
С. А. Светов, А. И. Светова, Т. Н. Назарова

СУМИЙСКИЕ АНДЕЗИБАЗАЛЬТЫ КОЙКАРСКО-ЭЛЬМУССКОЙ ПЛОЩАДИ: ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Проблема реконструкции условий магмогенеза высокомагнезиальных магматических серий андезибазальтового ряда является ключевой задачей современной петрологии. Понимание данных механизмов позволяет нам корректно обсуждать процессы зарождения и эволюции континентальной коры на ранних этапах развития планеты.

Условия формирования андезитов, и в том числе андезитов с повышенной магнезиальностью, активно дискутируются в мировой науке. В настоящее время существует несколько признанных моделей их генерации: 1) в ходе прямого плавления вещества мантийного метасоматизированного клина, 2) при взаимодействии первичных адакитовых расплавов, генерируемых в ходе плавления субдуцируемого слэба с веществом мантийного клина (Bourdon et al., 2003), 3) в процессах дифференциации первичных высокомагнезиальных плюмовых расплавов (Кадик и др., 1986).

Для палеопротерозойских вулканогенных ассоциаций Карельского кратона существует проблема определения петрогенетической природы высокомагнезиальных андезитовых ассоциаций сумийского возраста, широко распространенных в регионе, имеющих как субдукционные, так и плюмовые признаки (Светов и др., 2004, 2009; Злобин, Богина, 2010).

В данной работе приводятся результаты детального изучения сумийских разрезов Койкарской и Эльмусской структур, как имеющих хорошую сохранность и позволяющих существенно дополнить характеристику опорного разреза Кумсинской структуры, являющегося стратотипическим для сумийского вулканогенно-осадочного комплекса Центральной Карелии.

Геологическая характеристика сумийского комплекса

На территории Карельского кратона сохранилась обширная палеопротерозойская магматическая провинция, сформированная в интервале 2,55–2,40 млрд лет породными комплексами андезибазальтового ря-

да с повышенной магнезиальностью ($4,5 < \text{MgO} < 10,5$ мас. %).

Данные породные серии в региональной стратиграфической схеме традиционно относятся к сумийскому возрасту (под сумийской вулканогенной ассоциацией в работе понимается нижняя часть сумийско-сариолийского осадочно-вулканогенного ансамбля). Типовые представительные разрезы ассоциации сохранились в Центральной Карелии в районе д. Койкары, р. Семчь, д. Красная речка, Кумсинской и Эльмусской структурах.

Данное исследование является продолжением ранних работ творческого коллектива, в которых рассматривалась геохимическая характеристика сумийских вулканитов в разрезах Центральной Карелии (Светов и др., 2004), в Семченской (Светов и др., 2009) и Кумсинской (Онежская..., 2011) структурах. Акцент данной работы сделан на детальном литогеохимическом анализе сумийского разреза Койкарско-Эльмусской площади.

В связи с тем что на протяжении последних лет ведется активная дискуссия о петрологической и геодинамической природе палеопротерозойских андезибазальтовых серий Фенноскандинавского щита (Шарков и др., 1997; Злобин, Богина, 2010; Онежская..., 2011), полученные нами новые данные несомненно позволяют дополнить геохимическую характеристику пород и сделать их типизацию по возможности более корректной.

Вулканыты сумийского возраста детально изучались на территории Центральной Карелии в районе п. Койкары и п. Эльмус (рис. 1, 2), где они формируют мощную стратифицированную толщу, представленную переслаиванием большого числа лавовых потоков, покровов общей мощностью около 600–800 м с прослоями туфового материала. Следует отметить, что характер внутренней стратификации сумийской породной ассоциации близок во всех изучаемых структурах (Койкарской, Эльмусской, Семченской, Кумсинской, Краснореченской). Так, лавовые толщи представлены в Койкарской структуре 16 потоками общей мощностью 630 м, в Эльмусской структуре – 20 потоками мощностью около 700 м, в Семченской

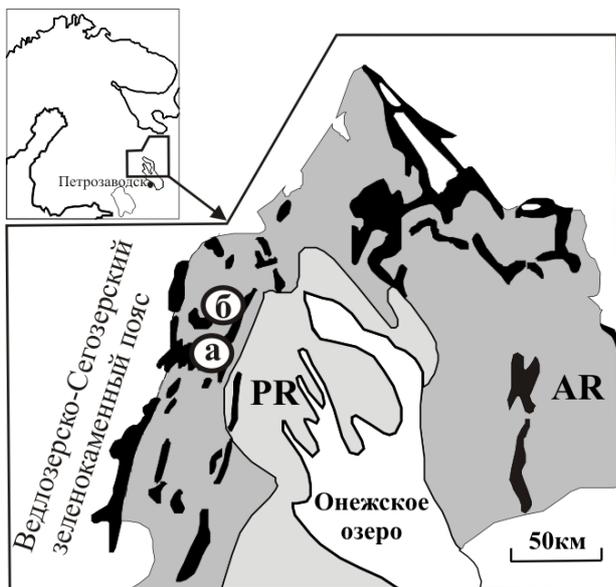


Рис. 1. Положение изучаемых структур на схематической карте Карельского кратона:

а – Койкарская структура, б – Эльмусская структура

структуре – 21 потоком общей мощностью 650–800 м, в Кумсинской структуре – 35 лавовыми потоками общей мощностью 1200 м и в районе д. Красная речка – 12 потоками, формирующими 270-метровый вулканический разрез (скоррелированные разрезы приводятся в работе: Светов и др., 2004).

Сумийский разрез Койкарской структуры

Поле сумийских пород сохранилось в северной части Койкарской структуры, где на эрозионной поверхности различных по составу лопийских образований залегает комплекс сумийских андезибазальтов, несогласно перекрываемый сариолийскими терригенными породами (рис. 2).

Крылья Койкарской антиклинальной структуры сформированы вулканогенно-осадочными образованиями ятулия. В ядре Койкарской структуры сохранились мезоархейские породы фундамента (лопий), представленные коматиит-базальтовой ассоциацией (питкилампинской свитой) и БАДР-серией в комплексе с терригенными осадками (кивилампинская свита). Мезоархейские (лопийские) вулканыты и осадки смяты в мелкие складки с осевыми поверхностями северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направления. Их шарниры и параллельная им линейность погружаются под различными углами на северо-восток, юго-запад, север – северо-восток (Сыстра, 1991).

Палеопротерозойский (сумийский) разрез представлен стратифицированной лавовой толщей, которая с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на мезоархейских породах. Лавовые потоки имеют падение в северных румбах под углом 20–50° и образуют замок синклинальной складки с север-се-

веро-восточным простиранием (СВ-30°) оси, несколько наклоненной на юго-восток. Складка осложнена субмеридиональными разломами, субогласными с простиранием осевой поверхности основной синклинали и смещением разной амплитуды по плоскостям разрывов. Эти тектонические деформации по времени происходили до образования потоков плагиофировых андезибазальтов, граница с которыми прослежена по всей структуре без видимых нарушений.

Сариолийские осадки (конгломераты, граувакки) с несогласием залегают на андезибазальтах сумия и лопийских образованиях. В геоморфологическом отношении для Койкарской сумийской структуры характерен скальный рельеф, со ступенчатыми склонами, обрывами и скальными останцами.

Метаморфизм сумийской андезибазальтовой ассоциации отвечает фации зеленых сланцев. В результате субмеридиональных разломов и подвижек по ним в структуре выделяется несколько блоков, отличающихся некоторыми особенностями стратиграфической последовательности, мощностями потоков, структурными (сдвиговые и вертикальные) деформациями. В западном блоке наиболее полно сохранилась нижняя часть разреза, в центральном блоке – вариолитовая часть разреза, при этом в центральной части синклинали увеличены мощности потоков, в восточном блоке сохранилась средняя и верхняя части разреза.

Описание разреза андезибазальтов. При описании стратиграфической последовательности выбраны наиболее обнаженные и представительные части потоков.

Контакт сумийских и лопийских пород изучен в северо-западной части структуры в обн. 294 (рис. 2, 3). Лопийский комплекс представлен лавами коматиитов, тонкими мелкоплойчированными туфами, мелкозернистыми вулканомиктовыми граувакками, с углами падения 70–80°. В расчистке туфы коматиитов и граувакки с неровным, извилистым контактом с отдельными «карманами» перекрываются сумийскими седиментогенными брекчиями мощностью 0,3–2,5 м (рис. 3, а). Брекчии сложены остроугольными литокластами лав андезибазальтов, размером до 5–10 см, в них встречены две окатанные глыбы бледно-голубых кварцитовидных риолитов размером 25–30 см, аналогичных лопийским риолитам обн. 333, и одна глыба размером 30–50 см андезибазальта. Цемент представлен мелкодробленным андезибазальтовым материалом. На седиментогенных брекчиях залегает поток брекчированных лав андезибазальтов, с рассеянными кварцевыми мелкими миндалинами, с углом падения 40° на северо-восток.

Непосредственный контакт сумийских лав и лопийских темно-зеленых мелкозернистых граувакк выявлен в 120 м к северу от озера Каллиеволампи (обн. 577-1), где контакт имеет четкий, резкий, извилистый вид.

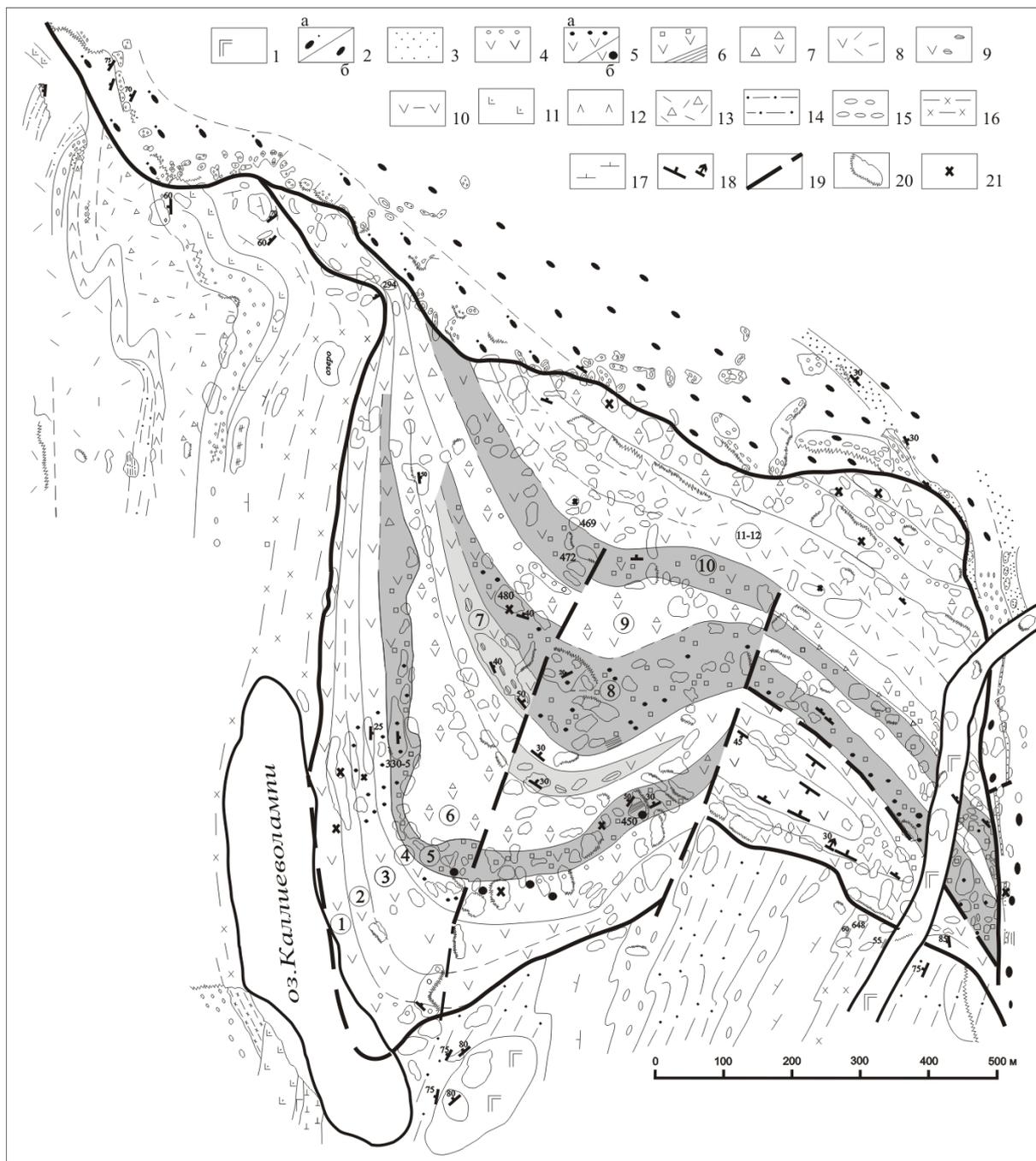


Рис. 2. Геологическая схема северной части Койкарской структуры:

ятулий: 1 – габбро-диабаз; сариолит: 2a – полимиктовые конгломераты с граувакковым цементом, 2б – полимиктовые конгломераты с аркозовым цементом, 3 – полимиктовые песчаники; сумий: 4 – андезибазальты, миндалекаменные в кровле потока, 5a – андезибазальты с микровариолями, 5б – вариолиты, 6 – андезибазальты с альбитовыми миндалинами, иногда полосчатые, 7 – лавобрекчии, брекчированные андезибазальты, 8 – плагиофировые андезибазальты, 9 – андезибазальты с крупными слоистыми халцедоновыми миндалинами, 10 – туфы, туффиты основного состава; лопий: 11 – дайки дацитов, риолитов, 12 – лавы дацитов, 13 – агломератные, лапиллиевые, псаммитовые туфы дацитов, 14 – кремнистые туффиты, силициты, 15 – мономиктовые конгломераты, 16 – мафитовые граувакки, тонкие туфы, 17 – коматииты, 18 – слоистость, сланцеватость, направление кровли, 19 – тектонические нарушения, 20 – скальные обрывы, 21 – места отбора проб для химических анализов

В юго-восточной части озера Калливолоампи в 30 м к востоку в сближенных выходах с расстоянием в 1,5 м с юга выходит пачка мезоархейских силицитов, кремнистых туффитов с ленточной слоистостью, простираемостью СВ-10°, падением на СЗ под углом 75°, а с севера представлены в обнажениях сумий-

ские, брекчированные андезибазальты, с редкими кварцевыми миндалинами, простираемостью СЗ-290°, падением на СВ под углом 30°. Вскрыть на данном участке контакт между мезоархейскими и палеопротерозойскими ассоциациями не удалось по условиям рельефа.

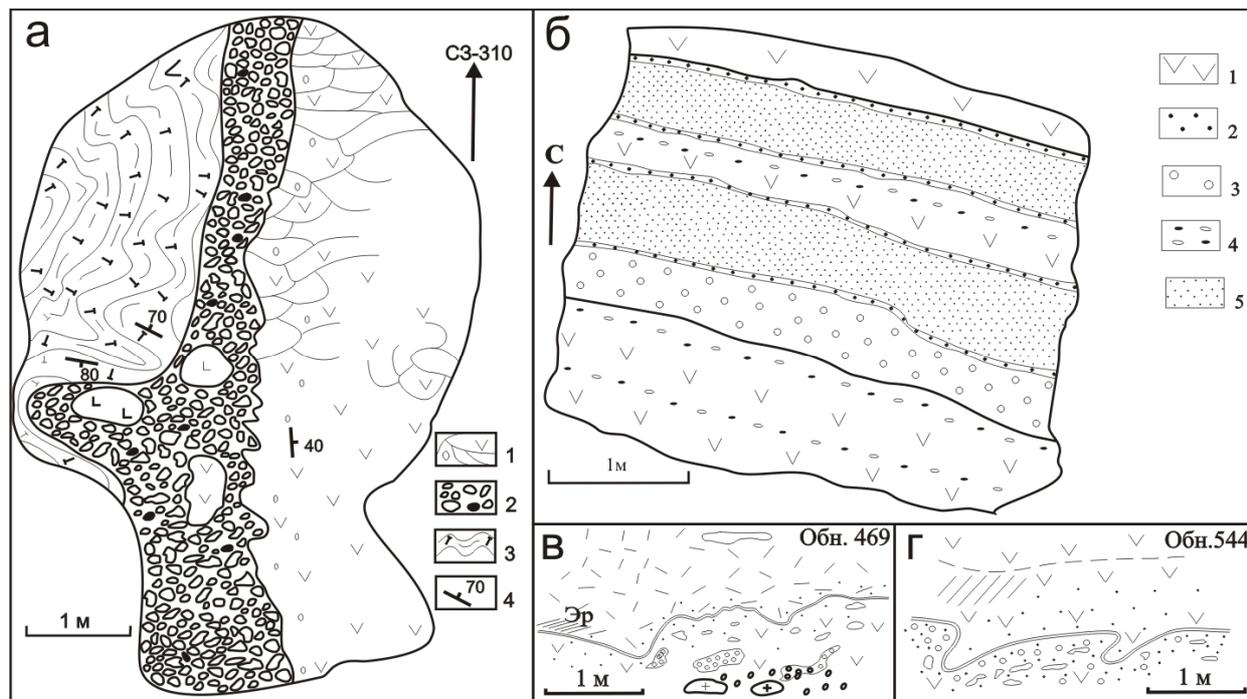


Рис. 3. Характер типичного контакта лопийского и сумийского комплексов в пределах Койкарской структуры и внутренняя стратификация разреза:

а – контакт лопия и сумия: 1 – сумийские андезибазальты, брекчированные, с кварцевыми миндалинами; 2 – седиментогенные брекчии, обломки андезибазальтов, глыбы риолитов и коматитов; 3 – лопийские плейчированные тонкие туфы коматитов; 4 – элементы залегания; б (обн. 472): 1 – массивные андезибазальты, брекчированные; 2 – слой андезибазальта с точечными альбитовыми миндалинами; 3 – вариолит (вариолы в андезибазальте до 10–15 мм в диаметре); 4 – андезибазальт с миндалинами, выполненными кварцем и хлоритом, и с редкими вариолями; 5 – андезибазальт с микровариолями, размером до 2–3 мм; в, г – характер контактов потоков сумийских массивных андезибазальтов с плагифирированными андезибазальтами и миндалекаменными лавами

На южной границе площади сумийских лав контакт с лопийскими породами расчищен в обн. 648-1, где на лопийские осадки – слоистую пачку дацитовых туфов, туффитов, зеленых мелкозернистых граувакк простиранием СВ-20°, падением на ЮВ под углом 70° – налегает слой седиментогенных брекчий мощностью 30–40 см, сложенных удлиненными обломками лопийских подстилающих пород размером до 10–12 см по длинной оси. Обломки развернуты по простиранию контакта в субширотном направлении и сцементированы зеленым граувакковым цементом. На брекчиях залегают мелкозернистые афанитовые лавы сумия с простиранием СЗ-300°, падением на СВ под углом 40°.

Разрез лавовой толщи сформирован различными по морфологии породами (рис. 4) и начинается с 4-х лавовых потоков, прослеженных в западном и центральных блоках структуры (обн. 330-1, 2, 3, 4, 530-534, 579, 582). От уреза воды на северо-западном берегу оз. Каллиеволампи поднимаются высокие скальные уступы, в которых выделено несколько лавовых потоков. В восточной части структуры 3 нижних потока слагают синклиналию складку, отделенную разломом от вышележащей толщи. Приведем описание лавовых потоков в изучаемом разрезе.

В первом лавовом потоке, в нижней его части, выходят массивные однородные зеленовато-серые андезибазальты, сменяющиеся к кровле брекчиро-

ванными лавами, для которых характерны осветленные эпидотизированные литокласты, иногда имеющие темную хлоритовую кайму. В кровле лавового потока появляются мелкие кварцевые миндалины и полосы хлоритовых миндалин. Для потока характерна столбчато-призматическая отдельность с наклоном столбов в 70°. Мощность потока составляет 37 м.

Второй лавовый поток сложен лавобрекчиями андезибазальтов. Кровля потока сложена пенистой лавой, насыщенной гороховидными кварцевыми и хлоритовыми миндалинами, здесь же присутствуют миндалины сложных очертаний с выщелоченной центральной частью и кварцевой каймой. Для лавового потока характерна столбчатая отдельность с наклоном столбов в 45°. Мощность потока составляет 25–30 м (рис. 4, б).

Третий лавовый поток с непосредственным контактом залегают на предыдущем, его подошва сформирована массивными, мелкозернистыми андезибазальтами, с простиранием контакта СЗ-280°. Выше в средней части потока появляются миндалины и мелкие вариолиты в виде скоплений или полос, порода становится брекчированной. В породе отмечается тонкая вкрапленность пирита и кристаллокласты кальцита. Столбчатая отдельность имеет наклон столбов в 60° на ЮЗ. Направление кровли потока на В под углом 25°. Мощность потока составляет 32 м.

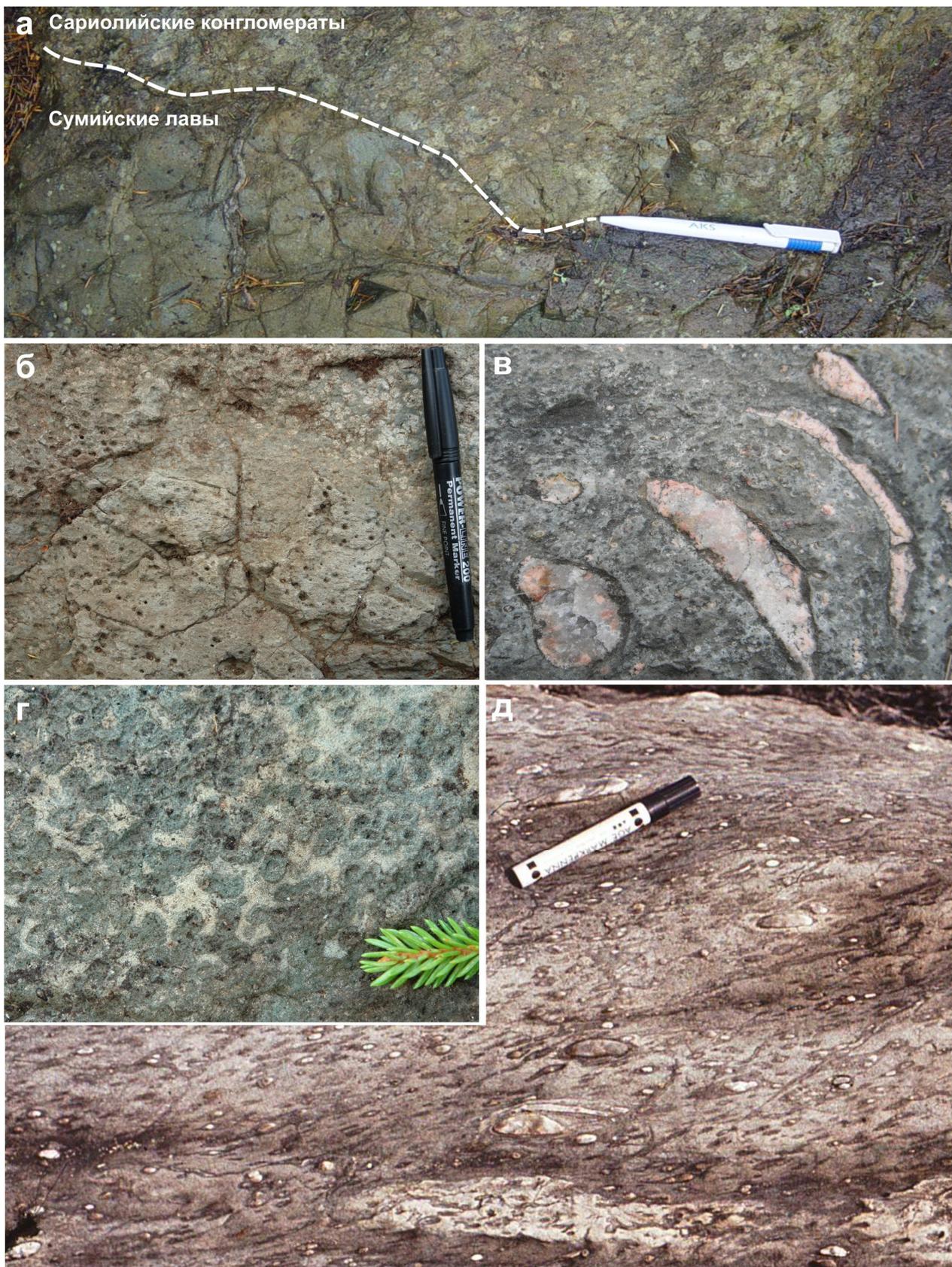


Рис. 4. Морфология породных литотипов Койкарской структуры:

а – характер контакта между сумийскими лавами и сариолийскими конгломератами; б – кровельная часть массивного потока с многочисленными газовыми пустотами и гексагональной отдельностью; в – серповидные миндалины в кровельной части лавового потока; г – вариолитовые лава андезибазальтов; д – распределение миндалины в кровельной части массивного лавового потока андезитов

Четвертый лавовый поток в подошве представлен массивными мелкозернистыми андезибазальтами с тонкими жилками кварц-альбитового состава, поток имеет столбчатую отдельность с наклоном столбов в 60° . В обн. 330-4 встречены поверхности с торцевыми срезами столбов в виде многогранников, общим обликом напоминающие мостовую. Размеры столбов в поперечнике 20×30 см, реже $1,2 \times 1,5$ м. В крупных срезах в центральной части видны мелкие вариолы $5-10$ мм в диаметре. В кровле потока пеннистая или брекчированная лава с кварцевыми и хлоритовыми миндалинами (обн. 456), скоплениями крупных миндалин кварца, развивается эпидот. Кровля потока с углом 25° падает на восток. Мощность потока составляет 25 м.

Пятый (5-5а) поток в западном блоке сложен в основании массивными слабобрекчированными лавами, пронизанными тонкими жилками кварц-альбитового состава. С $1,5-2$ м от подошвы в породе появляются полосы и скопления крупных вариолой ($15-20$ мм) в диаметре и рассеянные розовые миндалины альбита.

Для потока характерна полигональная трещиноватость, по трещинам развивается ожелезнение и эпидотизация. Нижний и верхний контакты 5-го потока видны в серии обнажений 591, в подошве – зона закалки, затем следуют массивные породы с редкими точечными миндалинами кварца и хлорита, в средней части – вариолитовые лавы с ярко-розовыми альбитовыми миндалинами, в кровле – лавобрекчия или пеннистая лава (мощность $3-4$ м) с массой розовых альбитовых миндалин.

В кровле потока (обн. 330-5) виден торцовый срез столбчатой отдельности (столбы с наклоном в 70°), в срезах столбов порода насыщена розовыми альбитовыми или зональными альбит-кварцевыми миндалинами, а также содержит отдельные области, насыщенные мелкими вариолями. Мощность потока равна 35 м.

Данный поток является маркирующим для нижней части разреза, поток прослежен по простиранию на восток.

В центральном блоке характерные вариолитовые лавы (рис. 4, г) с розовыми миндалинами отмечаются в двух потоках – 5 и 5а – с четкими контактами между ними и идентичным строением. Пятый поток представлен в основании мелкозернистыми андезибазальтами с гороховидными миндалинами кварца и хлорита и столбчатой отдельностью (обн. 535-2, 580), при этом столбы залегают субгоризонтально, а торцовые срезы видны в вертикальной стенке и обращены к наблюдателю. Выше в потоке, примерно в 10 м от подошвы, появляется полосчатая текстура, обусловленная грубой неоднородностью в вещественном составе лавы: чередуются слои мощностью $1-5$ см, насыщенные точечными альбитовыми миндалинами, слои мощностью $10-12$ см микровариолой (с поперечником $1-3$ мм), слои массивных среднезернистых андезибазальтов с более крупными

миндалинами кварца, хлорита, розового альбита, выщелоченными пустотами. Слои местами эпидотизированы, пронизаны тонкими альбитовыми ярко-розовыми жилками. В $3-4$ м от кровли потоков в них появляются миндалекаменные лавобрекчии или пеннистые лавы (обн. 454, 456). В пеннистой лаве выделяются отдельные фрагменты, подушки, по ним развивается эпидотизация, окварцевание, альбитизация (рис. 3, б).

По простиранию прослежена кровля потока. Установлено, что лавы слагают синклиналь с осью СВ40, западное крыло которой имеет углы падения $20-40^\circ$ на восток, а восточное – $50-60^\circ$ на северо-запад.

С четким контактом залегают поток вариолитовых полосчатых лав с розовыми альбитовыми миндалинами с падением на С, СЗ под углом $40-60^\circ$. В подошве потока подушечные лавы или подушечные брекчии иногда содержат крупные кварцевые слоистые миндалины, выше полосчатые лавы, с чередованием слоев с точечными альбитовыми миндалинами, слоев с микровариолями и слоев массивных однородных андезибазальтов. Мощность слоя 25 м.

Шестой поток сложен лавобрекчией андезибазальтов (от мелкой до глыбовой), интенсивно проработанной кварц-эпидот-хлоритовым материалом в виде гнезд, пятен и жил. В потоке отмечается неоднородность, внутренняя расслоенность, которая сформирована отдельными лавовыми языками (порциями лавы при излиянии). В кровле потока лавобрекчии сменяются глыбовыми агломератовыми туфами, линза или возможно слой которых прослежены в обн. 330-7–330-12, и имеет мощность около $5-7$ м. Размер глыб составляет $0,5 \times 0,7$ м, для литокласт характерны размеры 2×3 , 5×7 см, последние имеют остроугольные, иногда изогнутые формы, с зонами закалки, обломки представлены следующими разновидностями – массивными мелкозернистыми, миндалекаменными (с кварцевыми и хлоритовыми миндалинами) и реже вспененными лавами. Поток выклинивается в северо-западном направлении. Суммарная мощность серии потоков варьирует от 30 м на севере до 180 м в центре.

В западном и центральном блоках 7 поток представлен мелкозернистыми андезибазальтами с характерными крупными слоистыми миндалинами размером до $5-10$ см. Определение залегания потока по слоистости в миндалинах дает углы в $30-40^\circ$ с падением на СВ и направление кровли потока на северо-восток, простирание СЗ 320° . В основании потока лавобрекчии с округлыми чечевицеобразными миндалинами, в средней части и к кровле появляются крупные, вытянутые до $10-40$ см миндалины, слоистые, иногда с друзами кварца или пустотами в верхней части, внизу имеют тонкую слоистость (халцедон). Ближе к кровле появляются серповидные миндалины (рис. 4, в). Кровля потока сложена вспененными лавобрекчиями с миндалинами. Мощность потока составляет $30-50$ м.

На предыдущий лавовый поток ложится 8 поток вариолитовых лав с ярко-розовыми альбитовыми миндалинами. Кровля потока сложена лавобрекчией, пенистой лавой с крупными кварцевыми миндалинами и рассеянными розовыми альбитовыми миндалинами. Средняя часть потока сложена полосчатыми породами (обн. 480), в которых чередуются слои, сложенные мелкими, 2–4 мм в поперечнике, вариолями, мощностью 10–15 см, слои андезибазальта с мелкими точечными розовыми альбитовыми миндалинами, мощностью 5–10 см, слои однородного андезибазальта с редкими альбитовыми миндалинами и единичными вариолями, мощность слоя 30–40 см. Мощность потока составляет 35–40 м, падение на СВ под углом 40°. В центральной части структуры отмечается усложненное положение данного потока, связанное с зоной тектонических разломов, что приводит к значительному увеличению мощности, при этом углы падения изменяются от 20 до 30°, видимая мощность на данном участке составляет от 80 до 140 м.

Девятый поток выходит с непосредственными контактами в западном и восточном блоках, в центральном блоке прослежена его кровельная часть, представленная брекчированными андезибазальтами. Мощность потока в замке складки составляет 35–40 м.

Десятый поток прослежен по всей структуре, сложен вариолитовыми лавами с розовыми альбитовыми миндалинами, с тонкой зоной закалки (3–5 мм) в подошве, массивными андезибазальтами с редкими миндалинами и верхней частью в виде сильнобрекчированных лав. Выделяются в брекчии литокласты размером в 5–7 см и фрагменты лавы до 1,2 м, в виде гнезд сконцентрирована мелкая брекчия. На поток налегает слой агломератового туфа, мощностью от 1 до 6 м, срезаемый на северо-западе зоной разлома. В туфе литокласты размером от 2–5 см до 10–15 см имеют остроугольные и пластичные формы, эпидотизированы, осветлены, представлены мелкозернистыми и миндалекаменными андезибазальтами, заключены в мелкобрекчированный тонкорассланцованный цемент.

Выше залегает 11 поток, сложенный лавобрекчиями или массивными вариолитовыми лавами с рассеянными точечными или более крупными розовыми альбитовыми миндалинами. В то же время в отдельных обнажениях сохраняются полосчатые лавы (рис. 3, б), в которых чередуются слои, мощностью 12–15 см, с плотно упакованными вариолями, слои с миндалинами альбита, хлорита и отдельными вариолями, мощностью 10–15 см, слои с точечными альбитовыми миндалинами, мощностью 2–3 см, слои с микровариолями (в поперечнике 2–3 мм), мощностью до 20 см, слои массивных андезибазальтов. Мощность потока составляет около 60 м.

Верхним маркирующим горизонтом в структуре может служить серия лавовых потоков (11, 12, 13) плагиофировых андезибазальтов – для этих лав характерной чертой является присутствие на поверхности обнажения в мелкозернистой основной массе по-

роды таблитчатых кристаллов альбита, размером 1–2 мм, в средней и верхних частях потока более крупные (3–5 мм). В кровле потока лавобрекчия постепенно переходит во вспененную лаву с газовыми пузырями, с крупными шаровидными обособлениями, насыщенными гороховидными миндалинами кварца и хлорита, пятнами эпидота, обломками и фрагментами массивной лавы.

В вертикальной стенке (12 поток, обн. 344) в массивных плагиофировых андезибазальтах наблюдаются полосы (мощностью 5–7 см) восстающих кварцевых миндалин, чередующиеся с участками лавы мощностью около 10 см, содержащей крупные слоистые миндалины, длиной до 15 см. Слоистость видна по чередованию зеленых и белых полос высококремнистого материала (силицитов), вверху миндалины присутствуют жеоды кварца или пустоты. Азимут простирания слоистости равен СЗ 310°, падение на СВ 30°. По породе широко распространены эпидотовые обособления.

Следующая серия потоков (14, 15, 16) сложена брекчированными лавами андезибазальтов, имеющими дифференцированное строение – в подошве потока породы афанитовые, слабобрекчированные, в средней части – брекчированные, в кровле – представлены пенистыми лавами. Мощность потоков 40, 45, 52 м.

16 поток завершает разрез сумия в современном эрозионном срезе Койкарской структуры. В основании потока андезибазальты массивные, мелкозернистые с единичными миндалинами кварца, в 6 м от подошвы появляются контракционные трещины, миндалины хлорита, кварца, в кровле потока миндалекаменные лавобрекчии с крупными миндалинами кварца, жилками и пятнами альбита, эпидотизированные, в них иногда наблюдаются фрагменты лавы сложной конфигурации. Выше поток перекрывается сариолийскими образованиями – полимиктовыми конгломератами. Общая мощность изученного разреза сумийских лав в Койкарской структуре составляет 630–700 м.

В связи с тем что морфологическая характеристика породной ассоциации варьирует от структуры к структуре, более детально остановимся на отдельных характеристических особенностях данного разреза. Среди особенностей стоит выделить следующие (рис. 4).

Характерной особенностью лав (1–4 потоки в разрезе) является наличие столбчато-призматической отдельности – вертикальной (45–70°) в северной части разреза и горизонтальной в южной. Отдельность формируется многогранниками в торцевых срезах, для этих же потоков характерна локальная полосчатость, проявленная в виде чередования линз, слоев мелких вариолей и точечных миндалин. Маркирующими потоками в структуре являются нижние лавы с ярко-розовыми альбитовыми миндалинами и микровариолями, которые отмечаются в полосчатых текстурах, где чередуются слои микровариолей, точеч-

ных альбитовых миндалин, крупных плотноупакованных вариолей и массивных пород. Потоки с крупными вариолями и альбитовыми миндалинами встречаются и в верхней части разреза. В качестве основного маркера нижней части разреза может использоваться лавовый поток с крупными слоистыми миндалинами, по которым возможно определение его элементов залегания.

Плагиифировые андезибазальты характерны для верхних частей разреза, присутствуют во всех известных сумийских разрезах, в Койкарской структуре четко фиксируются по наличию вкрапленников таблитчатой, игольчатой формы альбита, альбито-олигоклаза, размером от 2–3 мм в нижней части разреза до 3–5 мм в средней и верхней частях. В кровлях потоков появляются миндалекаменные андезибазальты. Завершает разрез пачка брекчированных лав, сформированных в основании мелкобрекчированными лавами, в кровельной части интенсивно брекчированными и миндалекаменными лавами, в которых фрагментация создает подушечные обособления, различной формы пластичные и остроугольные обломки.

Туфы в структуре проявлены незначительно, наиболее протяженный слой с мощностью от 0,5 до 6 м выявлен в восточном блоке, где он срезается разломом. В западном блоке есть несколько локальных выходов пирокластического материала, где пенная лава замещается агломератовым туфом.

Структурно-текстурное разнообразие лавовых потоков обусловлено процессами магматической дифференциации, включающей силикатную несмешимость, проявленную в формировании ликвационных структур – как отдельных мелких вариолей, так и их скоплений в виде слоев – и крупных ликвационных обособлений. Появление магматической расслоенности связано с существованием внутренних течений в лавовом потоке после излияния и до момента его полной кристаллизации.

Широко распространенные плагиифировые андезибазальты с интрателлурическими кристаллами плаггиоклаза отражают медленное фракционирование расплава в магматических камерах до излияния на дневную поверхность.

Всем лавам свойственна различная степень газонасыщенности пород, которая приводила к формированию контракционных трещин в потоках, зон брекчий, миндалекаменных текстур, пенных зон в кровельных частях потоков и агломератовых туфов.

Минеральный парагенезис ассоциации представлен в основной массе плаггиоклазом (альбит, альбито-олигоклаз), кварцем, актинолитом, роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, биотитом, аксессуарные минеральные фазы представлены магнетитом, сфеном, пиритом, халькопиритом, гематитом. Структура андезибазальтов-андезитов варьирует от реликтовой диабазовой, порфириной, вариолитовой, миндалекаменной, брекчиевидной. Плаггиоклаз представлен узкими, призматическими, беспорядочно расположенными

лейстами размером от 0,2–0,3 до 0,6–0,8 мм с редкими полисинтетическими двойниками, почти полностью замещенными серицитом, хлоритом, эпидотом.

Сумийский разрез Эльмусской структуры

В районе пос. Эльмус по данным М. А. Елисеева и В. А. Ильина по дешифрированию аэрофотоснимков выделяется ряд мелких блоков, ограниченных зонами тектонических нарушений СЗ направления. Детально изучен западный блок, где установлена стратиграфическая последовательность лавовых потоков и моноклиналиное их залегание, с углами в 20–30°, падение на юг, с мощностью потоков в 20–70 м и общем количестве более 20. Разрез был составлен М. А. Елисеевым в 1984 г. и позднее дополнен, уточнен и геохимически изучен Т. Н. Назаровой в 2008 г. и С. А. Световым, Т. Н. Назаровой в 2010–2011 гг. (рис. 5).

Для лавовой толщи наиболее типичными породами литотипами являются (рис. 6): вариолитовые лавы, лавы с ярко-розовыми альбитовыми миндалинами, лавы со слоистыми кварцевыми миндалинами, плагиифировые андезибазальты, миндалекаменные, брекчированные лавы, лавобрекчии, подушечные, пенные лавы (следует подчеркнуть, что для большинства лав отмечается повышенная газонасыщенность на момент излияния).

В пределах структуры лавовые потоки существенно отличаются структурно-текстурными характеристиками и имеют значительные вариации в химическом составе. Минералогически андезибазальты представлены следующим парагенезом: доминирующее распространение имеет плаггиоклаз (альбит, олигоклаз), роговая обманка, актинолит, хлорит, биотит, эпидот, аксессуарные фазы представлены магнетитом, гематитом, сфеном, пиритом, халькопиритом. Структура пород – вариолитовая, порфириная, микродиабазовая, интерсерральная, текстуры – массивная, полосчатая, миндалекаменная, вариолитовая, брекчиевидная.

Для детального знакомства с разрезом приведем его описание по западному блоку Эльмусской структуры (рис. 5), при этом важно отметить, что контакт сумийского разреза с подстилающими архейскими толщами в структуре не установлен. При описании потока в скобках указывается среднее содержание в нем MgO (вес. %), химический состав пород приводится в табл.

Поток 1 (обн. 90). Поток сложен миндалекаменными мелковариолитовыми лавами андезибазальтов. В подошве потока серо-зеленые андезибазальты с редкими точечными кварцевыми миндалинами, в средней части потока породы становятся более пористыми, что связано с появлением скоплений кварцевых миндалин округлой или чечевицеобразной формы, образующих пузыристые, шаровидные обособления. Выше появляются полосы и линзы вариолитов, лавы приобретают брекчированный вид.

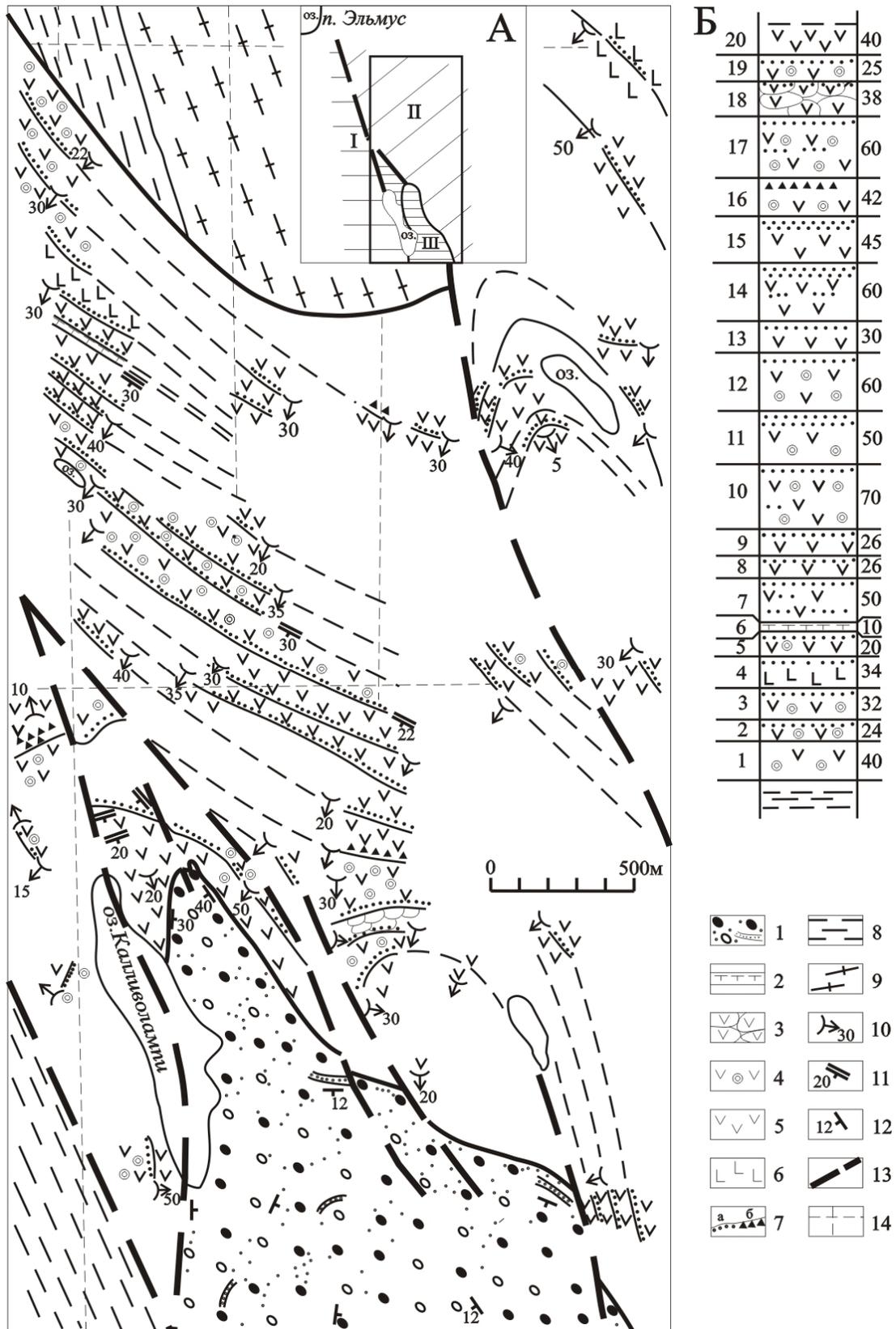


Рис. 5. Геологическая схема участка пос. Эльмус – оз. Калиеволампи (А – схема блокового строения; Б – колонка по разрезу вулканитов) (по М. А. Елисееву, 1984 г.):

Сарилий: 1 – конгломераты, песчаники. Сумий: 2 – туфы, агломераты; 3 – подушечные лавы; 4 – вариолитовые лавы; 5 – массивные афировые андезибазальты; 6 – плагиофировые андезибазальты; 7 – кровля потока (а – миндалекаменная лава; б – лавобрекчия). Лопий: 8 – туфы и туффиты дацитов; 9 – гнейсограниты и мигматиты; 10 – направление кровли потока; 11 – пластовая отдельность; 12 – слоистость; 13 – тектонические нарушения; 14 – лесоустраительные просеки

**Содержание петрогенных и редких элементов в андезитовых комплексах Койкарской
и Эльмусской структур**

Структура	Койкарская структура								Эльмусская структура		
	330-2	330-3	536-2	467-1	434-2	268-1	365-1	368-3	Elm-2	Elm-4	Elm-6
Порода	АБ	АБ	МВ	ПФАБ	ПФАБ	ЛБАБ	ЛБАБ	ЛБАБ	КрМЛП	ЛБАБ	СБЛ
Потоки	II	III	VII	XI	XII	XIII	XIV	XV			
SiO ₂	54,95	52,34	57,74	60,85	53,45	56,42	56,38	57,90	52,30	56,90	56,16
TiO ₂	0,74	0,73	0,94	0,79	0,83	0,68	0,51	0,49	0,62	0,88	0,59
Al ₂ O ₃	10,54	11,56	13,36	11,03	11,54	16,10	13,32	15,70	15,83	13,85	14,70
Fe ₂ O ₃	1,81	1,62	1,33	1,42	1,42	1,72	0,82	0,81	1,82	3,56	1,55
FeO	8,45	9,43	9,06	8,98	9,16	7,09	7,72	6,65	7,90	7,83	6,60
MnO	0,184	0,194	0,150	0,113	0,204	0,169	0,180	0,153	0,150	0,136	0,143
MgO	9,4	9,55	4,41	4,97	8,04	4,43	7,86	5,66	7,21	3,93	5,64
CaO	7,16	7,97	4,06	5,73	8,28	3,93	4,91	2,81	4,53	7,60	6,42
Na ₂ O	4,22	3,50	4,55	3,27	3,65	6,00	4,50	4,81	3,96	0,98	5,09
K ₂ O	0,26	0,24	2,62	0,66	0,37	0,36	0,76	2,50	2,14	0,11	0,47
H ₂ O	0,18	0,09	0,26	0,27	0,15	0,13	0,14	0,13	0,30	0,17	0,37
ппп	2,13	2,71	1,58	2,33	2,27	2,58	2,64	2,29	2,74	3,62	2,09
Сумма	100,03	99,93	100,06	100,41	99,36	99,61	99,74	99,90	99,64	99,75	99,96
Li	6,825	2,881	7,303	3,952	3,008	3,98	6,484	11,32	32,88	13,60	7,96
Be	0,5161	0,4927	0,8282	0,6727	0,7291	0,6529	0,438	0,6855	0,85	0,87	0,91
Sc	29,03	33,84	16,43	20,17	24,73	25,17	20,89	23,53	28,41	24,59	26,1
V	151	188,3	137	173,1	136,7	135,5	89,7	105,1	195,95	257,63	178,99
Cr	827,3	1005	83,57	247,6	483,6	98,14	175,3	350,4	168,53	12,54	152,29
Co	49,32	62,21	38,71	48,39	41,65	33,18	26,52	36,58	46,34	35,25	35,5
Ni	263	287,1	60,77	112,3	170,5	70,46	45,69	137,9	65,63	13,39	59,87
Cu	13,09	29,52	76,6	40,19	8,021	19,83	6,013	100,4	5,7	5,36	8,92
Zn	76,6	84,86	76,06	85,04	85,1	64,09	82,17	82,5	93,52	65,40	58,96
Rb	4,797	4,148	87,05	15,58	5,033	5,664	15,9	41,03	40,86	2,92	8,8
Sr	132	232,2	141,2	176	194,1	134,8	45,14	161,5	129,14	660,9	224,82
Y	13,63	20,28	12,29	16,67	12,49	12,91	9,407	9,71	12,94	18,58	11,98
Zr	86,96	103,1	108,7	104,8	57,67	93,41	59,15	85,85	49,12	79,72	52,44
Nb	6,01	7,079	7,7	7,106	5,089	4,309	3,069	4,297	2,7	4,18	2,68
Sn	1,471	1,507	1,377	1,832	1,373	1,333	1,267	1,244	0,74	1,63	0,75
Sb	0,4584	0,5179	0,09677	0,04484	0,08584	0,06898	0,05959	0,06827	0,23	0,51	0,62
Te	0,086	0,0105	0,00709	0,0112	0,01087	0,006411	0,01713	0,00691	0,1	0,1	0,05
Cs	0,1578	0,3792	7,541	0,352	0,05072	0,08314	0,1178	0,3527	0,54	0,12	0,21
Ba	53,85	58,44	840,2	201,3	130,5	96,45	153,1	1197	541,67	19,51	126,71
La	10,65	19,87	13,23	20,02	10,93	11,39	9,896	9,124	15,99	22,24	9,64
Ce	22,31	39,75	28,1	39,06	22,58	22,01	18,57	16,68	33,17	46,49	22,81
Pr	2,779	4,96	3,616	4,728	2,78	2,874	2,174	2,042	3,86	5,56	2,86
Nd	11,29	20,16	14,82	19,06	11,08	10,98	7,661	8,139	16,34	23,79	12,69
Sm	2,435	4,382	3,007	4,112	2,362	2,369	1,569	1,512	3	4,66	2,68
Eu	0,4968	1,1	0,8234	0,8815	0,5447	0,4332	0,3693	1,121	0,77	1,44	0,61
Gd	2,174	4,138	2,463	3,691	1,965	2,091	1,478	1,347	3,2	4,95	2,76
Tb	0,3423	0,6136	0,377	0,5537	0,3129	0,3325	0,2357	0,224	0,42	0,64	0,38
Dy	2,147	3,399	2,173	2,924	1,843	1,964	1,36	1,403	2,6	3,8	2,42
Ho	0,4061	0,687	0,3931	0,5503	0,3464	0,3869	0,2683	0,2998	0,51	0,7	0,47
Er	1,071	1,742	0,9864	1,417	0,9258	1,043	0,7541	0,8191	1,53	2,04	1,47
Tm	0,1436	0,2197	0,1441	0,1922	0,1377	0,1526	0,1244	0,1276	0,2	0,26	0,2
Yb	0,9638	1,311	0,9349	1,214	0,8293	1,079	0,8171	0,8964	1,39	1,73	1,34
Lu	0,1519	0,1888	0,1519	0,1926	0,1165	0,1761	0,1357	0,1461	0,16	0,22	0,16
Hf	1,972	2,439	2,354	2,252	1,475	2,314	1,55	1,967	2,8	4,78	2,9
Ta	0,3557	0,3972	0,4238	0,4003	0,2704	0,2472	0,1751	0,2314	0,44	0,69	0,41
Th	2,294	2,319	2,933	2,58	1,764	3,796	2,187	3,583	3,09	5,47	2,89
U		0,5441							0,6	1,23	0,55

Продолжение табл.

Структура	Эльмусская структура										
	Elm-7a	Elm-7б	Elm-8	Elm-9	Elm-11a	Elm-11б	Elm-11в	Elm-15	Elm-21	Elm-23	Elm-25
Порода	ЗЗП	ЦП	МАБ	МАБ	В	В	В	МАБ	ЛБАБ	ПАБ	ПАБ
SiO ₂	43,28	47,30	56,06	56,46	54,08	56,78	63,90	54,78	49,14	46,94	45,80
TiO ₂	0,63	0,50	0,50	0,59	0,52	0,50	0,60	0,91	0,91	0,85	0,84
Al ₂ O ₃	11,12	10,68	14,25	14,29	10,93	12,78	12,71	15,53	12,51	16,10	16,22
Fe ₂ O ₃	1,93	3,23	2,54	1,85	1,82	2,95	1,08	1,87	2,10	2,19	3,09
FeO	11,91	8,69	6,82	6,75	7,89	2,58	5,38	7,25	9,33	9,90	9,20
MnO	0,278	0,226	0,169	0,149	0,183	0,148	0,119	0,146	0,225	0,250	0,219
MgO	15,98	13,58	5,59	5,85	9,45	2,75	5,06	6,55	8,06	8,15	7,44
CaO	7,52	8,47	6,64	6,94	8,40	14,75	3,38	4,67	10,15	8,69	10,37
Na ₂ O	0,36	0,61	3,88	3,78	1,91	0,53	4,62	4,18	2,94	3,02	2,03
K ₂ O	0,29	0,61	0,41	0,58	0,99	0,54	0,73	1,11	0,18	0,22	0,77
H ₂ O	0,68	1,03	0,34	0,15	0,47	0,37	0,25	0,28	0,20	0,21	0,20
ппп	5,65	4,87	2,56	2,22	2,75	4,88	1,80	2,81	3,78	3,38	3,42

Окончание табл.

Структура Проба	Эльмусская структура										
	Elm-7a	Elm-7б	Elm-8	Elm-9	Elm-11a	Elm-11б	Elm-11в	Elm-15	Elm-21	Elm-23	Elm-25
Порода	ЗЗП	ЦП	МАБ	МАБ	В	В	В	МАБ	ЛБАБ	ПАБ	ПАБ
Сумма	99,77	99,89	99,90	99,78	99,50	99,71	99,79	99,93	99,61	99,99	99,68
Li	31,96	23,29	10,96	11,52	9,66	3,53	10,86	24,67	14,25	27,74	29,32
Be	0,37	0,49	0,53	0,67	0,73	0,49	0,63	0,62	0,3	0,3	0,4
Sc	29	24,5	24,54	27,48	28,12	27,34	29,19	26,27	36,1	39,68	41,1
V	179,39	183,43	168,47	190,99	179,27	197,91	162,23	173,07	250,31	294,55	281,27
Cr	801,69	698,89	166,01	157,61	820,89	789,29	878,49	173,45	286,77	300,69	339,73
Co	81,02	66,94	38,34	43,38	54,5	57,82	48,46	45,18	43,38	48,82	58,02
Ni	281,79	213,99	69,71	65,07	222,03	179,75	280,91	69,43	145,63	164,99	170,59
Cu	2,75	4,29	138,73	37,29	7,54	31,05	83,33	227,29	28,88	119,41	100,45
Zn	145,8	113,4	67,92	72,84	85	27,36	67,84	81,04	88,84	99,52	127,08
Rb	6,01	12,29	10,32	9,95	19,23	8,42	16,14	21,11	3,54	6,61	27,28
Sr	43,54	54,5	747,3	186,42	138,06	342,46	123,86	190,14	126,18	263,98	392,02
Y	8,46	9,66	13,79	13,23	6,99	9,66	9,07	12,06	15,7	18,52	17,49
Zr	13,58	19,73	44,52	44,64	30,46	23,09	43,88	46,28	14,97	17,24	14,01
Nb	2,04	1,57	2,8	2,8	2,05	1,86	2,01	3,08	1,5	1,53	1,39
Sn	<PO	0,45	1,04	0,8	0,58	1,17	<PO	0,72	0,43	0,7	0,67
Sb	0,62	0,56	0,66	0,76	0,92	2,63	1,08	0,64	2,97	4,12	2,32
Te	0,16	<PO	<PO	0,08	0,13	0,07	<PO	<PO	<PO	<PO	0,12
Cs	0,14	0,22	0,18	0,16	0,26	0,14	0,36	0,3	0,19	0,24	0,99
Ba	143,15	350,11	121,99	167,59	849,67	659,67	334,39	439,67	36,27	67,23	212,79
La	3,66	4,12	17,05	15,87	8,56	11,43	8,08	15,82	2,27	2,79	2,77
Ce	9,87	10,47	33,33	33,15	17,87	24,01	17,88	32,87	6,42	7,65	7,17
Pr	1,38	1,42	3,8	3,76	2,06	2,87	2,19	3,7	0,99	1,17	1,08
Nd	6,86	7,14	16,53	15,74	9,59	12,84	10,09	15,79	5,62	6,65	6,19
Sm	1,65	1,64	3,22	3,02	1,74	2,3	2,1	2,94	1,87	2,17	1,96
Eu	0,36	0,39	1,97	0,71	0,52	0,84	0,37	0,91	0,64	0,7	0,82
Gd	1,87	1,86	3,54	3,19	1,8	2,48	2,1	2,99	2,44	2,91	2,66
Tb	0,28	0,28	0,46	0,43	0,24	0,32	0,29	0,38	0,41	0,5	0,46
Dy	1,81	1,86	2,72	2,67	1,48	1,99	1,76	2,34	2,95	3,52	3,26
Ho	0,35	0,37	0,51	0,52	0,29	0,38	0,34	0,44	0,61	0,72	0,67
Er	1,01	1,14	1,5	1,58	0,9	1,18	1,01	1,35	1,82	2,24	2,09
Tm	0,12	0,14	0,19	0,21	0,12	0,16	0,14	0,18	0,26	0,3	0,29
Yb	0,78	0,93	1,28	1,39	0,84	1,11	0,92	1,26	1,86	2,13	2,06
Lu	0,09	0,11	0,16	0,18	0,1	0,14	0,11	0,15	0,25	0,29	0,28
Hf	1,24	1,47	2,65	2,66	1,95	1,77	2,33	2,73	1,3	1,36	1,26
Ta	0,3	0,23	0,42	0,43	0,28	0,27	0,28	0,43	0,24	0,26	0,23
Th	1,18	1,03	2,66	3,05	1,23	1,3	1,35	2,82	0,28	0,3	0,27
U	0,26	0,21	0,54	0,58	0,2	0,24	0,22	0,69	0,12	0,08	0,08

Примечание. АБ – андезибазальт; ПАБ – подушечный андезибазальт; ПфАБ – плагиофировый андезибазальт; ЛБАБ – лавобрекчия андезибазальта; МАБ – миндалекаменный андезибазальт; СБЛ – слабобрекчированная лава; В – вариолит; МВ – микровариолит; ЦП – центр подушки; ЗЗП – зона закалки подушки; КрМЛП – кровля массивного лавового потока.

В верхней части потока вариолитовые лавы имеют шарово-подушечную текстуру, внутри шаров находятся как единичные крупные кварцевые миндалины, так и скопления (пузыри) мелких миндалин. Для отдельных подушек характерны вариолитовые структуры, вариолы встречены в краевых зонах подушек, мелкие вариолы в результате коалесценции образуют крупные пятна и фрагменты в центральных частях подушек. В кровельной части поток сложен брекчированными мелковариолитовыми лавами со скоплениями миндалин в виде кварц-эпидотовых пузырей (MgO – 9,27–9,88%). Мощность потока 40 м.

Поток 2 (обн. 90, 91). На предыдущем потоке в виде отдельных наплывов, втеков массивной лавы фрагментарно сохраняется нижняя часть потока с зоной закалки в основании и массивными лавами андезибазальтов. В расчистках вскрыта верхняя часть потока в виде мелковариолитовых лав с брекчиевой текстурой. В кровле потока появляются шаровидные пузыристые лавы, фрагменты брекчиево-миндалекаменного строения, скопления миндалин в виде гнезд, пузырей (MgO – 9,07%). Мощность потока равна 24 м.

Поток 3 (обн. 91). Нижняя часть потока представлена серо-зелеными мелкозернистыми массивными андезибазальтами, белесыми на выветрелой поверхности. Выше в них появляются единичные вариолы, а затем и скопления вариолей. Верхняя часть потока сложена вариолитовыми лавами (MgO – 7,11%). Мощность потока составляет 32 м.

Поток 4 (обн. 145). Поток представлен среднезернистыми плагиофировыми андезибазальтами темно-зелеными, почти черными, на выветрелой поверхности видны порфиновые вкрапленники плагиоклаза таблитчатой формы. При приближении к кровле потока в нем появляется много кварцевых гороховидных миндалин, которые имеют овальные формы и размеры до 5–7 см, а также выявлены небольшие хлоритовые миндалины размером до 1–3 мм. Кровлю потока, мощностью 3,5–4 м, слагает пенная лава плагиофировых андезибазальтов, порода насыщена миндалинами, и большим количеством кристаллов плагиоклаза, что свидетельствует о высокой газонасыщенности андезитового расплава на момент излияния. Согласно морфологической характеристике,

наибольшей газонасыщенностью обладали мощные лавовые потоки (с мощностью более 20–25 м). Для потока характерно содержание MgO на уровне 4,08%. Мощность лавового потока составляет 34 м.

Поток 5 (обн. 146). В основании лавового потока представлены массивные мелкозернистые андезибазальты серо-зеленого цвета, с редкими мелкими миндалинами. Выше, в вертикальной расчистке, среди массивной, плотной породы встречаются полосы и линзы пористой миндалекаменной лавы со следами остаточных течений. На отдельных участках лавового потока, имеющего массивное строение, отмечаются крупные пузыри, шаровидной или эллипсоидальной формы, заполненные кварц-эпидотовым агрегатом и имеющие размер до 1 м в диаметре. К обособлениям ведут почти вертикальные узкие каналы (заполнены кварц-эпидотовым составом) с брекчированными стенками, образованные во время отделения газовой фазы из силикатного расплава («газовых выбросов») во время излияния на дневную поверхность (MgO – 4,44%). Мощность потока 20 м.

6 слой (обн. 146-4). Представлен агломератовым туфом андезибазальтового состава, содержит мелкие изометричные, реже округлые обломки размером до 3–5 см, массивных и миндалекаменных андезибазальтов в мелкодробленом цементе того же состава, иногда цемент и обломки сварены и напоминают лавобрекчию (MgO – 6,25%). Мощность 10 м.

Поток 7 (обн. 146-6). Лавовый поток имеет зону закалки в основании, в его подошве выявлены отдельные следы инъекции лав в нижележащие туфы. Выше в потоке появляются линзы, слои крупных кварцевых миндалин, которые затем сменяются зоной миндалекаменных андезибазальтов, насыщенных кварцевыми и хлоритовыми миндалинами «чечевицеобразной» формы, размером 1–3 см, и более крупными, до 5–10 см, кварцевыми миндалинами. В этой же зоне присутствуют единичные миндалины розового альбита. В целом для данного лавового потока характерно проявление эпидотизации – в виде формирования гнезд, пятен, полос. В кровле миндалекаменные андезибазальты переходят в пенистую, первично газонасыщенную лаву (MgO – 6,25%). Мощность потока 50 м.

Поток 8 (обн. 144-3). В подошве потока представлены тонкополосчатые лавы, в которых чередуются точечные миндалекаменные с массивными участками. Выше в потоке появляются крупные зональные кварцевые миндалины, слоистые, иногда с пустотами, по которым замерена кровля потока на ЮЗ, поток падает на ЮЗ-200° под углом 35°. В кровле потока миндалекаменные лавы переходят в пенистые. Мощность потока составляет 25 м.

Поток 9 (обн. 144-5). В основании потока сохранилась зона закалки, порода имеет массивный облик. В средней части потока присутствуют крупные зональные кварцевые миндалины и небольшие, мелкие (до 1 см) миндалины, выполненные зеленоватым и розовым кварцем. Кровля потока сложена пенистой лавой, мощность пенистой зоны составляет 3,5 м. Мощность потока 26 м.

Поток 10 (обн. 95-1, 2). Нижняя подошвенная часть лавового потока имеет мощность 7–10 м и сложена массивными андезибазальтами темно-серого до черного цвета. Далее, по направлению к кровле, в породе появляются рассеянные мелкие вариолы, которые иногда образуют нечеткие тонкие полосы. Выше видны крупные вариолы, порода приобретает вариолитовую текстуру, вариолы формируют в результате коалесценции крупные скопления, гнезда, пятна, отличающиеся от основной массы более светлой окраской. В вариолитовой зоне также присутствует большое количество миндалин, иногда в виде газовых пузырей или вертикальных газовых струй. В потоке доминирующее развитие имеют крупновариолитовые обособления, которые хорошо видны в крупных расчистках и прослеживаются на 100–120 м. В кровле потока породы имеют брекчированный облик и представлены лавобрекчией. Поток падает на Ю под углом 20°. Мощность лавового потока составляет 70 м.

Поток 11 (обн. 95-5, 6). В обнажениях вскрыты средняя и верхняя части потока массивных андезибазальтов. Лавы имеют массивные текстуры с редкими миндалинами и крупные пятна и прожилки кварц-эпидотового состава, брекчированы по зонам простиранием СЗ-330°, сменяются в кровле пенистой лавой. Мощность потока составляет 50 м.

Поток 12 (обн. 80). В нижней части потока вариолы сконцентрированы в отдельные тонкие полосы, мощностью около 10–20 см, чередующиеся с однородной массивной лавой. По направлению к кровле потока количество вариолей становится больше, они имеют большие размеры и формируют скопления в виде комковато-шаровой текстуры (рис. 6, ж). По всей видимой мощности диагностируются следы остаточного течения расплава. В кровле вариолитовые андезибазальты насыщаются разного размера миндалинами, выполненными кварцем и эпидотом. Мощность лавового потока составляет 60 м.

Поток 13 (обн. 102-3). Лавовый поток имеет четкий нижний контакт извилистой формы и зону закалки в основании, которая составляет 2–3 см. В подошве потока выявлен газовый гидротермальный прорыв, идущий из нижележащего потока, вертикальный газовый канал, заполненный мелкообломочной брекчией, в цементе широко представлен кварц – розоватого, буроватого оттенка. Выше, непосредственно в лавовом потоке, лавы приобретают массивное строение, при этом отмечается также повышенная газонасыщенность расплава, отраженная в большом количестве мелких миндалин, сгруппированных в виде пузырей и крупных обособлений – до 5–6 см. Кровля лавового потока представлена обычной пенистой лавой с мелкими круглыми и фигуристыми хлоритовыми и кварцевыми миндалинами (прослежена по простиранию на 40 м). Контакт с вышележащим потоком в обнажениях вскрыт, имеет четкий, неровный, извилистый характер, при этом зона закалки имеет мощность до 2 см и представлена выветрелой осветленной породой. Мощность потока равна 30 м.

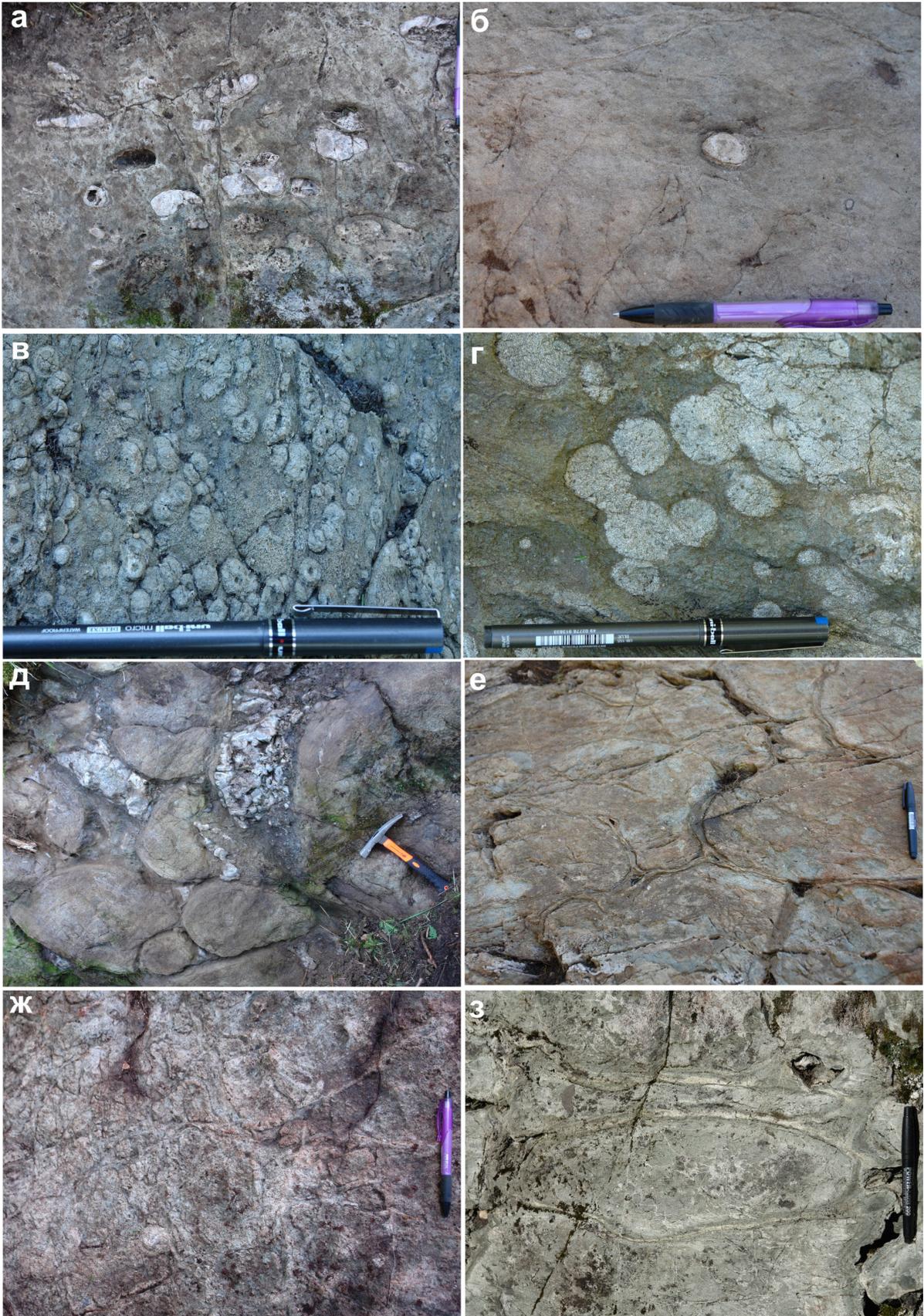


Рис. 6. Морфология породных литотипов Эльмусской структуры:

а, б – миндалекаменные структуры в кровле массивных лавовых потоков андезибазальтов; в, г – вариолитовая структура в лавовом потоке; д, е, з – подушечные лавы и характер межподушечного заполнения в различных потоках; ж – лавобрекчия

Поток 14 (обн. 102-9, 106-7). В нижней части потока лавы андезибазальтов имеют массивный, на отдельных участках брекчированный облик с тонкой флюидальностью (мощность «прослоев» варьирует от 1 до 3 мм), параллельной контакту потока. Выше в потоке появляются мелкие кварцевые, хлоритовые и редкие крупные, до 3–5 см, кварцевые миндалины. В кровле потока широко развита пенная лава, насыщенная миндалинами разнообразной формы и разных размеров, в основном кварцевого состава. Мощность потока составляет 60 м.

Поток 15 (обн. 93-3,4). В подошве потока наблюдается зона закалки, прослеженная в виде извилистого рельефа, затем в массивной породе появляется «тонкая штриховка» – флюидальность, хорошо заметная на выветрелой поверхности обнажения. Выше в разрезе лавового потока выявлены отдельные крупные кварцевые миндалины и их скопления, иногда они так густо насыщают породу, что лава становится похожей на кварцевый конгломерат. Кровлю потока слагает пенная лава. Кровля лавового потока прослежена на 100 м к северо-западу, мощность ее составляет 3,0–3,5 м, при суммарной мощности лавового потока 45 м.

Поток 16 (обн. 93-6). В основании лавового потока андезибазальты имеют темно-зеленый цвет, массивные мелкозернистые текстуры с редкими гороховидными миндалинами и матрацевидной отдельностью, в них наблюдаются «морщинистые» следы течения лавы, близкие по морфологии к лавовым языкам. В вертикальной стенке видна постепенная смена массивных пород миндалекаменными, на этом же уровне в лавовом потоке появляются линзы вариолитов, осветленных, в основном мелких глобул размером до 1–2 см. Форма миндалин чрезвычайно разнообразна, присутствуют обособления округлого, овального габитуса (рис. 6, а–б). По составу миндалины заполнены хлоритом, кварцем, розовым альбитом, встречаются слоистые кварцевые миндалины в гематитовой рубашке, отдельные миндалины имеют зональное строение и выполнены хлоритом, кварцем и альбитом. По слоистости в миндалинах определяется залегание лавового потока – кровля падает на юг под углом 20°. Участками в породе преобладают крупные миндалины розового альбита, размером 2–5 см. На этом уровне в лавовом потоке присутствуют крупные вариолы (заключенные в среднезернистый «цемент»), изредка на поверхности обнажения видны вкрапленники плагиоклаза. В кровле лавового потока облик породы пенный, на отдельных участках сменяется агглютинатами, автобрекчией, состоящей из угловатых обломков массивных и миндалекаменных лав, размером до 5–10 см, сцементированных лавовым цементом. В пенной лаве фрагментарно сохранились обломки автобрекчии. Мощность горизонта пенных лав варьирует от 3–4 м до 10 м. Данный лавовый поток является одним из уникальных в структуре, в связи с тем что имеет четкую внутреннюю дифференциацию, представленную чередовани-

ем зон массивного строения, крупновариолитовых и миндалекаменных участков, и кровельную зону пенной лавы и автобрекчии. Мощность потока составляет 42 м.

Поток 17 (обн. 108). Нижний контакт потока андезибазальтов прослеживается в виде зоны закалки по кровле подстилающего потока. В расчистках вскрыта средняя и верхняя часть потока. В средней части отмечаются скопления мелких и крупных миндалин, размером 3×7, 6×10 см, часть слоистых, по которым определяется кровля потока и падение на ЮЗ-210° под углом 30°. В кровельной части потока лавы брекчированы, насыщены миндалинами, местами наблюдается автобрекчия. Мощность потока 60 м.

Поток 18 (обн. 116-1, 2, 3, 4). Подушечные лавы вариолитовых андезибазальтов. Подушки имеют округлые, овальные, шаровые, матрацевидные формы и размеры от 0,5×1 м, 0,8×2 м до 3 м по длинной оси и идеальной формы шары 30×40 см (рис. 6, д–е, з). Упаковка шаров в лавовом потоке очень плотная, межподушечное пространство заполнено тонкодробленным (туфовым) андезибазальтовым материалом и гидротермальным кварцем. Подушки имеют зональное строение: в них выделяется зона закалки (мощностью до 1 см), далее следует оторочка из мелковариолитовой лавы, в ядре подушки порода имеет крупные кварцевые обособления и скопления вариолей в виде пятен, подчеркиваемых светлой окраской. Вариолиты широко развиты в центральной части шаров. Верхняя часть потока сложена мелкими подушками вариолитовых андезибазальтов, которые имеют высокую насыщенность миндалинами разного размера и постепенно переходят в пенную лаву с крупными газовыми пустотами (содержание MgO в потоке – 8,57%). Мощность потока составляет 38 м.

Поток 19 (обн. 116-5, 6). Лавовый поток представлен вариолитовыми андезибазальтами – темно-серыми, зеленовато-серыми массивными породами с рассеянными миндалинами кварцевого, кварц-хлоритового состава и округлыми вариолями, размером до 0,5–3 см в диаметре (рис. 6, в–г). В них также наблюдаются следы течения расплава – полосы, линзы мелких вариолей, вытянутые параллельно кровле потока, чередующиеся с массивной лавой. В кровельной части потока выявлено скопление разного размера миндалин в виде пузырей, газовых пустот, насыщающих мелковариолитовую лаву и преобразующих ее в пенную кровлю (MgO – 9,68%). Мощность потока равна 25 м.

Поток 20 (обн. 116-7, 8). С непосредственным контактом на кровле предыдущего потока залегают массивные мелкозернистые в подошве и среднезернистые в центральной части андезибазальты, по видимой кристаллической структуре центр потока напоминает мелкозернистое габбро. В потоке наблюдается вертикальная столбчатая и горизонтальная пластовая отдельность. Мощность потока составляет 40 м.

Далее по условиям обнаженности разрез продолжить невозможно.

В тектоническом плане образования сумия Эльмусской структуры деформированы неравномерно. В западном блоке наблюдается моноклиналиное пологое залегание с углами падения 20–30° и падением в южных румбах, в восточном блоке при плохой обнаженности в локальных выходах сохранились обрывки северо-западных брахиморфных складок с субгоризонтальным шарниром <5°, падающим на юг, и углами падения крыльев 40–50°. Общая мощность описанного нами разреза составляет для выявленных 20 потоков 782 м.

Взаимоотношение сумийского, лопийского и сариолийского комплексов

Ввиду дискуссии о стратиграфическом положении сумийского и сариолийского комплексов в Центральной Карелии нами изучались контакты сариолия с подстилающими породами сумия и лопия (рис. 7).

Койкарская структура. Примером классического контакта является взаимоотношение сариолийской ассоциации с лопийским комплексом в северной части Койкарской структуры, в 0,8 км к северу от оз. Каллиеволампи. На данном участке сариолийские образования залегают на лопийских породах питкилампинской (коматиит-базальтовая ассоциация) и кивилампинской (БАДР-серия, осадки) свит. Контакт простирается в широтном направлении.

Темно-зеленые массивные коматииты с резким контактом сменяются коричневатобурными элювиальными глыбовыми брекчиями коматиитов, с размерами глыб до 2 м, плотноупакованными, с матриксом мелкодробленого коматиитового материала. Брекчии представляют собой нижнюю часть коры физического выветривания, не перемещенную и сохранившуюся на месте. Мощность слоя элювиальных брекчий составляет 5 м, они перекрываются слоем мелкогалечного конгломерата темно-зеленого, с коматиитовой кластикой, редкими гальками дацитов и молочно-белого кварца в матриксе, представленном мелкозернистой грауваккой. В слое мелкогалечного конгломерата отмечен прослой среднезернистой граувакки, мощность 0,2–0,3 м, с редкими гальчками кварца, коматиита, общая мощность слоя составляет 2,5–3 м. Выше залегает слой валунных конгломератов, с преобладанием кластики андезибазальтового состава (сумий): миндалекаменных, вариолитовых, плагиофиловых, массивных, размером до 0,3×0,5 м, в цементе темно-зеленой граувакки. Мощность слоя не превышает 3,5–4 м (рис. 7).

Типичный разрез по восточному борту сариолийского комплекса в Койкарской структуре представлен на колонке (рис. 7). С непосредственным контактом на андезибазальты налегает слой гравелитов с редкими мелкими гальками кислых и основных пород в переслаивании с темно-зелеными граувакками, мощность слоев 5–10 см (общая мощность слоя составляет 0,6–0,8 м). Выше следуют галечно-валунные конгломераты, содержащие валуны гранита, базальта, гальки кремнистых пород, микроклиновых

гранитов в базальном цементе темно-зеленой граувакки (мощность слоя 30–40 м). Полимиктовые конгломераты сменяются слоем среднезернистой граувакки, мощность около 15 м, с псаммитовой структурой и слоем аркоз мощностью 4 м. Выше разрез наращивается галечными полимиктовыми конгломератами с редкими валунами гранитов в граувакковом цементе. В кластике преобладает галька андезибазальта, встречен единичный валун слоистой кремнистой лопийской породы. Далее в разрезе представлены полимиктовые валунные конгломераты, с преобладанием валунов красных микроклиновых среднезернистых гранитов.

Эльмусская структура. В данной структуре сариолийские полимиктовые конгломераты непосредственно контактируют с сумийскими и лопийскими образованиями. В северной части структуры на лопийских силицитах залегают глыбово-валунные конгломераты, в которых преобладают глыбы красных силицитов (афанитовых, тонкослоистых, плейчатых), обломки дацитов (порфирированных или афировых), валуны гранитов (средне- и крупнозернистых), хорошо окатанные валуны гранитоидов, гальки массивных плагиофиловых андезибазальтов. Цемент конгломератов мелкообломочный, местами граувакковый, в нем присутствуют слои галечных конгломератов с гальками кремнистых пород и микроклиновых гранитов. В разрезе на ручье Эльмус М. А. Елисеевым установлена кора физического выветривания на лопийских риолитах, сменяемая выше элювиальной брекчией, мощностью 0,5–2 м, состоящей из мелких щебнистых обломков, продуктов разрушения риолитов. Брекчия перекрывается грубообломочным конгломератом, в котором, наряду с крупными угловатыми глыбами (0,5–1,5 м) и обломками кислых пород, присутствуют хорошо окатанные валуны и гальки гранитов, базальтов и мандельштейнов, сланцев и др. Общая мощность нижней пачки конгломератов от элювиальных брекчий до мощной пачки ритмично-слоистых песчаников – 100 м. Основное поле сариолийских конгломератов в Эльмусской структуре приурочено к западному берегу оз. Каллиеволампи и району д. Святнаволок.

Обобщая литологическую характеристику сариолийской осадочной последовательности Койкарско-Эльмусской площади, можно сделать следующие выводы:

1. Непосредственно на коре физического выветривания лопийских вулканитов залегают гравелиты, граувакки и мелкогалечные конгломераты с граувакковым темно-зеленым матриксом, мощностью 0,5–1,5 м, образовавшиеся за счет размыва и переотложения продуктов выветривания подстилающих коматиитовых вулканитов. В этих осадках отмечаются прямые и обратные ритмы, мощностью 0,2–0,3 м, фиксирующие колебания в морском бассейне. В единичном случае контакт проходил по ксенотуфу, где кластика попадала в лаву, образовывались лавовые пленки и засыпка шла горячим туфом с образованием миндалинов в цементе.

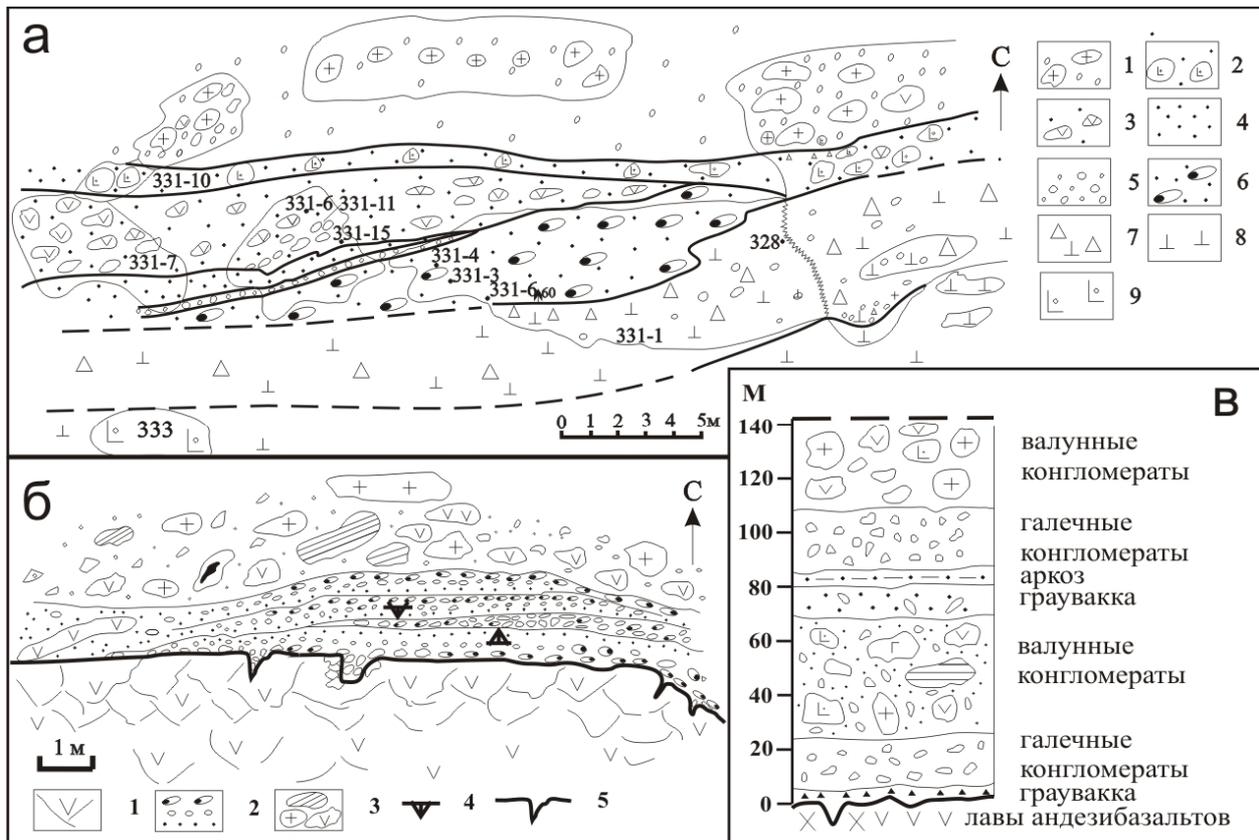


Рис. 7. Характер типовых контактов лопийского, сумийского и сариолийского комплексов в пределах Койкарско-Эльмусской площади:

а – контакт лопийских и сариолийских образований в северной части Койкарской структуры (обн. 331). Сариолий: 1 – полимиктовые валунные конгломераты, преобладают валуны гранитов, цемент аркозовый, мелкогалечный; 2 – полимиктовый валунный конгломерат, светло-серый, преобладают валуны и гальки дацитов, цемент аркозовый; 3 – валунно-галечный конгломерат с преобладающими валунами сумийских андезибазальтов, цемент граувакковый; 4 – прослой мафитовой мелкозернистой граувакки в конгломерате; 5 – слой граувакки с единичными гальками дацитов, базальтов, кварца; 6 – полимиктовые галечные конгломераты, с преобладанием галек лопийских базальтов, дацитов, с редкими валунами плагиогранитов, цемент – граувакка; 7 – крупноглыбовые брекчии перидотитовых коматиитов, плотноупакованные, обохренные, участками мелкообломочные. Лопий: 8 – перидотитовые коматииты, расланцованные, с жилками талька и гематита, обохренные; 9 – дайка риолитов с флюидальностью и брекчированием;

б – контакт сумийских андезибазальтов и сариолийских грубообломочных пород (деталь обн. 280). 1 – сумийские андезибазальты брекчированные; 2 – галечные конгломераты и гравелиты; 3 – валунные конгломераты с глыбами гранитов, сумийских андезибазальтов, лопийских дацитов в цементе мелкогалечного конгломерата; 4 – направление ритмов; 5 – контакт со следами размыва;

в – стратиграфическая колонка породной последовательности в области контакта сумийских лав и сариолийских конгломератов в точном обрамлении Койкарской структуры (обн. 374–375)

2. Для сариолийских отложений характерна крайне неустойчивая седиментация по латерали. В северной части на элювиальные брекчии коматиитов налегает слой валунных конгломератов с разнообразной кластической подстилающих сумийских андезибазальтов (миндалекаменных, вариолитовых) в матриксе граувакки, мощностью 5–6 м, окатанных, плотноупакованных, сменяемых слоем валунных конгломератов с дацитовой кластикой, окатанной и остроугольной, мощностью 2,5 м. Образовались за счет размыва местных локальных поднятий. Далее к востоку на осадки сариолия налегают глыбовые коллювиальные конгломераты, с преобладанием гранитного материала, окатанные и угловатые, без сортировки, с аркозовым цементом, представляющие собой продукты обрушения сбросо-сдвиговых уступов.

При прослеживании вкостр простираения среди грубых конгломератов появляются перемытые и пе-

реотложенные линзы, слои, пачки мелкогалечных, галечно-валунных конгломератов, песчаные слои, среднезернистые, массивные, неяснослоистые. Мощность 15–20 м. Появление мощных горизонтов песчаников свидетельствует о затухании тектонической активности в бассейне, проявлении трансгрессии и спокойном гидродинамическом режиме.

3. Сариолийские отложения формируются в условиях рифтогенных грабенов активных континентальных окраин (несогласных поздних бассейнов пулл-апарт типа).

История развития сариолийского седиментационного бассейна связана с активноокраинной системой сбросовых грабенов и разделяющих их поднятий, обусловившей образование мощных толщ грубообломочных осадочных пород с линзами и слоями песчаников, принадлежащих к семейству молассоидных формаций.

В связи с тем что основной акцент сделан в работе на литогеохимической характеристике сумийского комплекса Койкарско-Эльмусской площади, перейдем к ее рассмотрению.

Методы исследования

Для геохимического исследования сумийского комплекса Койкарской и Эльмусской структур нами к уже имеющимся пробам были дополнительно отобраны 25 образцов различных фациальных разновидностей слабометаморфизованных вулканитов. После петрографического изучения из выборки исключались пробы горных пород, подвергнутые аномально высокой метаморфической, метасоматической проработке, что выражалось в повышенной амфиболитизации отдельных образцов из зон рассланцевания, а также в эпидотизации, карбонатизации и окварцевании. Геохимический анализ проб, включавший определение петрогенных и малых элементов, проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) методами мокрой химии (петрогенные элементы). Содержания малых и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES-2 фирмы Terhmo scientific.

Геохимическая характеристика ассоциации

Геохимическая характеристика вулканитов сумийского возраста (и Койкарской и Эльмусской структур в частности) имеет ряд уникальных особенностей, среди которых могут быть выделены следующие: высокие содержания MgO (в интервале от 4,5 до 10,3 мас. % при средних значениях $5,59 \pm 1,53$ мас. %), высокие концентрации Sr (от 33 до 890 ppm), Ni (от 73 до 259 ppm) в сочетании с повышенным SiO₂ (в интервале от 53,2 до 58,2 мас. % при средних концентрациях $55,08 \pm 1,36$ мас. %) и очень низким средним уровнем содержания TPЗЭ (Tm – 0,24; Yb – 1,40; Lu – 0,20), близким к наблюдаемому в адакитовых расплавах.

Судя по концентрации SiO₂, вулканиты сумийской ассоциации Семченской структуры принадлежат к ряду базальтов – андезибазальтов – андезитов с нормальной щелочностью (Na₂O + K₂O = 3–6 мас. %), при этом лишь несколько проб имеют повышенные (до 7 мас. %) суммарные значения. По содержанию K₂O сумийские андезибазальты принадлежат к умеренно- и высококалиевым разновидностям (рис. 8, а–б).

При сопоставлении сумийских разрезов по концентрации петрогенных элементов отмечается их слабодифференцированная природа. Так, средние содержания SiO₂ составляют в Койкарской структуре – $56,26 \pm 2,15$ мас. %, Семченской – $55,08 \pm 1,36$ мас. %; Красная речка – $53,56 \pm 2,34$ мас. %, Кумсинская структура – $55,20 \pm 3,18$ мас. %, TiO₂ – Койкары – $0,83 \pm 0,21$ мас. %, Семчь – $0,86 \pm 0,22$ мас. %; Красная речка – $0,86 \pm 0,19$ мас. %, Кумсинская структура –

$0,82 \pm 0,24$ мас. %, MgO – Койкары – $6,21 \pm 2,42$ мас. %, Семчь – $5,59 \pm 1,53$ мас. %, Красная речка – $5,59 \pm 0,99$ мас. %, Кумсинская структура – $5,67 \pm 1,87$ мас. %, при максимальных концентрациях до 9,55–10,33 мас. %. Базальтовые (<53 мас. % SiO₂) литотипы в разрезе присутствуют в Эльмусской, Краснореченской и Кумсинской структурах (Светов и др., 2004), в остальных случаях ассоциация представлена андезибазальтами – андезитами.

Геологическая литогеохимическая характеристика разрезов показала возможность выделения отдельных фаз излияний. Так, для Койкарской, Семченской структур фазы геохимически трассируются по содержанию TiO₂, MgO: 1 фаза – TiO₂ – 1,13–1,18 мас. %, MgO – 5,14–4,94 мас. %; 2 фаза – TiO₂ – 0,81–1,10 мас. %, MgO – 10,33–4,44 мас. %; 3 фаза – TiO₂ – 0,86–1,09 мас. %, MgO – 9,07–4,49 мас. %; 4 фаза – TiO₂ – 0,62–0,73 мас. %, MgO – 6,56–4,81 мас. %.

Отношение CaO/Al₂O₃ для вулканитов Койкарской и Эльмусской структур <0,6, Al₂O₃/TiO₂ = 12–24.

Нами изучена геохимическая характеристика вариолитовых лав Койкарской структуры. Содержания петрогенных элементов в глобулах варьируют в следующих пределах (мас. %, микронзондовый анализ): SiO₂ – 63,2–65,3, TiO₂ – 1,1–1,2, Al₂O₃ – 18,2–19,1, FeO* – 1,7–2,2, MgO – 0,6–0,9, CaO – 1,5–3,1, Na₂O – 9,1–11,1, K₂O – 0,8–1,4; для матрикса получены следующие значения: SiO₂ – 55,5–58,2, TiO₂ – 0,9–1,2, Al₂O₃ – 11,8–14,9, FeO* – 11,0–14,8, MgO – 4,6–5,6, CaO – 2,4–6,6, Na₂O – 4,1–5,6, K₂O – 1,2–4,7. Таким образом, несмешивающиеся фазы (матрикс и глобулы) имеют контрастный состав и могут быть образованы в ходе ликвационного фракционирования, что требует дополнительного изучения.

Диаграммы Харкера, построенные по петрогенным элементам, показывают корреляционные связи TiO₂, FeO*, MgO, CaO с SiO₂ (рис. 9), при этом тренды сумийского ансамбля достаточно близки к наблюдаемым в субдукционных комплексах.

Соотношение щелочей для сумийских вулканитов составляет K₂O/NaO < 0,5 (Койкары $0,22 \pm 0,19$), что близко вулканитам активных континентальных окраин (K₂O/NaO = 0,2–0,4) и окраинно-плитных вулканических дуг (K₂O/NaO = 0,5). Ti/Zr отношение в сумийских андезибазальтах равно $54,74 \pm 6,94$, Zr/Y = $5,39 \pm 1,21$, Hf/Th = $0,69 \pm 0,15$, что также соответствует вулканитам активных континентальных окраин (Ti/Zr = 49–65, Zr/Y = 5–8, Hf/Th = $0,99 \pm 0,26$) и значительно отличается от прочих серий, в том числе бонинитовой (Ti/Zr = 70–110, Zr/Y = 0,9–1,9, Hf/Th > 3).

Таким образом, геохимические данные показывают наличие субдукционной компоненты в высокомагнезиальных сумийских вулканитах Центральной Карелии.

Соотношение стабильно высокой магнезиальности с выдержанной кремнекислотностью в андезибазальтах, отмечаемое во всех сумийских комплексах Центральной Карелии, хорошо коррелирует с байяитовыми сериями (сумийские андезибазальты – MgO –

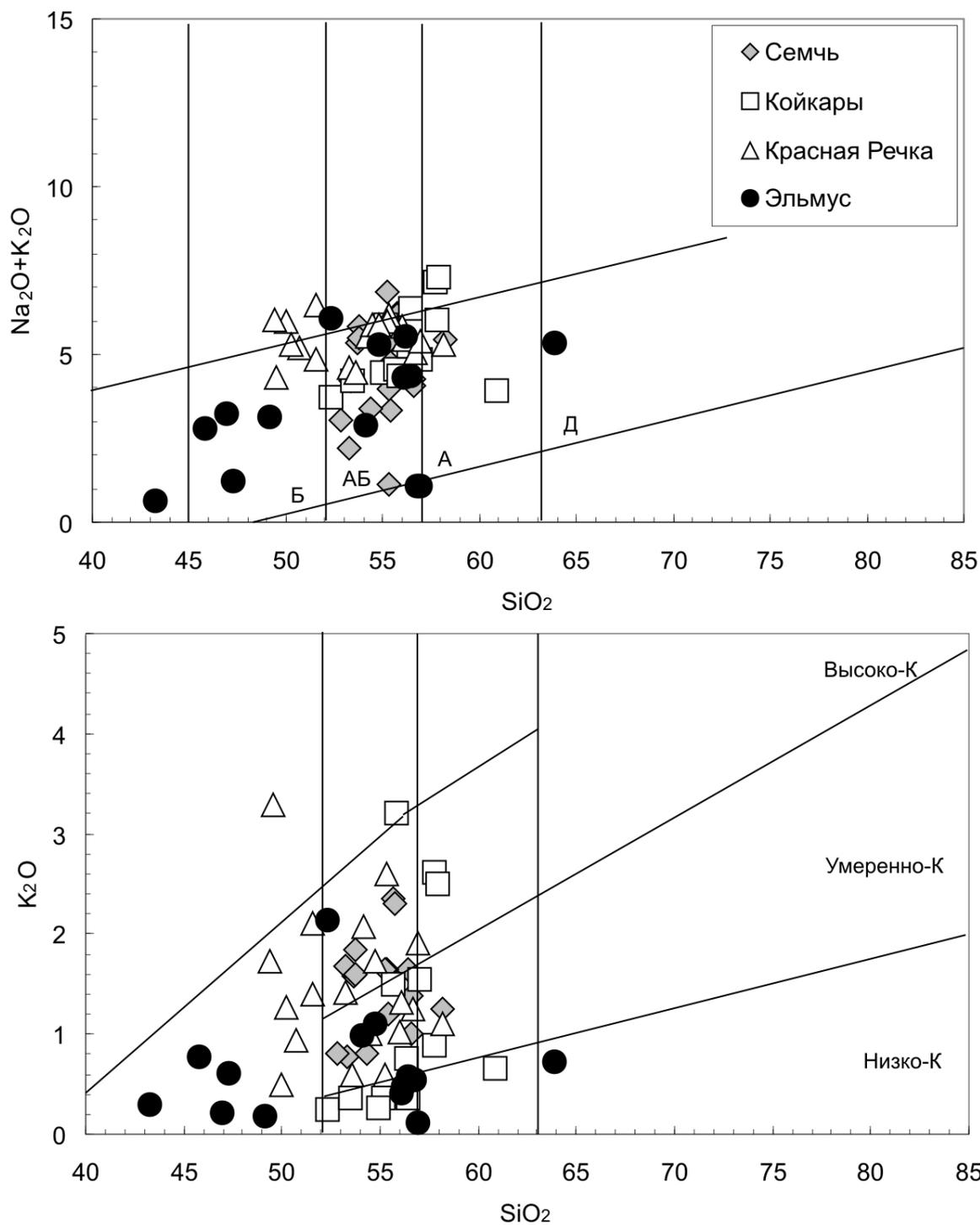


Рис. 8. Бинарные классификационные диаграммы в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для сумийского комплекса Койкарской и Эльмусской структур в сопоставлении с сумийскими породными литотипами Семченской и Краснореченской структур (Светов и др., 2004)

от 4,5 до 10,3 мас. %, средние значения $5,59 \pm 1,53$ мас. % при SiO_2 от 53,2 до 58,2 мас. % и средних концентрациях $55,08 \pm 1,36$ мас. %; байяиты – MgO – от 4,9 до 10,0 мас. %, при SiO_2 50–58 мас. %). При этом важным является и параметр $\text{Mg}\#$, который в сумийских андезибазальтах варьирует от 47 до 64, в то время как в байяитах он находится на уровне 50–67, что вполне сопоставимо.

Совместимые транзитные элементы в андезибазальтах, такие как Ni , Cr , показывают строгую корреляцию с MgO и $\text{Mg}\#$. Для них максимальные концентрации составляют: по Cr 894 ppm в Семченской структуре (при интервале концентраций от 33 до 894 ppm), 1005 ppm в Койкарской (при интервале от 73 до 1005 ppm). Для байяитов и фанерозойских магнезиальных андезитов характерными являются более

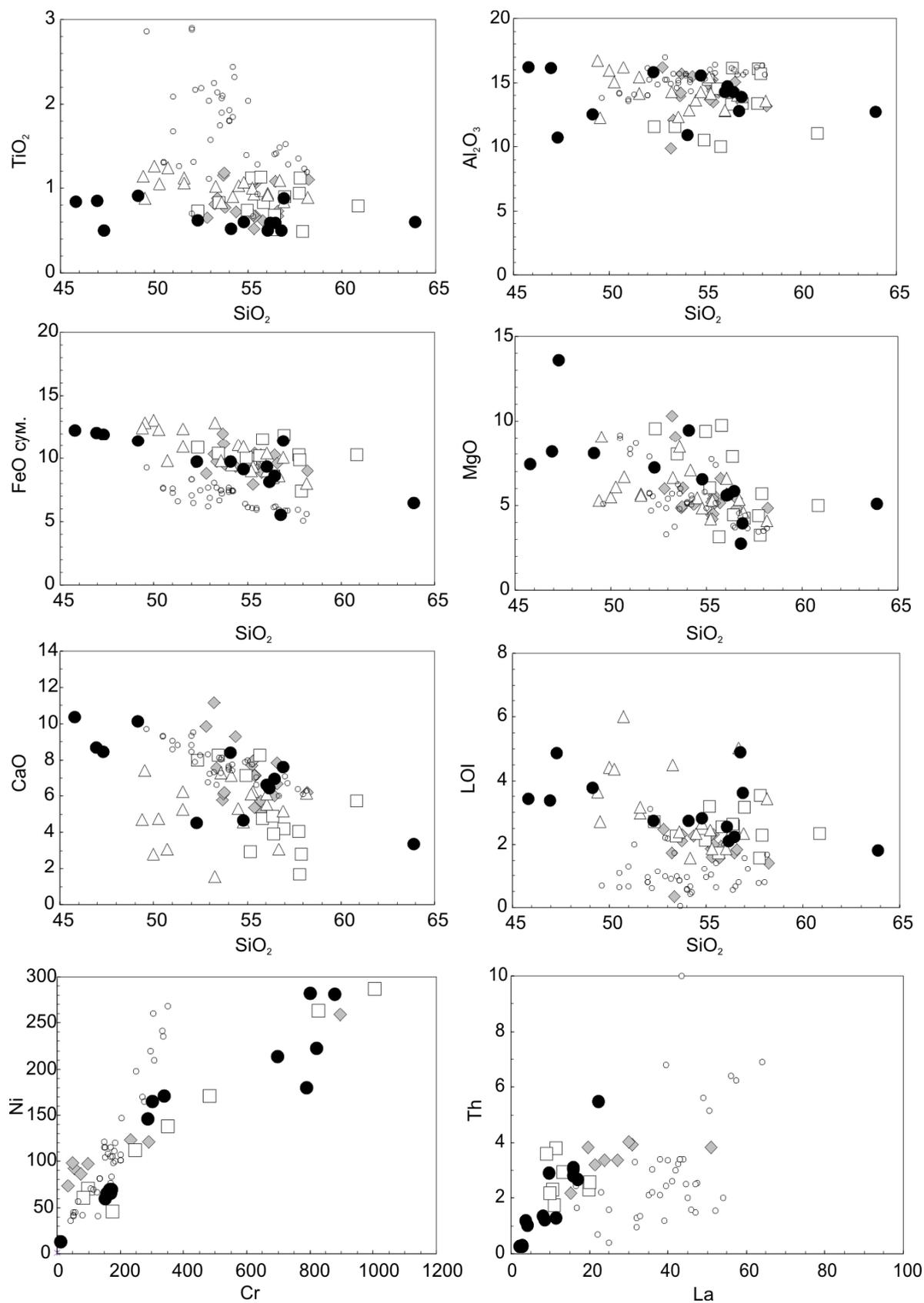


Рис. 9. Вариационные диаграммы SiO_2 – петрогенные элементы (мас. %), Cr – Ni и La – Th (ppm) для сумейского комплекса Койкарской и Эльмусской структур в сопоставлении с сумейскими породными литотипами Семченской и Краснореченской структур (Светов и др., 2004)

Усл. обозн. см. на рис. 8; о – высокомагнезиальные фанерозойские андезиты района Бая, Калифорния (по базе данных GeoRock)

низкие содержания (Ni до 268, Cr до 350 ppm) (Yogodzinski et al., 1995; Calmus et al., 2003). Также современные байяитовые серии характеризуются высокими содержаниями Sr (от 700 до 3000 ppm) и Ba (от 600 до 2000 ppm). В сумийских высокомагнезиальных андезибазальтах концентрации этих элементов находятся чаще всего в нижней части названного интервала (Семчь: Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm; Койкары: Sr – 130–230 ppm, Ba – 58–1197 ppm), что и отражается на более высоком Rb/Sr отношении, варьирующем от 0,01 до 0,2 (в классических байяитах около 0,01).

На спайдерграммах сумийских вулканитов, нормированных по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (рис. 10), присутствуют характерные минимумы (обеднение пород высокозарядными некогерентными элементами, такими как Nb, Ti, относительно концентраций крупноионных элементов), что является важным геохимическим маркером субдукционной компоненты, кроме того, спектры имеют очень низкие содержания TPЗЭ, что свойственно как байяитам, так и адакитам.

Большинство проб сумийских андезибазальтов на спайдерграммах имеют подобные спектры (пробы Койкарской (рис. 10, а) и часть проб Эльмусской структуры (рис. 10, б, серия проб – 7а, 7б, 21, 23, 25)), характеризующиеся обогащенным содержанием Rb, Ba и LREE элементов. Вместе с тем серия проб из лавовых потоков Эльмусской структуры имеет контрастную химическую характеристику, проявленную в более низком содержании LREE, незначительном обогащении Rb, Ba, отсутствии Nb и Ti минимумов и наличии отрицательной аномалии по Zr. Важно подчеркнуть, что данный геохимический тип андезитов находится в тесном переслаивании с LREE обогащенными разностями, что может свидетельствовать об участии в вулканизме нескольких типов первичных расплавов. Полученные нами геохимические данные показывают, что в андезитовых комплексах сумийского возраста существует геохимическая гетерогенность (связанная, возможно, с контрастными источниками первичных расплавов) и отмечается связь с субдукционными процессами.

Условия формирования сумийско-сарнилийского комплекса

Формирование сумийского андезибазальтового комплекса в Центральной Карелии происходило на уже сформированном архейском основании, его фундаментом выступают мезо-неоархейские породные ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, представленные породами коматиит-базальтовой, андезитовой серий и ассоциирующими с ними гранитоидами различного возраста и состава (Чекулаев и др., 1997; Светов, 2005, 2009). Данный породный ансамбль формировался в результате эволюции долгоживущей конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, начиная с

3,05 млрд лет и до 2,68 млрд лет, развивающейся в режиме пологой субдукции. В этом временном интервале в конвергентной системе меняются геодинамические режимы, от стадии заложения островодужной системы, раскрытия задугового бассейна и последующего аккреционно-коллизийного этапа. К временному рубежу 2,76–2,68 млрд лет завершилось развитие конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, в ходе чего произошло формирование мощной консолидированной континентальной коры, соединяющей в себе реликты мезо-неоархейских стратотектонических ассоциаций (террейнов). Дальнейшая эволюция территории происходит в транспрессионно-транстензионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик территории. Маркерами вулканической активности на данном этапе является появление в разрезах кислого пирокластического материала и широкое развитие интрузивных комплексов субщелочного и известково-щелочного ряда в интервале 2,72–2,70–2,65 млрд лет. Осадочные парагенезы (типа тимискаминг), формирующиеся в бассейнах пулл-апарт типа, характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматиит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциации) вулканитам. Данный этап формирования Карельского кратона укладывается в интервал 300–400 млн лет и фактически завершается присоединением Карельской гранит-зеленокаменной области к краевой части Пангеи-0 (Хаин, Божко, 1988).

Таким образом, к границе архей – палеопротерозой был окончательно сформирован фундамент центральной части Карельского кратона. Магматическая реактивизация территории возобновилась на рубеже 2,5–2,45 млрд лет. Изучение гранитоидов основания Северо-Онежского синклиория показало, что породы содержат отдельные генерации цирконов (с датировками 2547 ± 26 млн лет, 2525 ± 52 млн лет, 2453 ± 13 млн лет) (Онежская..., 2011), что может быть следствием интенсивной метасоматической переработки пород на стадии инициализации сумийского вулканизма. Можно предположить, что в это время территория испытывала подъем и интенсивную эрозию, на отдельных участках формировались коры химического выветривания (Коросов, 1991). Причиной сводового поднятия территории возможно явилось зарождение мантийного плюма «Виндибелт» (Куликов и др., 2005). Поступление из мантии большого объема высокомагнезиального горячего вещества сопровождалось вертикальным поднятием расплавов в прикорковую область над головной частью плюма, однако быстрому внедрению плюмового материала в кору препятствовал погребенный океанический слэб,

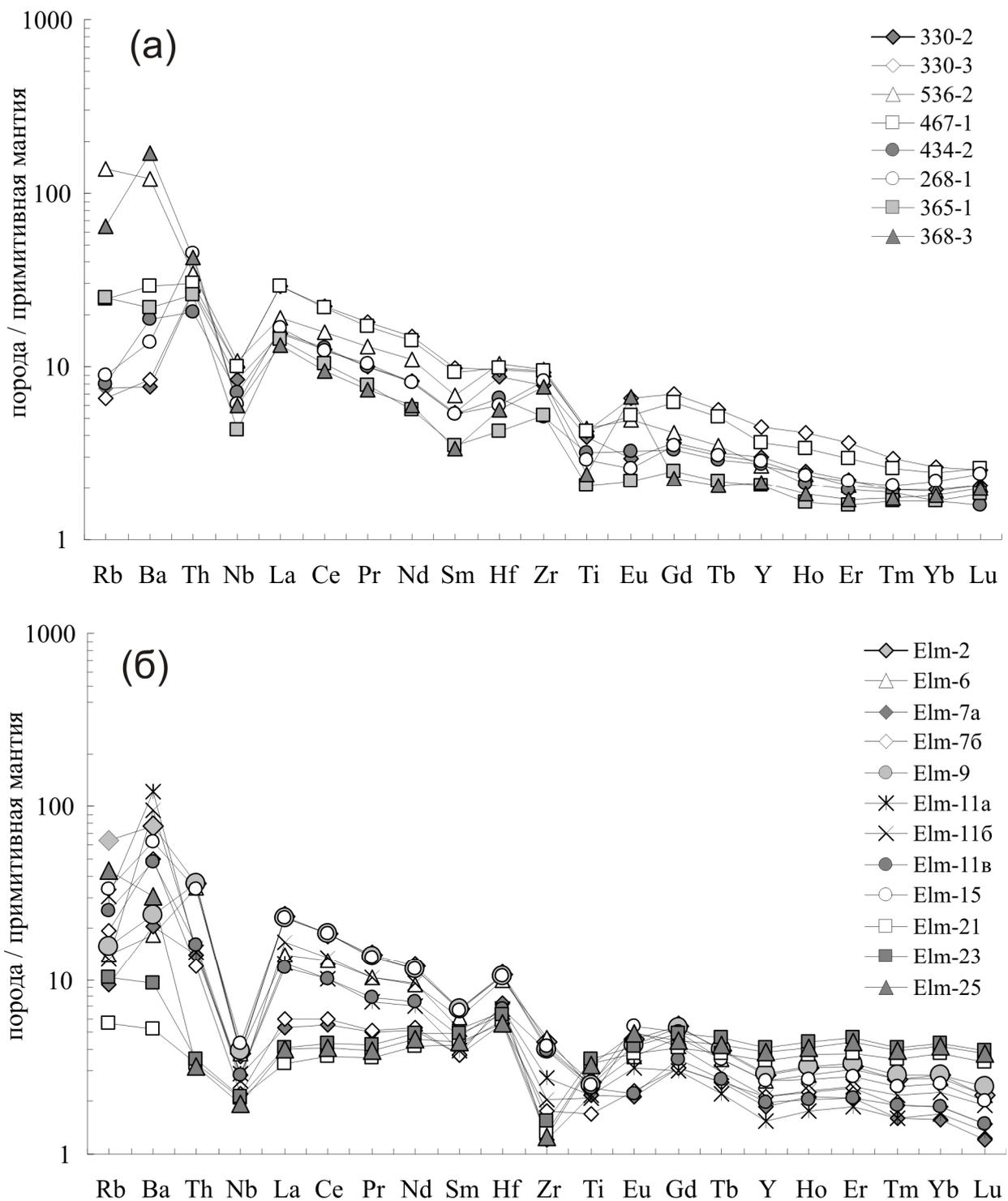


Рис. 10. Распределение редких и редкоземельных элементов в сумийских вулканитах Койкарской (а) и Эльмуесской (б) структур. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

сформированный в архее и подстилающий в палеопротерозое основание нижней континентальной коры (Светов, 2005). Фрагмент слэба мог служить барьером для вертикального распространения плюмового материала, распределяя материал латерально и делая невозможной коровую контаминацию.

Палеопротерозойская эра является определяющей в формировании породных комплексов Центральной Ка-

релии. На раннем этапе ее развития (2,50–2,40 млрд лет) происходило становление вулканогенно-осадочной ассоциации андезибазальтов. Полученные нами геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов не может объясняться исключительно моделями континентального рифтогенеза, по многим геохимическим параметрам четко маркируется субдукционная составляющая.

Подобные выводы были получены также при детальном петрологическом изучении сумийских ассоциаций Северной Карелии, в пределах Шомбозерской и Лехтинской структур. Для мафитовых комплексов (вулканиты + габброиды) Шомбозерской структуры получена изохрона по циркону – 2423 ± 23 млн лет (Злобин, Богина, 2010), при этом изучаемые породы также наследуют субдукционную компоненту, выраженную в высоких содержаниях LREE и отрицательных аномалиях по Nb, Ti, что позволяет предполагать формирование андезитов, андезибазальтов в рифтогенном режиме при дифференциации мантийных магм, переработанных в результате более раннего субдукционного события (Злобин, Богина, 2010).

Единственным, на наш взгляд, объяснением уникальной геохимической природы сумийских расплавов (сочетающих субдукционную компоненту и внутриплатформенный режим формирования) может стать модель, по которой палеопротерозойский рифтогенез был инициирован активизацией плюмового магматизма (плюм «Виндибелт») в регионе на рубеже 2,5–2,45 млрд лет, при этом в ходе подъема мантийного плюма в процессы плавления вовлекались погруженные под континентальной литосферой фрагменты архейских слэбов (не переработанные субдуцированные части мезоархейской океанической коры с возрастом 3,05–3,0 млрд лет), что при их плавлении в режиме рифтогенного растяжения позволило получить расплавы с геохимической характеристикой, близкой к субдукционным магматическим комплексам неархейского (2,85 млрд лет) возраста.

Подтверждением данной модели может являться химическая систематика пород по флюид-мобильным элементам (FME). Для изучаемых сумийских ассоциаций концентрация FME достаточно низка: Ве 0,5–1,7 ppm, As < 0,02 ppm, Li 0,8–2,4 ppm, при вариации Ве/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15 (Kamber et al., 2002)), что свидетельствует о ранней дегидратации погребенного океанического слэба.

Дальнейшее развитие Онежской структуры происходило в сариолийское время (2,4–2,3 млрд лет), в

данном интервале завершается процесс поднятия Карельского массива, происходят транспрессионно-транстенсионные деформации, вызывающие разрушение территории и приводящие к формированию молассоидных бассейнов пулл-апарт типа. Терригенные образования сменяются предъятулийскими корами химического выветривания. Магматические образования в этот период не характерны, за исключением отдельных рифтов.

Таким образом, конвергентные события в архее и последующий в палеопротерозое плюмовый магматизм во внутриконтинентальном режиме стали причиной формирования мощных высокомагнезиальных андезибазальтовых комплексов Центральной Карелии.

Выводы

Подводя некоторый итог новому этапу изучения высокомагнезиальных андезибазальтовых комплексов Центральной Карелии, можно сделать ряд выводов:

- существующие к настоящему времени геохронологические данные позволяют предполагать, что обширная палеопротерозойская провинция высокомагнезиальных андезибазальтов сформировалась в пределах Карельского кратона в интервале 2,55–2,40 млрд лет, однако прецизионное датирование данных разрезов только проводится;

- геохимическая характеристика андезибазальтовых ассоциаций Центральной Карелии имеет ряд уникальных особенностей: высокое содержание MgO 4,5–10,3 мас. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm в сочетании с повышенным SiO₂ 53,2–58,2 мас. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0,24 ppm; Yb – 1,40 ppm; Lu – 0,20 ppm);

- вариации петрогенетически значимых отношений редких и редкоземельных элементов с большей вероятностью отражают участие в магмогенезе гетерогенных магматических источников и взаимодействие полученных расплавов с продуктами плавления мафического слэба.

ЛИТЕРАТУРА

Злобин В. Л., Богина М. М. Палеопротерозойский (сумийский) бимодальный магматизм Шомбинской структуры, Северная Карелия // XI Всерос. петрографич. совещ.: Тез. докл. Т. 1. 2010. С. 255–256.

Кадик А. А., Максимов А. П., Иванов Б. В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М., 1986. 158 с.

Коросов В. И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991. 118 с.

Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В. и др. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского плато коматиитовых базальтов Синегорья, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. 2005. Т. 13. С. 469–489.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред.: Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск, 2011. 431 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.

Светов С. А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2009. 115 с.

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Принадлежат ли сумийские высоко-MgO андезибазальты к байитовой серии? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 112–124.

Сыстра Ю. Й. Тектоника карельского региона. СПб., 1991. 176 с.

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. М., 1988. 382 с.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Ранне-протерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. Vol. 205. P. 123–138.

Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites

(“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 77–105.

Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D. et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 144. P. 38–56.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A. D., Norry M. J. (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. Vol. 107/5. P. 505–519.