками и силлами. По вещественному составу среди них выделяются пикробазальтовые, базальтовые разности. В единичном случае выявлена маломощная (0,8 м) дайка базальтов, имеющая ликвационную текстуру.

В рамках исследования основное внимание уделялось фаціальным разновидностям пород, имеющим проявление ликвационной дифференциации.

Ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах независимо от их мощности (рис. 1, разрез по профилю I-I).

В большинстве лавовых тел концентрация вариолей по направлению к кровле значительно возрастает, хотя в отдельных из них вариолиты устанавливаются по всей мощности потока. Типичным является тот факт, что в центральных и кровельных частях потоков вариолы образуют линзовидные скопления, чередующиеся с участками матрикса, в которых встречаются единичные глобулы. Такое чередование слоев ликвата (напоминающее слоистость) на поверхности обнажений четко проявляется по смене окраски пород с темно-серой на светло-серую, слои имеют непостоянную мощность и трассируются в выходах на десятки метров.

Кроме того, в редких случаях вариолитовую текстуру имеют как зоны закалки массивных лавовых потоков, так и кровельные зоны подушечных лав.

Среди основных фаціальных литотипов вариолитов выделяются:

Массивные вариолитовые лавы (рис. 2). Данный морфологический тип является преобладающим в разрезе Ялгубской структуры. Мощность лавовых потоков массивных пикробазальтов с вариолитовыми текстурами изменяется от 5 до 16 м. Распределение вариолей по потоку не равномерно, общей закономерностью является их максимальные концентрации в верхних частях потоков, где их содержание может достигать 85–90%, в этом случае матрикс выглядит как редкие «включения» (рис. 2, а, г).

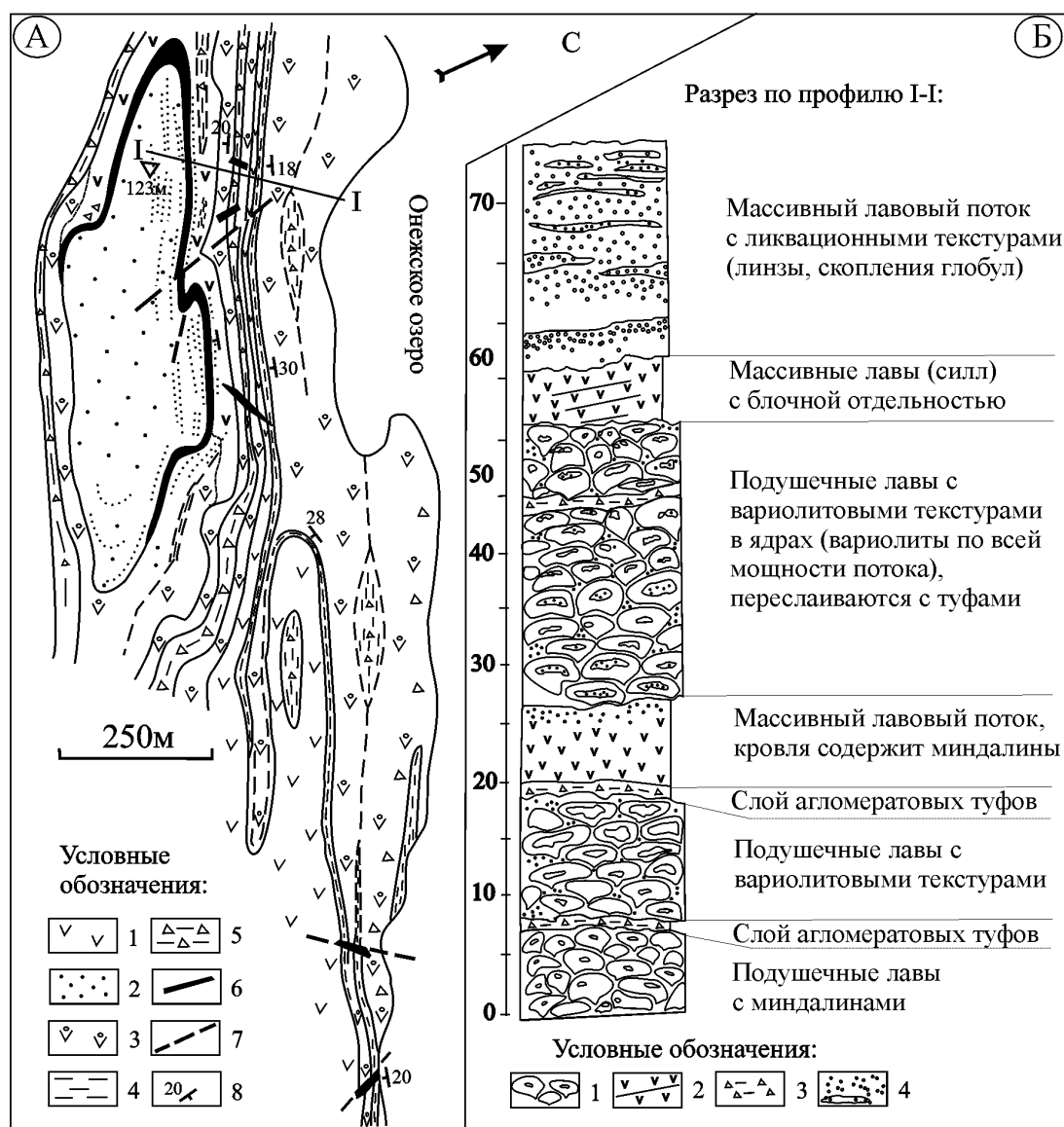


Рис. 1. Схема геологического строения (фрагмент А) и разрез по профилю I-I (фрагмент Б) Ялгубского кряжа, Центральная Карелия:

А: 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;

Б: 1 – подушечные лавы базальтов с миндалинами; 2 – массивные лавы базальтов, иногда с блочной отдельностью; 3 – слои агломератовых туфов базальтов; 4 – зоны вариолитов, ликвационных линз в массивных, подушечных лавовых потоках

Структура у вариолей – сферолитовая. Наиболее характерный размер вариолей 0,3–5,2 см, и чаще всего в породе сосуществуют вариоли и микровариоли (размером менее 2 мм) (рис. 2, в, д), форма близкая к идеальной шарообразной.

Встречается несколько подтипов глобул, например, однородные вариоли без зональности и вариоли с четко проявленной внутренней зональностью (рис. 2, в, г), в которых присутствует тонкая стекловатая краевая зона (мениск) мощностью до 1 мм, далее более крупнозернистая зона (чаще имеет мощность 1–10 мм), сформированная сноповидными игольчатыми кристаллами плагиоклаза в авгит-актинолитовом агрегате, и ядро (мощностью

от 1 до 8 мм) контрастного темного цвета, сложенное кварц-полевошпат-хлоритовой стекловатой массой.

На отдельных участках лавовых потоков присутствуют крупные, единичные идеально округлые, вариоли размером 2–5 см с четкими границами фазового раздела (краевая зона 0,5–0,8 мм) и однородным внутренним строением.

В большинстве кровельных зон матрикс содержит примерно до 40% микровариолей размером до 0,2–0,8 мм, его окраска темно-серого цвета. Он представлен стекловатой массой с единичными кристаллами пироксена и амфибола, чаще всего хлоритизированного и эпидотизированного.

Процессы слияния единичных глобул при столкновении (коалесценция) отражены повсеместно, типичными являются плавные переходы от зон разрозненных вариолей к ликвационным линзам (рис. 2, б, е), с исчезновением границ фазового перехода между отдельными вариолями. Линзы прослеживаются по простиранию потоков, их ориентировка совпадает с элементами залегания (простираение СЗ 300°). В отдельных случаях происходит чередование линз и зон разрозненных вариолей (рис. 2, б). 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. В редких случаях видны следы остаточного течения, когда линейная ориентировка вариолей приобретает четкую волновую картину. Для массивных лавовых тел с вариолитовой текстурой характерно наличие зон закалки в кровле, представленных афанитовой породой с единичными микровариолями, мощность не превышает 1 м.

Вариолиты подушечных лав. Подушечные лавы образуют потоки мощностью от 5 до 20 м. Размер отдельных подушек колеблется в зависимости от мощности потока и изменяется от 5–10 см в диаметре до $2,5 \times 1,8$ м. Наиболее распространены мелкие подушки диаметром до 1 м. В общей своей массе они имеют плотную упаковку с четко диагностируемыми хвостами провисания, по которым определяются элементы залегания. Межподушечное пространство заполнено смесью обломков лавового материала (лавобрекчия) и мелкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом, по которому развивается хлорит, реже встречается засыпка туфового материала.

В строении отдельных подушек возможно выделить следующие зоны (рис. 3):

Зона закалки мощностью от 0,5–1 редко до 3–5 см, представлена афанитовой породой, темно-зеленого цвета. При выветривании в этой зоне наблюдается скорлуповатая отдельность, хорошо подчеркивающая округлую форму подушек.

Краяевая зона (рис. 3, б, в) присутствует только в наиболее крупных подушках, больше 0,8 м в диаметре, представлена раскристаллизованной породой, более лейкократовой. Иногда в ней встречаются единичные микровариолы округлой формы до 1–3 мм в диаметре и отмечаются полосчатые текстуры, представленные чередованием маломощных (до 1–2 мм) светлых пленок ликвата, следующих, как правило, параллельно контуру подушки, в чередовании с тонкими прослоями матрикса, причем в отдельных подушках отмечается до 18 чередующихся пленочных слоев ликвата и матрикса.

Центральная зона (рис. 3, а–б) – наиболее лейкократовая из-за большого содержания вариолей (до 70% от общего объема). Часто они 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 данной зоне фрагменты реликтового матрикса могут восприниматься за магматические включения, так как они могут формировать темные изометричные пятна небольшого размера в линзах ликвата.

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

Методы исследования

Изучение морфологии вариолитов, их внутреннего строения и структуры, состава минеральных фаз и геохимического состава отдельных зон вариолитов проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН, на нем же проводилось исследование фазовых границ между несмешивающимися компонентами и мультиэлементное картирование отдельных микроглобул.

В связи с тем, что химический анализ вариолитов проводился микрозондовым методом, в ликвационных фазах и матриксе FeO определялся как суммарный, также не измерялось содержание P_2O_5 , H_2O и летучих компонентов, которые по данным более ранних исследований (Голубев, Светов, 1983) (результаты силикатного анализа) в данных 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. %; ппп (вариоль) – 1,29–1,60 мас. %; ппп (матрикс) – 5,40–6,21 мас. %. Таким образом, отклонение реальных содержаний петрогенных окислов в ликвате (глобулах и линзах) от измеренных может быть завышено не более чем на 2%, для матрикса – на величину около 5–7%, что позволяет использовать метод для геохимической характеристики природной системы.

Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ TPF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).

Петрографическая характеристика вариолитов

Для микрозондового изучения вариолитовых лав были взяты 15 образцов из верхнего массивного лавового потока на вершине Ялгубского кряжа в районе тригопункта (высота 123 м, рис. 1) и образцы вариолитовых зон из подушечных лав, что позволяет охарактеризовать как все ликвационные зоны в дифференцированном лавовом потоке, так и проявления ликвационного процесса в отдельных подушечных лавах. Фотографии, иллюстрирующие внутреннее строение глобул, приведены на рис. 4.

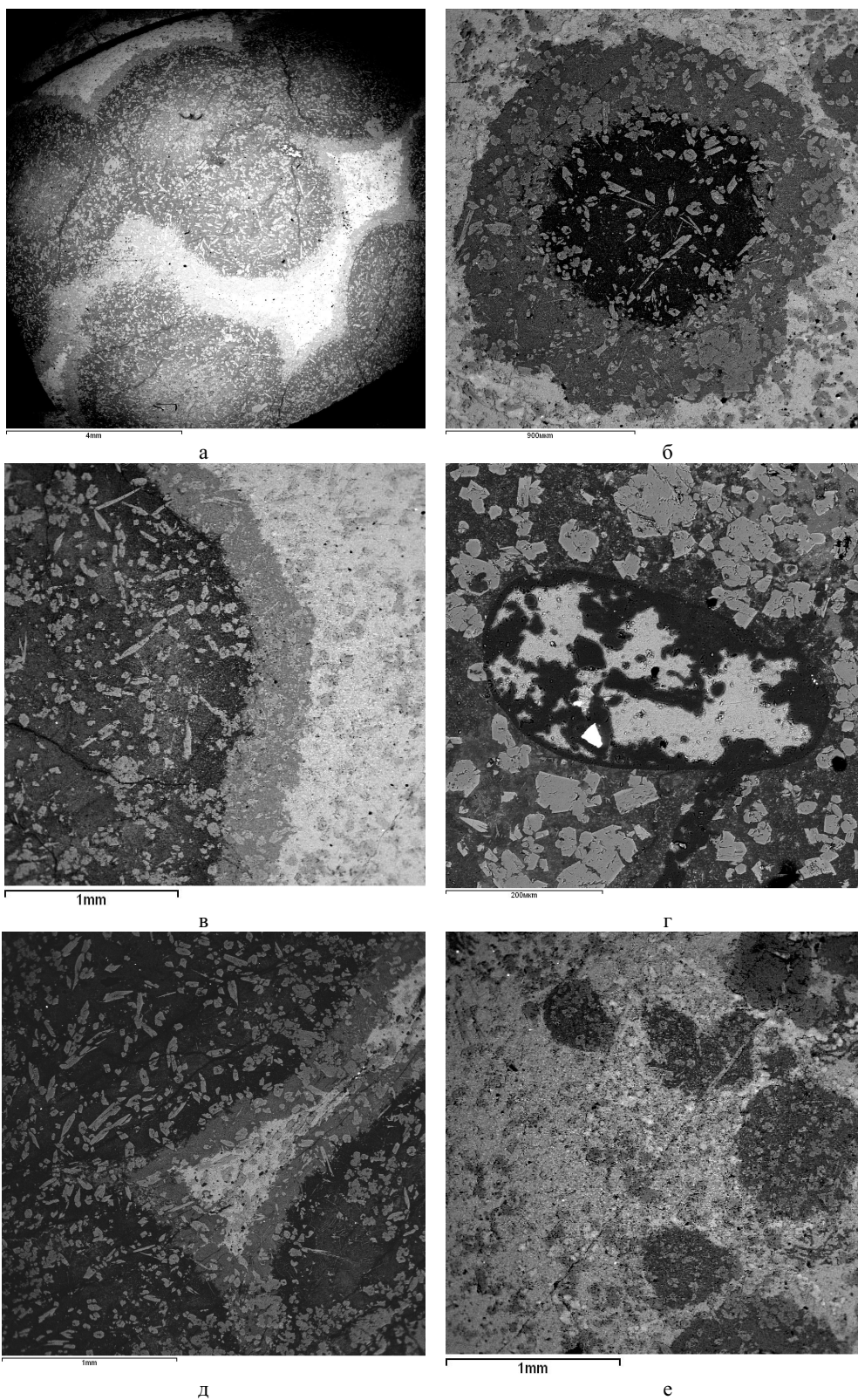


Рис. 4. Морфология глобул вариолитов в пикробазальтах Ялгубского кряжа (микроскоп VEGA II LSH Tescan):

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, тонкокристаллическая – краевая зона и светлая крупнокристаллическая – матрикс; г – миндалина в центральной части глобулы; д – остаточные фрагменты матрикса (светлое) в области коалесценции глобул; е – микровариоли (размером от 0,2–0,5 мм до 1 мм) в матриксе

Изучение внутреннего строения глобул показало, что большая их часть имеет четкие, легко диагностируемые границы фазового перехода ликват – матрикс (рис. 4, а), в том числе и у глобул, подвергшихся процессу коалесценции, в то время как у слившихся вариолей граница раздела вариоль – вариоль после слияния отсутствует.

Для большинства глобул, имеющих размер больше 1,5–2 мм, характерна зональная структура, представленная наличием двух зон: краевой и центральной (рис. 4, б–в), при этом радиально-лучистые структуры редко проявлены, уступая место игольчатым микролейстам клинопироксена – авгита ($cNg = 38\text{--}42$, $Ng-Np = 0,011\text{--}0,025$) в стекловатой однородной массе. Матрикс вариолита выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом. В некоторых глобулах ядра имеют лучисто-волокнистое 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. 4, г), выполненные кварц-карбонатным материалом с включениями пирита.

На участках, где слившиеся глобулы формируют линзы, слои мощностью до 30–40 см, реликтно сохраняются фрагменты матрикса, формирующие треугольные (по характеру контакта между тремя ближайшими глобулами) участки (рис. 4, д), имеющие «зональное» строение. Однако данная зональность не имеет отношения к матриксу, а лишь отражает сохранившиеся в непосредственном контакте к матриксу внешние зоны (реликты менисков) вариолитов. При этом матрикс имеет стандартный минеральный состав, за исключением того, что содержит, как и вариоли, отдельные удлиненные кристаллы авгита.

Для микровариолитов (глобулы которых чаще всего имеют размеры около 0,2–0,7 мм) (рис. 4, е) характерно однородное внутреннее строение. Вариоли 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.

Микрозондовое изучение минеральных агрегатов вариолитов (их составы приведены в табл. 1) показало, что клинопироксены в глобулах имеют внутреннюю зональность (рис. 5, а–б; табл. 1, пробы 41 и 42). В кристаллах от центра к краю уменьшаются содержания SiO_2 – от 54,77 мас. % до 48,14 % и MgO – от 18,38 мас. % до 10,38 %, содержание в краевой зоне Al_2O_3 достигает 8,43 мас. %, TiO_2 – 2,26 мас. %. Концентрация щелочей в них минимальна, лишь отдельные анализы содержат Na_2O до 1,79–1,82 мас. % и K_2O до 0,5 мас. % в краевых частях.

Химический состав клинопироксенов в пределах стекловатого матрикса показывает их подобие с ядрами клинопироксенов из центра вариолей. На классификационной диаграмме En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1989) точки составов пироксена образуют линейные тренды (отражение вариации состава зональных кристаллов от центра к краю), вытянутые под углом 30° к оси En-Fs, с величиной изменения железистости (F) от 19,70 до 42,40%. При этом все клинопироксены относятся к группе авгитов (рис. 6).

Таким образом, геохимический состав авгитов позволяет говорить о сквозном характере данного минерального индивида, кристаллизующегося до начала и непосредственно во время ликвационного разделения 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 (рис. 5, в), 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 в виде вытянутых кристаллов (рис. 5, г) присутствует плагиоклаз размером до 20 мкм состава $Ab_{12,21-13,50}$, плагиоклаз сходного состава присутствует и в матриксе вариолитов.

В качестве аксессуарных минералов как в матриксе, так и в глобулах встречаются: эпидот, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит и единичные зерна самородного серебра (размер зерен до 10 мкм).

Геохимическая характеристика продуктов ликвации

В рамках данной работы наибольший интерес вызывает химическая характеристика вариолей и ликвационных линз в пределах дифференцированных лавовых потоков. Данный этап проведенных исследований показал более значимую вариативность составов продуктов ликвационного разделения базальтового (пикробазальтового расплава). В результате детального площадного сканирования отдельных зон в системе «глобула – матрикс» были установлены пределы концентраций петрогенных элементов (табл. 3). Содержания 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. %. Ликват по своему составу соответствует породам ряда андезитов – риолитов (доминируют в ликвате дацитовые, риодацитовые составы с кремнекислотностью на уровне 61–75 мас. %), большая часть их относится к породам известково-щелочной, реже субщелочной серии ($3\text{--}5 < Na_2O + K_2O < 7\text{--}10$ мас. %), и лишь часть может быть классифицирована как щелочные составы. Причем повышенной щелочностью обладают чаще всего краевые зоны крупных глобул и микровариоли.

Таблица 1

**Состав клинопироксенов (авгитов) и их кристаллохимические формулы (расчет на 6 О)
из вариолитовых 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	2 см	3 ц	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. Содержания петрогенных элементов определены на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», расчет кристаллографических параметров – в пакете TPF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).

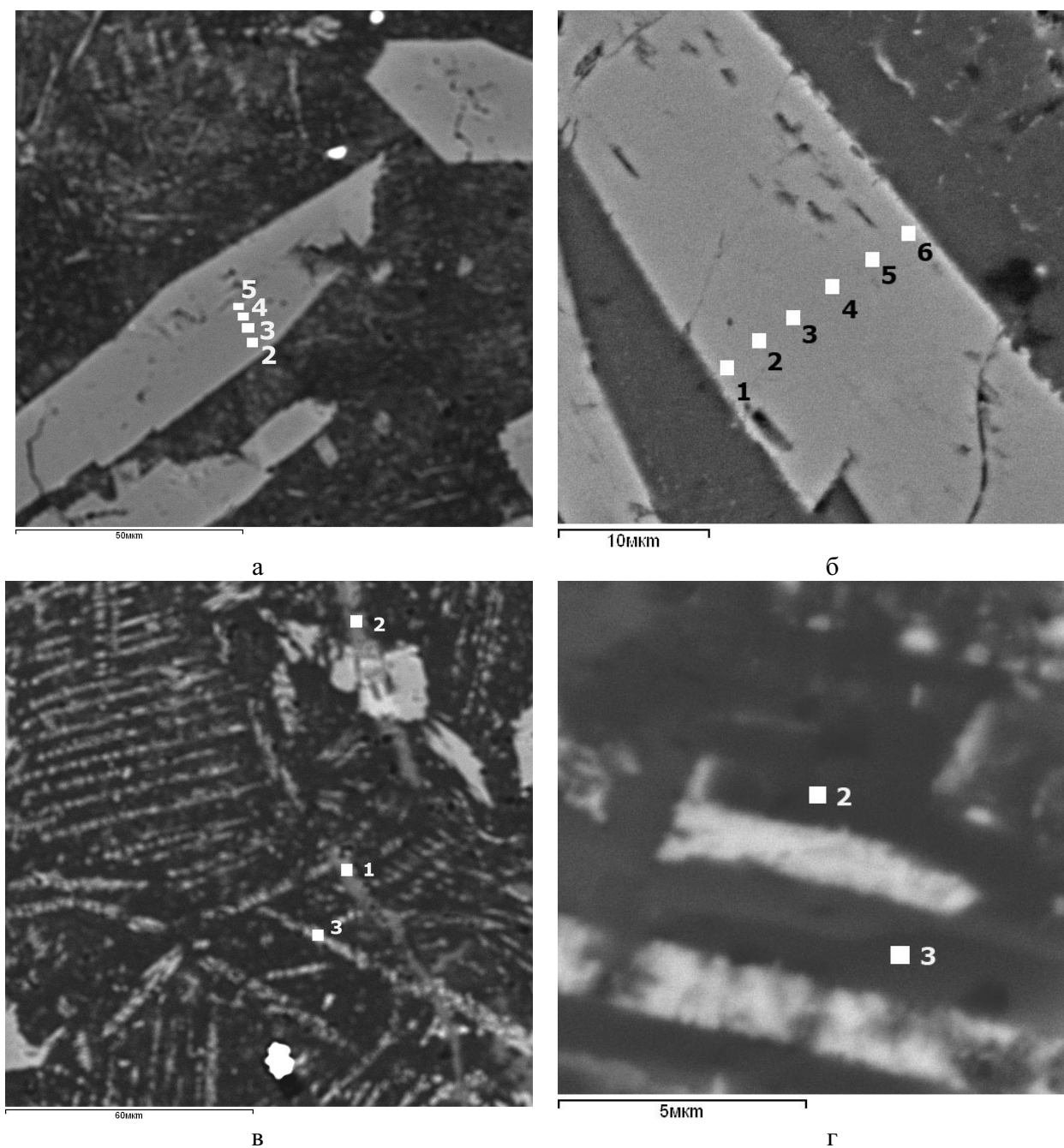


Рис. 5. Морфология минеральных агрегатов в вариолитах пикробазальтов Ялгубского кряжа (микроскоп VEGA II LSH Tescan):

а – кристаллы авгита в стекловатом матриксе, проба 41, точки 2–5; б – кристалл авгита, проба 42, точки 1–6; в – игольчатые кристаллы калиевого полевого шпата в стекловатом матриксе, проба 44, точки 1, 2, 3; г – тонкокристаллический агрегат плагиоклаза, проба 49-2, точки 2, 3

Для микровариолей, не имеющих дифференцированного строения, вариации химического состава минимальны и ближе всего могут сопоставляться с краевыми зонами крупных глобул. Для них концентрации петрогенных элементов находятся в следующих пределах (табл. 3): 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, Na_2O < 0,39, K_2O – 7,97–10,63 мас. %.

По ранним исследованиям, в пределах вариолитовых лав Ялгубского кряжа доминировали ликваты с кремнекислотностью, не превышающей 59–60 мас. % (Пугин, Хитаров, 1980; Голубев, Светов, 1983), в то время как проведенный нами анализ зональных глобул и крупных линз ликвата показал существование, наряду с составами с кремнекислотностью около 59–73 мас. %, более кислых фракций (SiO_2 до 84 мас. %), например, в стекловатых центральных частях глобул.



Рис. 6. Составы авгитов из глобул вариолитовых базальтов Ялгубского кряжа на классификационной диаграмме (Morimoto et al., 1989)

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

Таблица 2

Состав плагиоклазов и калиевого полевого шпата и их кристаллохимические формулы (расчет на 8 O) 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. Содержания петрогенных элементов определены на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», расчет кристаллографических параметров – в пакете TRF 7.0 (Фонарев В. И., Конилов А. Н., Графчиков А. А.) и PX 3.0 (Cebria J. M.).

Таблица 3

Валовой состав (петрогенные элементы) 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 – микровариоль (полностью). Содержания петрогенных элементов определены методом площадного сканирования (тонкокristаллических зон в системе вариоль – матрикс) на сканирующем микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в Институте геологии КарНЦ РАН, обработка и расчет анализов проведена в пакете «Microanalysis Suite. INCA 4.07», в анализе не учтены содержания воды в породе и летучих компонентов (в среднем для данного типа вариолитов они составляют от 2,5 до 6,2%).

Информативным явилось изучение зон фазового перехода между несмешивающимися фазами (профиль «матрикс – вариоль») (рис. 7). Площадное сканирование проводилось с целью охарактеризовать изменения содержаний петрогенных окислов в самых однородных (стекловатых) участках, его результаты показали, что ядра глобул химически гомогенны, самые значительные различия состава наблюдаются в области краевого мениска глобулы со стороны как матрикса, так и самой вариоли.

При этом важно подчеркнуть, что смена химического состава на границе вариоль – матрикс происходит скачкообразно, что подтверждает правомерность интерпретации данной области как зоны фазового раздела между расплавом и ликватом.

Нами рассматривались различные варианты подобных границ (рис. 7), характеризующие как обрамление единичной глобулы из кровли мощного (около 20 м) лавового потока (рис. 7, А), так и зоны раздела «матрикс – вариоль» в области линзовидного скопления глобул, в данном случае матрикс в породе выглядит как небольшие «реликтные включения» (рис. 7, Б).

Большинство крупных обособлений ликвата имеют мениск в размере от 70 до 300 микрон, при размере глобулы до 1–2 см, в пределах которого резко увеличивается содержание SiO₂ и щелочей (рис. 8, табл. 4) при значительном снижении концентраций FeO, MgO, по отношению к матриксу.

Краевые зоны вариолитов (мениски) сформированы стекловатой породой 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 было проведено изучение распределения петрогенных элементов в матриксе, по мере удаления от зоны ликвационных линз (рис. 8) и отдельных глобул. Результаты многочисленных анализов показали значительное обогащение материала матрикса FeO на уровне от 10 до 28 мас. %, при этом стандартными величинами являются концентрации 24–29 мас. %, что типично для процессов ликвационной дифференциации. Данный факт уже отмечался ранее для матрикса из вариолитовых образований пикробазальтов Ялгубы (Пугин, Хитаров, 1980) и матрикса архейских вариолитов толеитовых базальтов района Норанда, зеленокаменный пояс Абитиби, Канада (Gelinas et al., 1976), и не был выявлен в архейских вариолитовых лавах коматитов Койкар, Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, Центральная Карелия (Светов, 2005).

Распределение петрогенных элементов на двух-компонентных диаграммах окисел – MgO (мас. %) (рис. 9) показывает близкие к линейным (реже полиномиальным) тренды дифференциации для SiO₂, TiO₂, FeO сум., CaO. Значительные вариации состава, контрастирующие с полиномиальными трендами по основным окислам, выявлены для Al₂O₃ и щелочей.

Данная геохимическая особенность пород не может интерпретироваться как результат метаморфической проработки пород (в связи с тем что глинозем является устойчивым к подобным явлениям элементом) и, скорее всего, связана с инструментальными погрешностями аналитического метода.

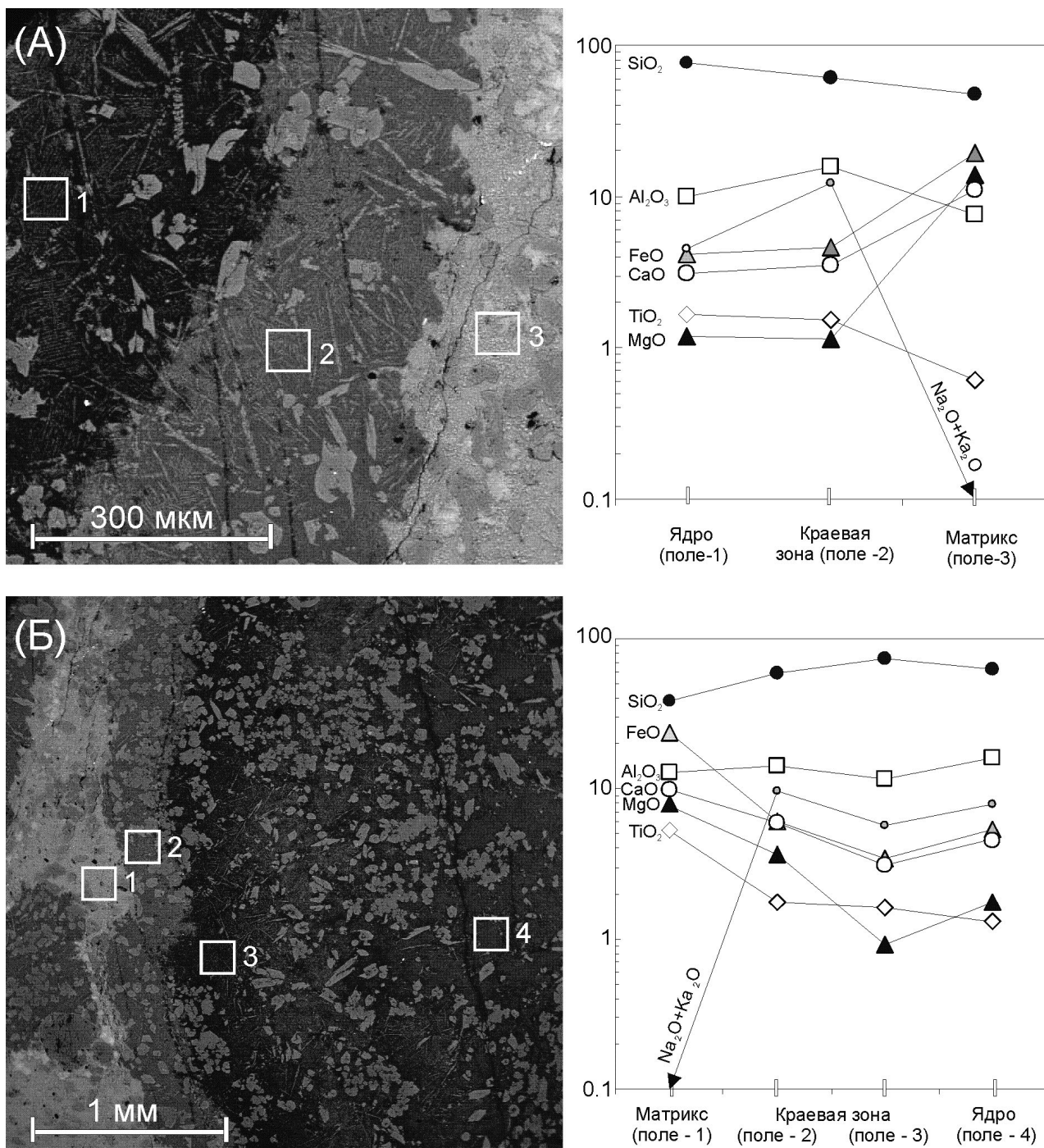


Рис. 7. Распределение петрогенных элементов в области фазовой границы «вариоль – матрикс»:

А – зоны площадного сканирования тонкокристаллических участков в глобуле: 1 – ядро вариоли; 2 – мениск глобулы; 3 – матрикс;

Б – ликвационная линза с сохранившимся фрагментом матрикса, площадное сканирование проведено по зонам: 1 – реликт матрикса; 2 – мениск линзы; 3 – краявая часть линзы; 4 – центральная часть линзы

Таким образом, новый этап геохимических исследований показал большую вариабильность составов ликвата, что отражает более глубокий уровень дифференциации в системе «пикробазальт – риолит». Возникает вопрос: отвечает ли описываемый процесс магматической дифференциации в пикробазальтах условиям стабильной высокотемпературной ликвации? Вероятнее всего, нет, так как стабильная равно-

весная ликвация не может оказывать значительного влияния на формирование структур в магматических расплавах, в связи с тем что область несмесимости в магматической системе исчезнет еще до начала основных кристаллизационных процессов.

Максимальный эффект на эволюцию расплава оказывает метастабильная ликвационная дифференциация, которая происходит в природных силикат-

ных расплавах одновременно с кристаллизационной дифференциацией. Области подобной несмесимости существуют под кривыми ликвидуса в системах альбит – фаялит, лейцит – форстерит – кварц и многих других, причем включение в систему дополнительных компонентов зачастую приводит к образованию куполов стабильной ликвации. Кроме этого, область метастабильной ликвации может существенно расширяться за счет эффектов «неидеальности расплавов» (которые отражают несмесимость жидкостей), что вызывает смещение изотерм ликвидуса и фазовых границ в сторону увеличения области несмесимости (Эволюция..., 1983).

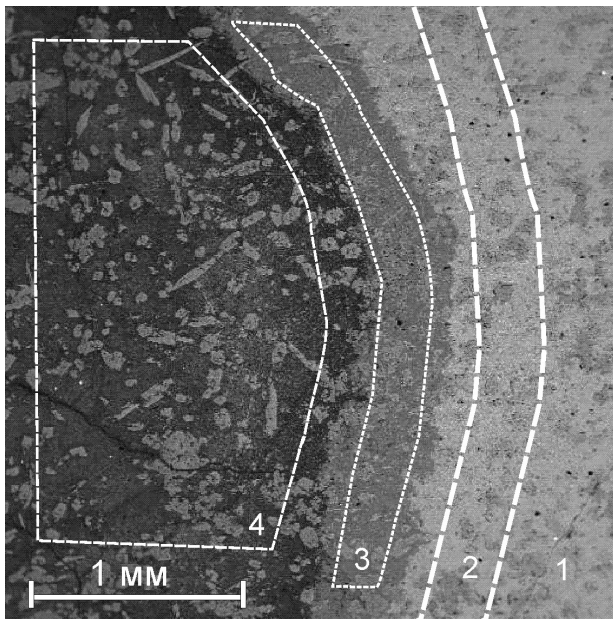


Рис. 8. Зональное строение системы фазового перехода «вариоль – матрикс», в ее пределах выделяются:

1 – зона матрикса, 2 – краевой участок матрикса ближе к контакту с глобулой, 3 – мениск глобулы, 4 – ядро вариоли. Геохимический состав (определен методом площадного сканирования) зон 1–4 приведен в табл. 4

Т а б л и ц а 4
Валовой состав (петрогенные элементы)
по профилю «ядро вариоли – матрикс»

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	36,84	37,49	60,14	64,18
TiO ₂	1,83	2,05	1,45	1,46
Al ₂ O ₃	14,79	14,7	13,78	12,84
FeO	28,5	28,36	4,73	5,68
MnO	0,56	0,44		
MgO	10,71	10,31	3,36	3,52
CaO	6,76	6,65	5,76	6,01
Na ₂ O			0,4	5,09
K ₂ O			10,38	1,23
P ₂ O ₅	0,62			
Сумма	99,99	100,00	100,00	100,01

П р и м е ч а н и е. Точки наблюдения соответствуют зонам на рис. 8.

Так, в системе лейцит – фаялит – SiO₂ область низкотемпературной метастабильной ликвации (при

низких давлениях) находится в поле составов обогащенных щелочами и глиноземом и отделена от поля высокотемпературной ликвации, локализованной по краевому сечению «фаялит – SiO₂» фазовой диаграммы (Эволюция..., 1983). Температурный интервал метастабильной ликвации находится в интервале 1270–1155 °С, стабильной высокотемпературной ликвации >1690 °С.

На основе данной тройной фазовой системы состояния построена адаптированная для природных систем «псевдотройная» диаграмма в координатах SiO₂ – Na₂O+K₂O+Al₂O₃ – CaO+MgO+FeO+TiO₂+P₂O₅ (Roedder, Weiblen, 1970), которая позволяет, оперируя содержаниями петрогенных окислов, воспользоваться системой состояния. Фигуративные точки вариолитов Ялгубского кряжа большей частью попадают в область метастабильной низкотемпературной ликвации (рис. 10), что хорошо коррелирует с изученными ранее вариолитами пикритов Печенги (Смолькин, 1992; Смолькин, Светов, 1999), вариолитовыми лавами коматиитов Койкар (Светов, 2005), однако наблюдается увеличение поля сосуществующих ликвационных расплавов в область более кремнистых разностей. Рассчитанные температуры ликвидуса для вариолитов Ялгубского кряжа (оценочные параметры, в программе Pele 6.0) дали следующие результаты: температура ликвидуса матрикса вариолитов варьирует в интервале 1180–1210 °С (средняя расчетная температура – 1212 °С), для глобул – 1020–1139 °С (при средней – 1100 °С), что хорошо укладывается в термальный диапазон поля возможного существования метастабильной ликвации.

Возникает отдельный вопрос о причинах возникновения метастабильной ликвационной дифференциации в силикатных природных (как открытых, так и закрытых) магматических системах. Многие исследователи отводят основную роль насыщенности расплава флюидной фазой, что и является в настоящее время основной гипотезой, объясняющей режим начала ликвационных процессов.

Обобщая имеющийся материал по изучению ликвации в природных силикатных системах пикробазальтового состава, можно выделить следующие типичные признаки существования ликвационного разделения в магматических расплавах:

- Геохимическая контрастность состава вариолей (ликвата) и матрикса (пространственно, в единых магматических телах, сосуществуют контрастные по химизму фазы, при этом разность в содержании SiO₂ может достигать 20–40%, для MgO – 7–12%, по Na₂O+K₂O – 10 мас. %. Для базальтовых магм наиболее типичными конечными продуктами ликвационной дифференциации являются андезидациты, риолиты).

- Физическая контрастность свойств ликвантов (разница в плотностях между несмешивающимися расплавами (вариоль – матрикс) может достигать 0,4–0,8 г/см (Эволюция..., 1983; для описанных в работе вариолитов эти значения составляют 0,51 г/см, рассчитано в программе «Pele»), что приближается к разнице в плотностях в системе расплав – кристалл.

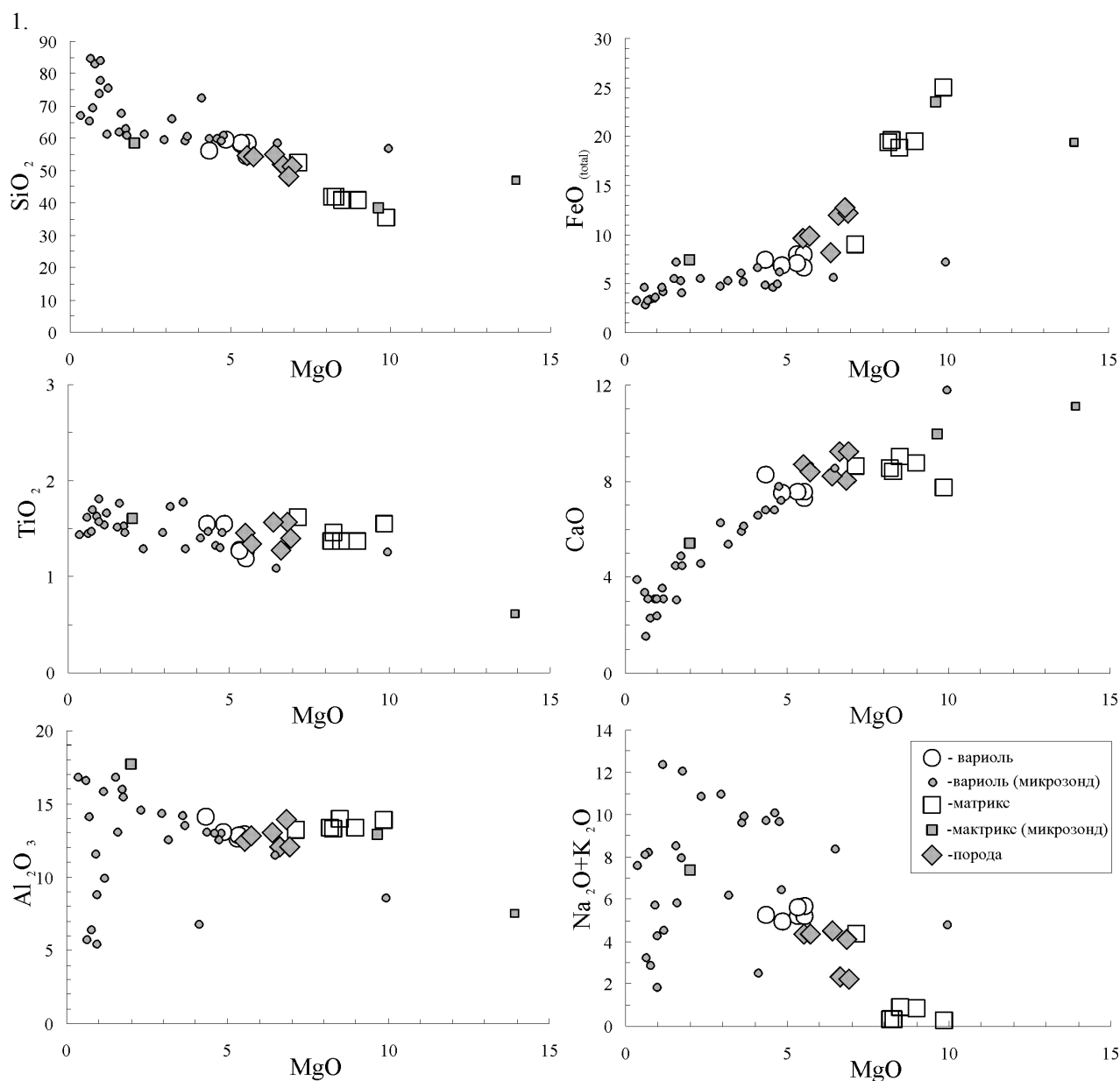


Рис. 9. Вариационные диаграммы: петрогенные элементы – MgO для вариолитов, ликвационных линз, матрикса и массивных пород Ялгубского кряжа

• Коалесценция (слияние) вариолей и вариация их размера, а также наличие следов течения в лавовых потоках – следствие того, что температура солидуса вариолей примерно на 80–120 °C ниже, чем температура солидуса матрикса, наиболее интенсивно процесс коалесценции проявлен на участках, которые кристаллизуются последними (центральные части лавовых тел, ядра подушек). Размер вариолей также увеличивается при удалении от зон закалки к центру потока или подушки. Механизм деформации глобул и коалесценции вариолей является одним из признаков их ликвационного происхождения. Дифференциальные движения в лавовом потоке, вызванные внутренними течениями, приводят к столкновению разрозненных вариолей и их деформации, раз-

рыву фазовых границ при столкновениях и последующему слиянию, после чего новообразования приобретают округлую форму из-за разницы действующих сил поверхностного натяжения в относительно кислом и основном расплаве. Часто процесс коалесценции захватывает не отдельные вариолы, а большое их количество, это приводит к образованию ликвационных линз (описанных выше), полос контрастного расплава в лавовом потоке, которые впоследствии могут испытывать остаточные течения и деформации.

• Наличие границы фазового раздела (мениска) – микроскопически диагностируемой резкой границы смены фазовых составов между вариолью и матриксом, что подтверждается микроскопическим, микрозондовым анализом.

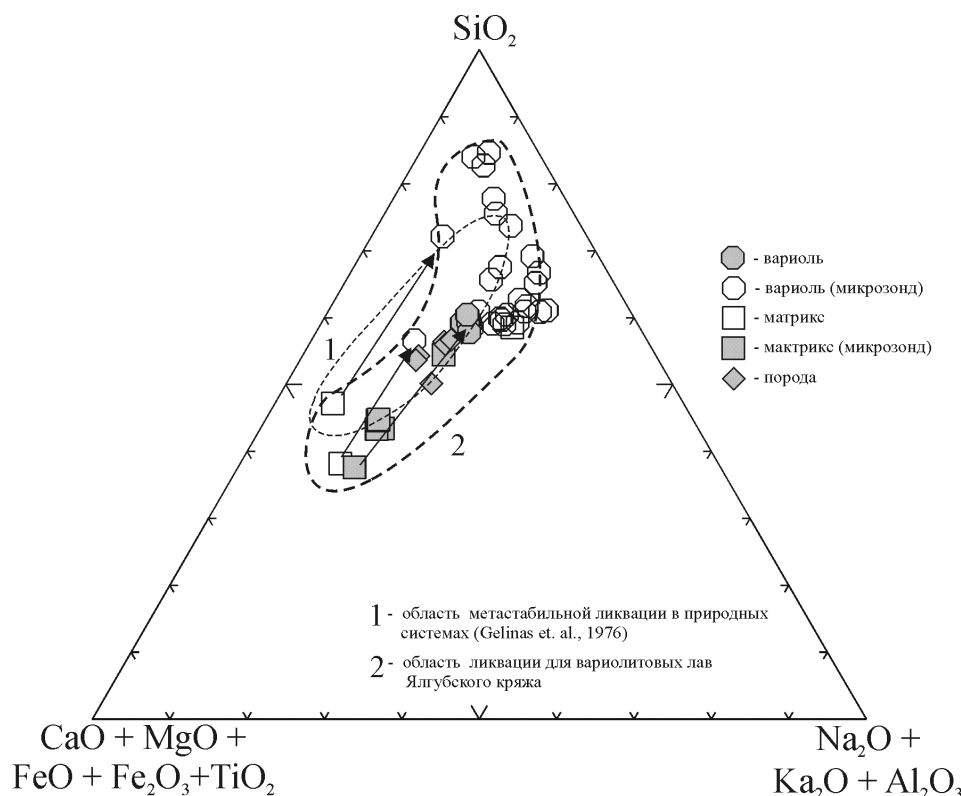


Рис. 10. Псевдотройная диаграмма в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5$ с областью метастабильной ликвации:

1 – в базальтовых расплавах по данным: Gelinas et al., 1976; 2 – область ликвации для пикробазальтов Ялгубского кряжа

Выводы

В результате нового этапа изучения протерозойских вариолитовых лав пикробазальтового состава в районе Ялгубского кряжа было показано, что их образование связано 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 1020–1180 °С, 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%. Направление магматической дифференциации смещается в сторону формирования 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. %).

ЛИТЕРАТУРА

- Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 191 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров В. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. Т. 1. М., 1949. 346 с.
- Маракушев А. А., Безмен Н. Н. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондри-тов // ДАН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1222–1224.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. 1980. № 4. С. 496–512.
- Пугин В. А., Хитаров Н. И. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия. 1982. № 1. С. 35–46.
- 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.
- Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
- Смолькин В. Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 272 с.

Смолюкин 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. Междунар. симпоз., посвящ. 100-летию академика Д. С. Коржинского. Тез. докл. М., 1999. С. 55.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. Ликвация в природных силикатных системах // Геохимия. 1978. № 6. С. 803–819.

Хитаров Н. И., Пугин В. А., Солдатов И. А., Шевалевский И. Д. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные) // Геохимия. 1973. № 12. С. 1763–1771.

Эволюция изверженных пород. М., 1983. 528 с.

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. N 82. P. 1929–1942.

Currie K. L. A criterion for predicting liquid immiscibility in silicate melts // Nature Physic. Sci. 1972. N 240 (1). P. 66–68.

Fergusson J. Silicate immiscibility in the ancient basalts of the Barberton Mountain Land, Traansvaal // Nat. Phys. Sci. 1972. N 235. P. 86–89.

Gelinas L., Brooks C., Trzcienski W. E. Archean variolites-quenched immiscible liquids // Can. J. Earth Sci. 1976. N 13. P. 210–230.

Gelinas L. Textural and chemical evidence of liquid immiscibility in variolitic lavas. Abstr. Am. Geophys. Union. 1974. 55. 486 p.

Greig J. W. Immiscibility in silicate melts // Am. J. Sci. 1927. N 73. P. 133–154.

Morimoto N., J. Fabries A. K., Ferguson I. V. et al. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. Vol. 27. P. 143–156.

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. N 73. P. 352–354.

Roedder E. Low temperature liquid immiscibility in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ // Am. Min. 1951. 36. P. 282–286.

Roedder E., Weiblen P. W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks // Science. 1970. Vol. 10, N 167. P. 641–644.