

Экскурсия 10

ДРЕВНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ

С. А. Светов

Докт. геол.-минер. наук,
главный научный сотрудник ИГ КарНЦ РАН,
руководитель лаборатории геохимии,
четвертичной геологии и геоэкологии ИГ КарНЦ РАН

А. В. Степанова

Канд. геол.-минер. наук,
ведущий научный сотрудник лаборатории
геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН

Место: дер. Шуйская Чупа, дер. Царевичи,
гора Сампо, пос. Гирвас

Координаты: для всех остановок приведены
в тексте

Как посетить: самостоятельно или с экскурсией

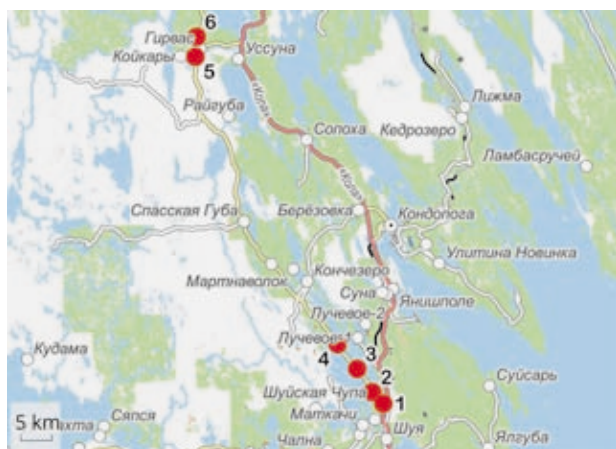


Схема маршрута:

1 – «Долина зайцев»; 2 – Шуйская Чупа; 3 – Царевичи;
4 – гора Сампо; 5 – Гирвас-каньон; 6 – Гирвас-палеовулкан

В ходе маршрута мы приглашаем вас познакомиться с ранней «вулканической историей» Карелии, посетить фрагменты вулканических построек, оценить грандиозность и катастрофичность былых извержений и лавовых излияний. Несмотря на то, что объекты экскурсии при детальном знакомстве требуют минимальных геологических знаний, маршрут может быть очень привлекателен и для неподготовленных путешественников, так как в ходе экскурсии вы увидите живописные панорамы и ландшафты, сможете прогуляться по застывшим потокам вулканических лав древнего вулкана и увидеть много карельских достопримечательностей.

Данный маршрут пользуется популярностью у любителей природы, он проходит по автострате Петрозаводск–Гирвас (86К-18), в геологическом плане по западному флангу палеопротерозойской Онежской структуры, в которой осадочные, вулканические и интрузивные образования (возрастом от 2.5 до 1.7 млрд лет) имеют доминирующее распространение (Голубев, Светов, 1983; Куликов и др., 1999; Онежская палеопротерозойская..., 2011).

Маршрут проходит по классическим для геологии России и Карелии местам. По нему в июне-июле 1856 г. академик Григорий Петрович Гельмерсен – первый директор Геологического комитета России совершал свое первое путешествие по Олонецкой губернии с целью посещения важнейших старых рудников и выявления перспективы их возможного использования, а также составления геогностической карты Олонецкого горного округа, центром которого являлся г. Петрозаводск (Соколов, Эрте, 1984).

СТАНЦИЯ ШУЙСКАЯ

Первую остановку мы рекомендуем вам сделать на небольшой возвышенности на станции Шуйская (координаты: 61.942805, 34.245940). С нее открывается прекрасный вид на равнинную часть территории, прилегающей к г. Петрозаводску, и гору Большая Ваара, которая расположена в 20 км к юго-востоку на противоположном берегу Петрозаводской губы Онежского озера и сформирована вулканическими породами, которые образуются при мощных

вулканических взрывах – агломератовыми туфами плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов суйсарского вулканического комплекса с возрастом около 1.95 млрд лет.

Эти породы широко известны под названием «соломенские брекчии» и с начала XVIII в. использовались в архитектуре, в частности в облицовке внутренних помещений Исаакиевского собора в Петербурге.

Равнина (рис. 1), прелегающая к возвышенности, представляет собой древнее дно Онежского озера (включающее котловину

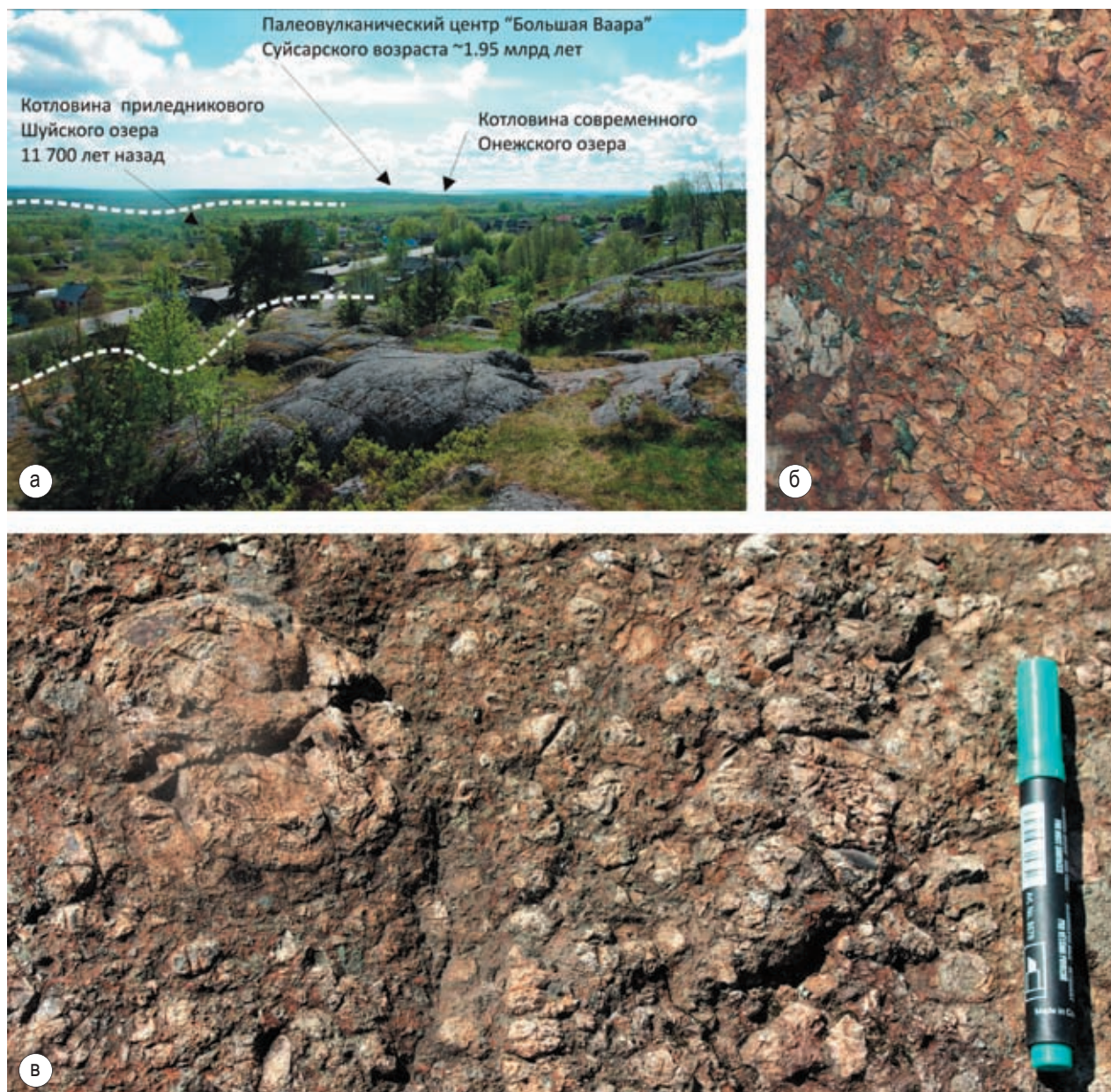


Рис. 1. Вид с вершины холма на ст. Шуйская (а) и наблюдаемое разнообразие вулканогенных пород суйсарского комплекса, б – крупнообломочные (агломератовые) туфы, в – единичные вулканические бомбы в агломератовых туфах

приледникового Шуйского озера), образованное в период между 11 и 6 тыс. лет назад, в это время береговая линия озера была выше современной на 35–40 м, и воды Онежского озера омывали скалы, на которых вы сейчас находитесь.

Вдали видны контуры Петрозаводской губы Онежского озера и часть оз. Логмозера. После отступления ледника с территории Петрозаводской губы около 11 700 лет назад объединились два обширных приледниковых водоема – оз. Шуйское, располагавшееся в долине р. Шуи, и Онежское, занимавшее в то время южную часть современного Онежского озера, долину р. Водлы и южное Прионежье. Уровень этого приледникового бассейна находился (в районе современного г. Петрозаводска) на абсолютной отметке 85 м (уровень Онежского озера в настоящее время 33 м), таким образом, большая часть территории находилась под его холодными водами.

Важно отметить, что дорога, ведущая к объекту 1, проходила по абрадирующей моренной гряде шириной около 450 м и длиной 2 км. Восточный склон гряды, обращенный в сторону древнего Онежского озера, усеян валунами, вымытыми из морены. Средний размер валунов около 40–50 см в диаметре, встречаются валуны до 1–1.5 м в поперечнике. Под почвенно-растительным слоем наблюдаются линзы перемытого песка, мощностью до 10–15 см. Ниже залегает песчаная, довольно рыхлая серовато-желтая морена мощностью около 60 см. Ниже – горизонт очень плотной супесчаной морены серого цвета. В восточном направлении шtrand (береговая полоса, непосредственно примыкающая к урезу воды) переходит в заболоченную озерно-ледниковую равнину, сложенную ленточными глинами. Бровка шtrandа находится на абс. отметке 44 м, тыловой шов (урез воды) – 35 м. Судя по абсолютным отметкам, формирование шtrandа происходило примерно с середины атлантического до начала субатлантического времени голоцена (6.5–2.7 тыс. лет назад). При общей тенденции к понижению уровень Онежского озера значительно колебался – атлантическая регрессия водоема сменилась кратковременной трансгрессией в суббореале. Формирование ледниковых отложений во многом обусловило современный рельеф территории и дискретную обнаженность докембрийских комплексов.

Агломератовые туфы, формирующие непосредственно саму возвышенность на ст. Шуйской, представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтами, содержащими большое количество обломков с рваными, остроугольными формами и реже окатанными обломками, сцементированными мелкодробленым материалом того же состава. Непосредственно в обнажении возле ретранслятора можно наблюдать фрагменты вулканических бомб размером до 1 м в диаметре. Мощность толщи туфового материала на данном участке составляет около 30 м, что дает представление о мощности и силе былых извержений.

«ДОЛИНА ЗАЙЦЕВ»

Продолжение осмотра суйсарского комплекса в дорожных выемках на соединении дорог Р-21 «Кола» и 86К-18 (поворот на пос. Гирвас). На данном участке отложения пирокластического комплекса, сформированного во время взрывной деятельности вулканического центра, представлены чередованием мелкозернистых туфов с горизонтами агломератов и крупных бомбовых туфов (рис. 2). Наибольшее разнообразие бомбового и агломератового материала представлено в скальных выходах дороги на участках с координатами: 61.951284, 34.233185 и 61.951018, 34.233310.

В дорожных выемках представлены выходы агломератовой толщи, содержащей прослойки туфового материала разной размерности. На данном участке широко развиты бомбовые туфы (размер бомб от 10–15 см до 150 см по длинной оси), часто «расплюснутые», имеющие облик лепешек. Бомбы имеют или тонкие зоны закалки, или наоборот, мощные (до 3 см), отражающие существующую смену условий извержения и разницу между температурами матрикса и вулканического взрывного бомбового материала. В отдельных бомбах встречаются внутренние полости, содержащие раскристаллизованный кварц-карбонатный материал.

Вулканические бомбы (крупные до 1 м в диаметре фрагменты лав, «вырванные» в ходе взрывного извержения из стенок постройки) характеризуются высокой степенью сохранности и сформированы тонкозернистым клинопироксен-порфириновым базальтом

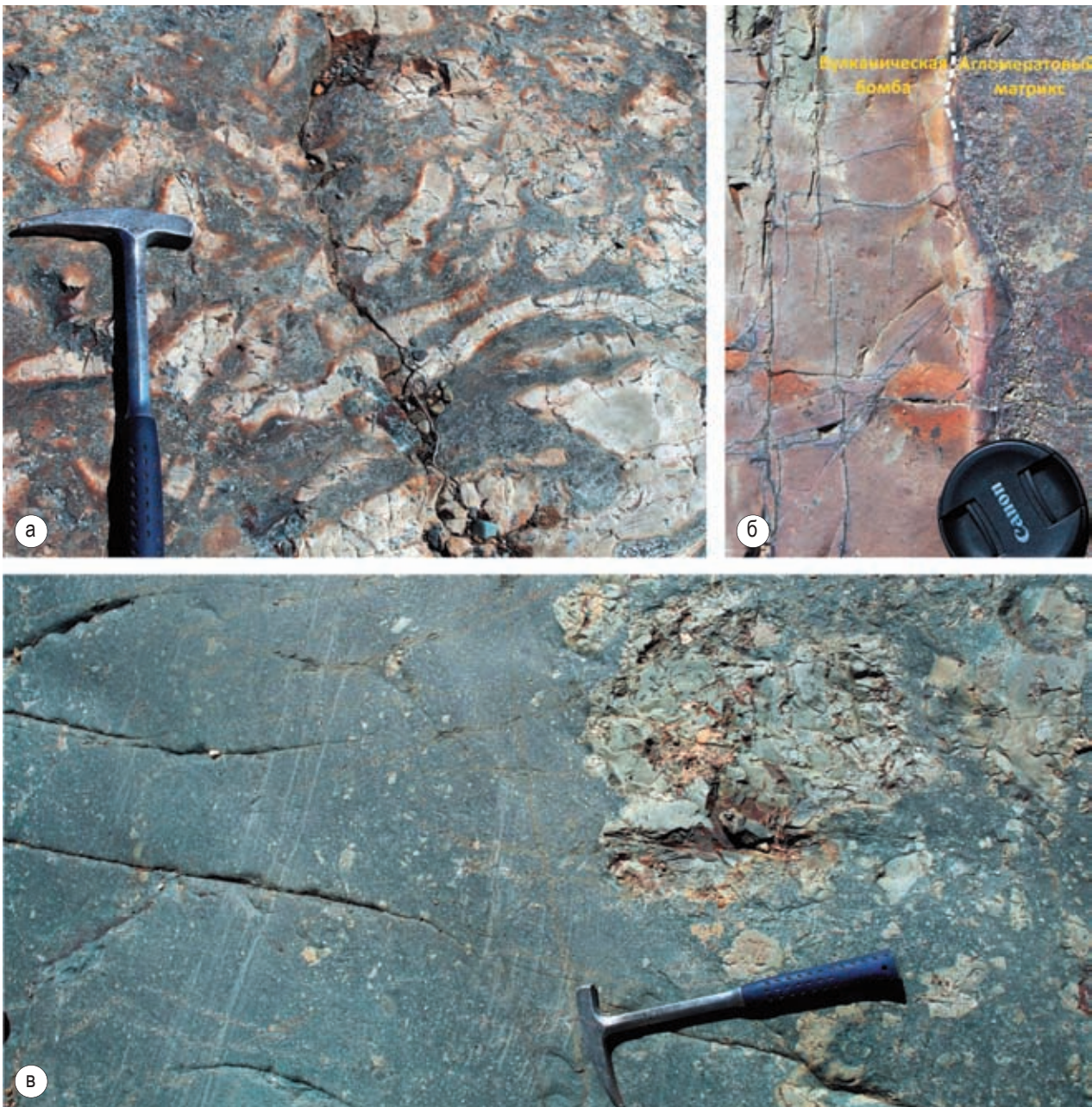


Рис. 2. Разновидности породные суйсарского комплекса (дорожная выработка, поворот на пос. Гирвас): а – линзообразные, сплюснутые бомбы в агломератовом цементе; б – зона закалки у крупной вулканической бомбы; в – характер локальной стратификации пирокластической толщи (смена слоев тонких агломератовых и бомбовых туфов)

с небольшим количеством мелких идиоморфных зерен клинопироксена и единичными крупными зернами замещенного оливина в тонкозернистом субстрате с реликтами вулканического стекла. Матрикс бомбовых и агломератовых туфов выполнен туфобрекцией, которая представляет собой «слипшиеся» обломки неправильной формы, сложенные преимущественно тонкозернистыми пироксен-пор-

фировыми стекловатыми базальтами. Обломки имеют зональное строение, при этом краевые их части всегда более светлые (более измененные) чем центральные. В некоторых случаях центральные части «обломков» сложены зернистыми халцедоном и альбитом, в большинстве случаев – стекловатым мелкопорфировым мафическим материалом. Объем вещества, «цементирующего» обломки, невелик,



Рис. 3. Арт-объект «Долина зайцев»: а – авторы экскурсии, б – автор проекта Сергей Гапанович



Рис. 4. Порфириновая структура в лавах андезибазальтов

по морфологическим особенностям и составу цемент делится на 2 группы: 1) существенно хлоритовый, порой скрытокристаллический; 2) лейкократовый зернистый, сложенный халцедоном, альбитом, реже карбонатом. Агломератовые туфы по трещинным зонам интенсивно проработаны, в отдельных пустотах и на дислокационных поверхностях формируются карбонатные пленки, реже крупные до 0.2 на 1 м карбонатные гнезда.

Противоположный склон дорожной выемки (координаты: 61.951698, 34.232979) – это недавно созданный, но уже пользующийся большой популярностью арт-объект «Долина зайцев» (рис. 3, а). Автор проекта – Сергей Гапанович (рис. 3, б), известный резчик по камню, превратил выходы агломератовых туфов в живописный «холст», на котором вырезаны сотни фигурок зайцев в различных позах. Полная информация о проекте доступна на сайте автора <https://iloverabbit.ru/>

Здесь вы можете не только сделать прекрасные видовые фотографии, но и в разрезе увидеть строение агломератовой толщи и зоны чередования тонких и бомбовых туфов. По трещинам скального выхода широко проявлены поздние гидротермальные процессы, приведшие к образованию жил и гнезд, сформированных минералами группы карбоната. На таких участках вы можете найти прекрасно ограненные кристаллы кальцита для своей коллекции.

ШУЙСКАЯ ЧУПА

По дороге на Гирвас можно сделать несколько дополнительных остановок, чтобы на участке Шуйская Чупа (берег оз. Кончезера) увидеть в обнажениях подстилающие суйсарскую свиту образования, представленные лавовыми потоками мощностью до 10 м андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов с прослоями туфогенно-осадочных пород, в которых встречаются линзы углеродсодержащих осадочных пород, принадлежащих к верхней части разреза заонежской свиты.

Показательным маркером (принадлежности к заонежскому комплексу) для этой части разреза является покров мощностью около 10 м плагиофировых (с крупными вкрапленниками) трахиандезибазальтов (рис. 4), который

обнажается на СЗ окраин дер. Шуйская Чупа, недалеко от часовни Ксении Петербужской (координаты: 61.971105, 34.198767), непосредственно на дороге, ведущей к оз. Кончезеру. Примечательной его особенностью является наличие порфировых вкрапленников плагиоклаза, составляющих до 30–40% объема породы. Вкрапленники пластинчатой формы достигают размеров 2–3 см при толщине до 0.5 см. Плагиоклаз крупных вкрапленников полностью замещен хлоритом или пелитизирован, в породе присутствуют также вкрапленники клинопироксена. Основная масса породы сложена амфиболизированным клинопироксеном, альбитизированным плагиоклазом и продуктами изменения вулканического стекла. В породах присутствует довольно значительное количество (до 5%) поздних сульфидов. В кровельной части лавового потока наблюдаются миндалекаменные и подушечные текстуры, а также краснокаменные изменения. По химическому составу PI-порфиновые породы отвечают трахиандезибазальтам. Эти низкомагнезиальные породы ($MgO = 3.04$ вес.%) характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 .

Разрез суйсарской свиты на данной территории характеризуется фациальной изменчивостью по площади. На участке Шуйская Чупа данная пачка представлена туффитами основного состава (0.5–15 м) и туфами (брекчиями) афировых базальтов (более 20 м), ко-

торые можно наблюдать выше базальных конгломератов суйсарской свиты по склону гряды, тянущейся на СЗ вдоль автодороги Петрозаводск – Гирвас. Падение пород на ЮЗ под углами 45–80°. Вторая пачка суйсарской свиты наиболее полно представлена на участке Царевичи, где ее мощность составляет более 100 м и она слагает практически весь перешеек между озерами Кончезеро–Укшезеро. Низы пачки представлены тремя потоками авгитовых мелабазальтов (9–13% MgO), переслаивающихся с аналогичными туфами, которые обнажаются на кончезерской стороне перешейка (рис. 5, а).

ДЕРЕВНЯ ЦАРЕВИЧИ

Название Царевичи связано с Петром I, который во время поездок из Петербурга на курорт Марциальные воды делал здесь остановки для краткого отдыха. В Царевичах находится небольшая придорожная каменная часовенка святителя Николая Чудотворца (рис. 5, б).

Стоит сделать небольшую остановку перед дер. Царевичи, на берегу оз. Кончезера (координаты: 61.999149, 34.164656), где на живописном «бараньем лбу» обнажаются агломератовые туфы в контакте с подушечными лавами базальтов (непосредственно возле уреза воды) с небольшими (до 1 м) горизонтами

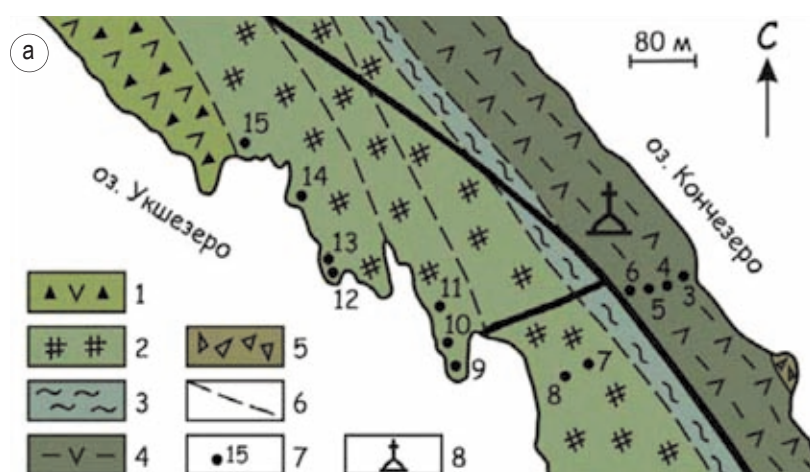


Рис. 5. Схема геологического строения участка дер. Царевичи (2 пачка суйсарской свиты) (а), часовня в дер. Царевичи (б):

1 – плагиопироксеновые базальты и их брекчии; 2 – пикробазальты и их брекчии; 3 – туффиты; 4 – метабазальты и их брекчии; 5 – туфы базальтов; 6 – геологические границы; 7 – номера проб; 8 – часовня





Рис. 6. Гора Сампо и открывающийся вид на оз. Кончезеро

(линзами) туфов-туффигов. Вулканогенно-осадочные породы формируют тонкую слоистую серию мощностью до 1 м с четко выраженной градационной слоистостью. Породы сформированы мелкими зернами угловатыми, неокатанными, представленными кварцем, плагиоклазом, клинопироксеном. В меланократовых прослоях резко увеличивается количество цемента. Поля пирокластических туфов секутся дайкой пикритового состава мощностью около 0.8 м. Породы дайки представлены оливин-клинопироксен порфирированными базитами. В породе сохранились крупные реликтные зерна оливина, замещенные тонкозернистым агрегатом (хлоритом), клинопироксен вкрапленников отлично сохранился. В тонкозернистой основной массе преобладают мелкие лейсты клинопироксена, мелкие псевдоморфозы оливина сцементированные вулканическим стеклом.

Берег Укшезера также стоит особого внимания (координаты: 62.001995, 34.151741), в скалах рядом с урезом воды представлены агломератовые и бомбовые туфы пикробазальтов и маломощными (до 3–5 м) потоками массивных пикробазальтов (рис. 5, а). Породы падают на ЮЗ под углами 40–60°.

Пикробазальты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками авгита и оливина, замещенного вторичными минералами, основная масса – афанитовая, сложенная девитрифицированным стеклом с мелкими микролитами клинопироксена, замещенного амфиболом. Эти лавы содержат до 16–19 % MgO, по химическому составу породы лав и туфов близки, сходный состав имеет и дайка пикритов, секущая агломератовые туфы.

ГОРА САМПО

Возвышенность с правой стороны дороги 86К-18 (координаты: 62.037869, 34.096516) известна у местного населения как гора Сампо (рис. 6). Свое название возвышенность обрела благодаря съемкам в этих местах в 1960-е гг. фильма по мотивам карело-финского эпоса «Калевала». Сампо – единственный в своем роде чудо-предмет в карело-финской мифологии, обладающий магической силой, являющийся источником счастья, благополучия и изобилия. Как правило, его представляют в виде мельницы.

С горы открывается великолепная панорама лесов и системы островов оз. Кончезера, протянувшегося на 30 км. В направлении оз. Кончезера рельеф возвышенности имеет резкие тектонические уступы и стенки, сформированные в постледниковый период. На возвышенности можно наблюдать выходы базальтовых лав, относимых к третьей пачке суйсарской свиты. Лавовая пачка обнажается и вдоль дороги Петрозаводск–Гирвас на участке Косалма (севернее окраины деревни), но наиболее удобна для наблюдения именно на возвышенности, где породы представлены чередующейся серией лавовых потоков, агломератовых туфов с маломощными прослоями осадочного материала. Состав обломков в агломератовых туфах представлен клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, в которых вкрапленники выполнены клинопироксеном и плагиоклазом, размером до 2 мм по удлинению, количественные соотношения клинопироксена и плагиоклаза во вкрапленниках примерно равные.

Основная масса породы – стекловатая, девитрифицированная. При подъеме на гору можно наблюдать на кровельных частях лавовых потоков линзы агломератовых туфов, заполняющих палеорельеф.

Далее экскурсия продолжается по дороге в сторону пос. Гирвас. В районе поворота на пос. Кончезеро рядом с трассой (координаты: 62.095251, 33.997134) доступны к наблюдению породы Кончезерского перидотитового массива – интрузивного аналога суйсарских вулканических образований. Перидотитовое тело пластово-секущее, мощностью от первых десятков метров на выклинивании до 100–200 м в центральных частях массива. Для интрузии характерно наличие зон закалок в непосредственных контактах, эндоконтактовых пикритовых оторочек в кровле и подошве и асимметрия внутреннего строения. Экскурсия продолжается по автомагистрали Петрозаводск–Гирвас в направлении курорта Марциальные воды (объект описан в отдельной экскурсии) и далее пос. Гирвас.

ПОСЕЛОК ГИРВАС

Одну из примечательных геологических особенностей территории Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы, в которых до половины объема пород приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным платобазальтам – траппам (Светов, Голубев, 1971; Светов, 1979). С угловым и стратиграфическим несогласием, с корой химического выветривания в подошве, ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя. Разрезы ятулия имеют трехчленное строение, терригенные и терригенно-карбонатные в основании и вулканогенные в кровле. Данный тип толщ различной мощности трижды повторяется в общем разрезе, соответствуя нижнему, среднему и верхнему ятулию Карелии по представлениям В. А. Соколова (Геология Карелии, 1987). При этом в разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатами, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерм, в верхней части ятулийского разреза.

Установлено, что вулканогенные толщи венчают регрессивные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах, что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря. Ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами лудиковия (с которыми мы знакомимся на предыдущих останках). Длительность ятулийского периода оценивается примерно в 200 млн лет от 2.30 до 2.08 или от 2.22 до 2.06 млрд лет.

Начало осмотра геологических объектов на территории пос. Гирвас начинается с правой стороны дороги, не доезжая до р. Суны (координаты: 62.454202, 33.670658), где устанавливаются разобщенные выходы нижнеятулийских светлоокрашенных кварцевых конгломератов, крупнозернистых до гравелитов кварцитопесчаников, протягивающихся в виде полосы, окаймляющей выходы сариолийских конгломератов, параллельно южному борту долины р. Суны. Геохимическое изучение (LA-ICP-MS) кварцевых галек ятулийских полимиктовых конгломератов позволило определить источники терригенного кварцевого материала и его генетические типы: имеющие хемогенное (кварцевые гальки архейских силицитов), гидротермальное и постмагматическое происхождение (источником материала служил жильный кварц и материал кварцевых миндалин из подстилающих сумийских андезитобазальтов) (Светова и др., 2011).

Продолжать осмотр вулканогенно-осадочного комплекса можно, двигаясь по сухому руслу р. Суны (координаты: 62.456108, 33.669055) или по правому борту каньона, где для осмотра будут доступны нижнеятулийские эффузивные образования (рис. 7).

Лавовый покров нижнеятулийских эффузивов в данном районе имеет мощность около 27 м и сложен, главным образом, среднезернистыми роговообманково-плагиоклазовыми базальтовыми порфиритами. В кровле покрова, в зоне миндалекаменных сильно биотитизированных и хлоритизированных базальтов наблюдается многократное чередование «слоев», обогащенных миндалинами со «слоями», лишенными их. Кроме того, на отпрепарированной поверхности кровли данного покрова сохранились останцы хемогенных кремнистых пород (яшмовидных силицитов),

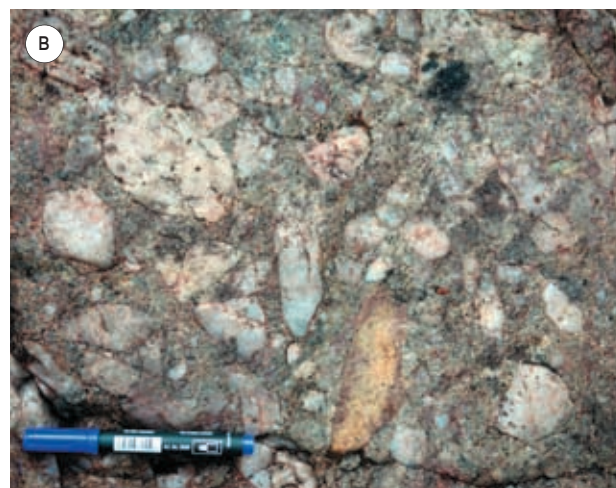
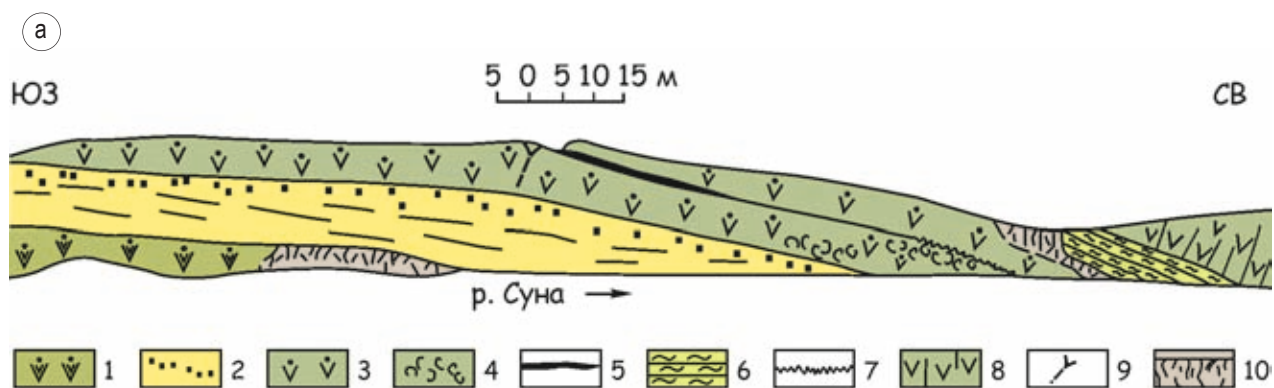


Рис. 7. Геологический разрез по левому берегу каньона р. Суны (пос. Гирвас) и породные литотипы ятулийского разреза:

а: Нижний ятулий: 1 – базальты миндалекаменные. Средний ятулий: 2 – кварцевые конгломераты, гравелиты, грубозернистые кварцитопесчаники; 3 – базальты миндалекаменные; 4 – шаровые лавы миндалекаменных базальтов; 5 – линзы яшмовидных силицитов; 6 – туфы, содержащие прослои с лапиллями; 7 – лавовый язык течения в кровле покрова; 8 – столбчатая отдельность в лавах; 9 – фумарольный канал; 10 – делювиальные осыпи. б – породная последовательность осадочных пород среднего ятулия с проявленной косою слоистостью; в – кварцевые конгломераты среднего ятулия; г – подушечные лавы (лавовые каналы в потоке базальтов); д – столбчатая отдельность в базальтах

имеющих мощность до 5–7 см. В ряде участков кровля потока эродирована, и на ее неровной слабоволнистой поверхности залегают терригенно-осадочные породы среднего ятулия.

Осадочные образования среднего ятулия представлены пачкой кварцитопесчаников мощностью около 10 м с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. В непосредственном контакте на базальтах нижнего ятулия залегают мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты зеленовато-серой, реже розовато-серой окраски. Выше залегают в ритмичном переслаивании мелкогравийные гравелиты, крупно- и среднезернистые кварцевые песчаники с примесью обломков полевого шпата. Слои-ритмы мощностью 0.15–0.2 м сложены в нижней части гравелитом, а в верхней – песчаниками. Каждый слой представлен одной серией с параллельной косою слоистостью, с единым направлением падения слоев в сериях. Породы серые и зеленовато-серые. Далее следуют крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты с слоями кремнистой, слюдисто-кремнистой породы в кровле слоя. Мощность слоев 7–12 см. Косая слоистость в мелких сериях параллельная, срезающая. Отмечены слои S-образной формы. Породы серовато-розового цвета. Следующий горизонт сложен слоями-ритмами мощностью в 0.3–0.4 м. В подошве слоев залегают гравелиты, большая верхняя часть ритма представлена кварцитопесчаниками с кремнистым и гематито-кремнистым цементом и в кровле переходящим в плотную кремнистую розовую породу с раковистым изломом. В сериях мощностью 0.2–0.3 м отмечается косая слоистость параллельного типа. На плоскостях напластования хорошо видны знаки ряби. Рябь мелкая и крупная асимметричная, местами ячеистая. Регрессивная часть осадочной толщи сложена крупногалечными кварцевыми конгломератами. Гальки округлой или овальной формы размером до 4–6 см представлены белым кварцем, на поверхности которых, как и в цементе конгломерата, отмечаются примазки чешуйчатого гематита. Конгломераты не выдержаны по простиранию, слагают линзы и заполняют карманы и неровности рельефа и по простиранию сменяются полевошпато-кварцевыми кварцитопесчаниками и гравелитами. На конгломераты налегают базальты среднего

ятулия. В разрезе осадочных среднеятулийских образований района пос. Гирвас четко прослежен трансгрессивный цикл осадконакопления, заверченный излиянием лав. Присутствие в цементе хемогенного кремнистого и гематито-кремнистого материала указывает на одновременную вулканическую деятельность Обнажения на участке с координатами: 62.458509, 33.670717.

Залегающие выше вулканогенные породы среднего ятулия представлены тремя лавовыми покровами базальтов, переслаивающимися с пачками туфогенно-осадочных пород. Первый лавовый покров с непосредственным контактом с подстилающими осадочными породами устанавливается в северном борту долины р. Суны. В его основании установлены редкие ксенолиты (до 0.3 м в поперечнике) нижележащих терригенных пород. Мелкозернистые иногда миндалекаменные базальты подошвы покрова в данном участке обнаруживают шаровидную текстуру. Отдельные слабообособленные шары размером до 0.6–0.8 м содержат в ряде случаев центральные газовые пустоты. Среднюю часть покрова слагают миндалекаменные среднезернистые базальты. К верхам разреза покрова устанавливается упорядоченное размещение миндалин, их концентрация в полосы, слияние в отдельные струи, которые непосредственно у кровли покрова образуют вертикально расположенную к подошве покрова полость сложной ветвящейся формы. Пустота заполняется кремнисто-гематитовым материалом. При этом кремнисто-гематитовый материал (яшмовидные силициты) из полостей в кровле покрова постепенно переходит в пластовую залежь, подстилающую горизонт мелкообломочных сильно хлоритизированных туффов. Данные полости, вероятно, можно рассматривать как первоначальные фумарольные сифоны, заполненные в поздневулканическую стадию кремнистыми хемогенными осадками. По простиранию и падению данного покрова в его кровле у уреза воды в р. Суне находится лавовый язык – струя течения лавы длиной до 1.5 м и шириной 0.5 м с дугообразно изогнутыми валиками. Вышележащие два лавовых покрова по внутреннему строению однотипны, и некоторые различия их заключаются в том, что нижний покров имеет пластово-глыбовую отдельность, а верхний – столбчатопризматическую.

ГИРВАСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАН

Знакомство с палеовулканом проходит в районе северной окраины пос. Гирвас в русле водосброса Пальеозерской ГЭС (координаты: 62.485060, 33.673672), где в последние годы функционирует геологический парк «Вулкан Гирвас».

В связи с тем, что основные выходы лав и точки осмотра находятся в зоне водосброса ГЭС, знакомиться с вулканическими породами можно только при закрытой плотине. В момент сбрасывания воды вы увидите крупный водопад, во многом превосходящий природный Кивач.

Напомним, что посещая объект, следует соблюдать особые меры предосторожности, скалы достаточно крутые и после дождя скользкие.

История открытия вулкана связана с палеовулканологическими исследованиями территории, проводимыми сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН А. П. Световым и А. И. Голубевым, которыми были обнаружены своеобразные вулканические породы, слагающие реликт сложно построенного вулканического аппарата, связанного с проявлением ятулийского основного вулканизма и названные ими Гирвасским вулканом (Светов, Голубев, 1967, 1971; Светов, 1979).

В условиях современного эрозионного среза вам для осмотра доступна незначительная часть вулканической постройки, включающая в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва (рис. 8, 9), в то время как его остальная часть скрыта под мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений. Эруптивное жерло Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосброса и в условиях современного эрозионного среза имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части 20 × 50 м.

В условиях современного эрозионного среза вам для осмотра доступна незначительная часть вулканической постройки, включающая в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва (рис. 8, 9), в то время как его остальная часть скрыта под мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений. Эруптивное жерло Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосброса и в условиях современного эрозионного среза имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части 20 × 50 м.

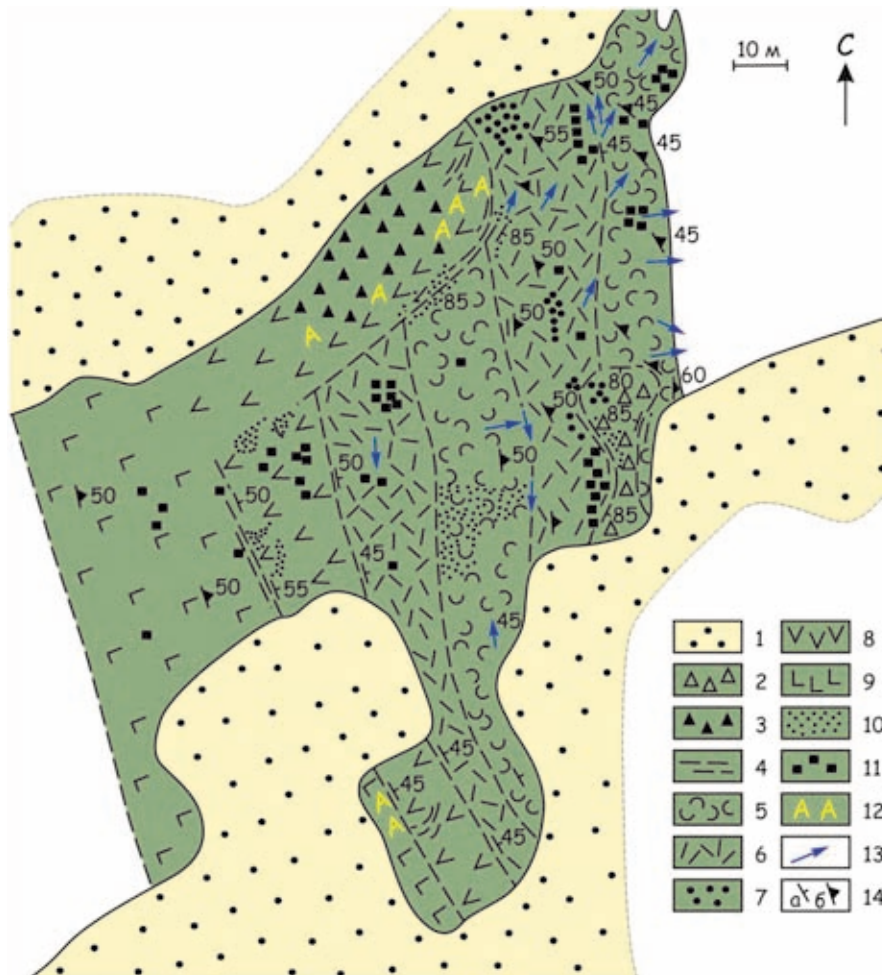


Рис. 8. Схема геологического строения Гирвасской вулканической постройки, составлена А. П. Световым, А. И. Голубевым (1967):

- 1 – четвертичные отложения;
- 2 – эруптивные брекчи трубки взрыва;
- 3 – эруптивные жерловые брекчи;
- 4 – мелкообломочные полосчатые жерловые брекчи;
- 5 – крупноглыбовые лавобрекчи;
- 6 – мелкообломочные лавобрекчи;
- 7 – фумарольные площадки;
- 8 – массивные базальты и базальтовые порфириды;
- 9 – мелко-среднезернистые габбродолериты;
- 10 – зоны турмалинизации;
- 11 – пиритизация;
- 12 – альбитизация;
- 13 – направления растекания лав;
- 14 – элементы залегания: а – контактовых поверхностей, б – плоскостей пластовой отдельности

Эруптивное жерло, являющееся выводящим каналом лавового материала при формировании среднетулийского лавового плато Западного Прионежья, в контакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми базальтами и базальтовыми порфиридами,

переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчии дробления. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых базальтов. Резкие юго-восточные и восточные

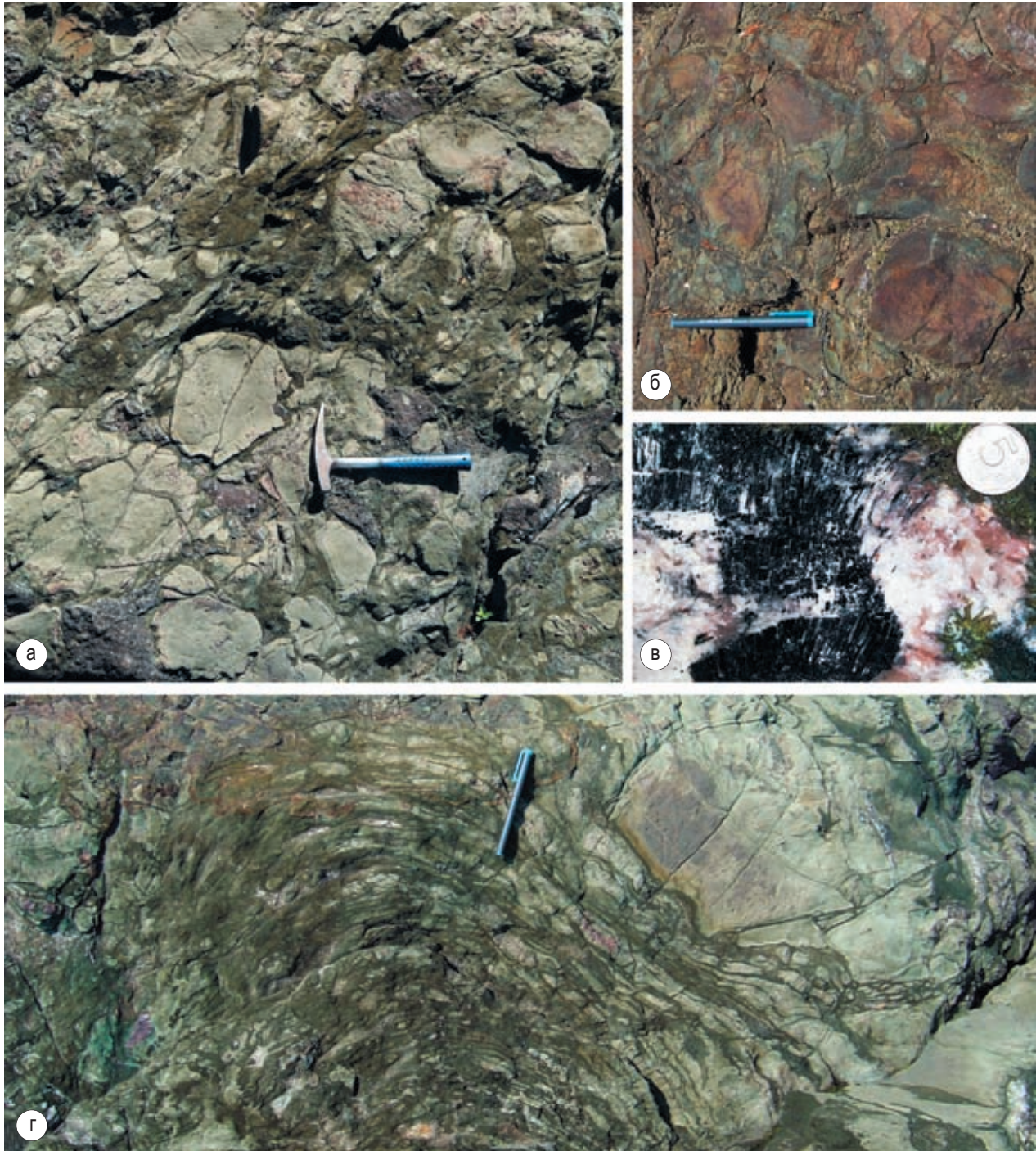


Рис. 9. Породные литотипы Гирвасского палеовулканического центра:

а – лавобрекчии (кровельные брекчии) базальтов; б – эруптивная брекчия (фрагмент трубки взрыва); в – турмалин-карбонатная минерализация лав; г – канатные лавы базальтов

контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикально падающих тонкополосчатых брекчий, а также зонами интенсивной турмалинизации и массового развития альбитовых и альбито-кварцевых жил. Установленный постепенный переход пород эруптивного жерла к породам типа габбродолеритов осуществляется, главным образом, путем увеличения степени раскристаллизации пород и смены порфиroidных брекчированных разновидностей базальтов сначала мелкозернистыми, массивными, а затем средне-, крупнозернистыми (пегматоидными) габбродолеритами.

Эруптивные жерловые брекчии гирвасского вулкана состоят из крупноглыбовых обломков базальтов, базальтовых порфиритов, сцементированных тонкораздробленными базальтами с небольшим количеством лавового материала.

Петрографический состав обломков базальтов и базальтовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбродолериты, породы более глубинного облика, залегающие в основании вулканической постройки, с которыми жерловые брекчии имеют довольно постепенные переходы, хотя и в небольшом интервале – 10–15 м.

Габбродолериты имеют массивное полнокристаллическое сложение, однороднозернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую диабазовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол, кварц, вторичными – хлорит и эпидот, акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, турмалином, сфеном, апатитом и сульфидами – пиритом, халькопиритом.

Плагиоклаз представлен короткопризматическим и таблитчатым альбитом An_{15-18} состава, сдвойникованным по периклиновому закону, амфиболреликтами обыкновенной роговой обманки, которая сохраняется в центральных частях призматических или таблитчатых зерен, краевые части которых замещены светло-зеленым актинолитом. Вторичные минералы развиваются в интерстициях главных пороодообразующих минералов, по-видимому, по остаткам стекловатого-мезостаза и по роговой обманке.

Лавовый конус в обнаженной части состоит из пяти переслаивающихся лавовых потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность порядка 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфиритов, а с другой – с брекчированными и слабоэпидотизированными габбродолеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы.

Второй лавовый поток сложен, главным образом, мелкообломочной, светло-зеленой, сильно хлоритизированной лавобрекчией, содержащей большое количество обломков базальтов и базальтовых порфиритов, образовавшихся, по-видимому, во время взрыва в вулканическом жерле и впоследствии сцементированных большим количеством лавы. Обломки округлой и угловатой формы имеют размеры до 15 см и обнаруживают зональное строение. На довольно ровной поверхности второго лавового потока залегают крупноглыбовые лавобрекчии следующего потока, которые имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и больше размеры обломков брекчий (0.5–0.6 м), заключенных в незначительном количестве лавового цемента. Вдоль нижнего контакта потока и по системе трещин отдельности установлена зона интенсивной турмалинизации, захватившей поток почти на всю его мощность.

Особенностью четвертого лавового потока, в общем весьма похожего на лавобрекчии второго, является наличие в нем участков сильно измененных пород белесого цвета (тальк-хлоритового состава), это реликты фумарольных площадок.

Пятый поток лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчий, переходящих иногда в однородно зернистые массивные базальты, подобные базальтам лавовых потоков окружающего лавового плато. В кровле этого, как и некоторых других потоков, на поверхностной корочке закладки отмечались мелковолнистые языки течения лавы (канатные лавы). Лавовые потоки состоят из пород близкого петрографического состава, которые различаются между собой

в основном текстурно-структурными особенностями.

Трубка взрыва, представляющая несколько особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков и в соответствии с их простиранием имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму и размеры не менее чем 10 × 30 м. Породы трубки взрыва представлены в основном мелкоглыбовыми (0.2–0.3 м) эруптивными брекчиями базальтов и базальтовых порфиритов. Здесь можно наблюдать также сильно измененные оталькованные породы, аналогичные в лавобрекчиях. Это также останцы фумарольной деятельности. Обломочный материал брекчий трубки взрыва сцементирован

небольшим количеством лавового материала. Здесь же отмечается интенсивная турмалинизация пород с образованием гнездовых зон турмалина, а также пиритизация цемента.

Экзоконтактовая зона трубки взрыва имеет сильное осланцевание, при этом вмещающие лавобрекчии подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация. Контакты трубки взрыва с вмещающими породами отчетливые, резко рвущие и имеют крутое падение на северо-восток под углом до 85°.

По завершении экскурсионного маршрута, двигаясь в сторону г. Петрозаводска, можно посетить заповедник «Кивач», познакомиться с одноименным водопадом и прогуляться по территории дендропарка.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред.: Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск, 2011. 433 с.
- Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Светов А. П., Голубев А. И. Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 244–252.
- Геология Карелии. Л., 1987. 230 с.
- Светов А. П., Голубев А. И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.
- Светова Е. Н., Светов С. А., Степанова А. В., Парамонов А. С. Перспективы использования прецизионного метода LA-ICP-MS для решения проблемы типоморфизма кварца // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 184–189.
- Соколов В. А., Эрте Г. А. Академик Г. П. Гельмерсен в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1984. 64 с.