# АРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

# Геологическая экскурсия по маршруту г. Петрозаводск – оз. Кончезеро – п. Марциальные воды – п. Гирвас – д. Койкары – вод. Кивач – г. Петрозаводск

Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С., Гоголев М.А.

### Геологическое строение Онежской структуры

Маршрут проходит по западному борту Онежской структуры (ОС), располагающейся в C3 сегменте Водлозерского блока, который имеет сложное геологическое строение, определяемое многократными тектоно-магматическими событиями и цикличными метаморфическими преобразованиями (Онежская структура..., 2011).

Водлозерский блок представляет собой наиболее древнее палеоархейское ядро Карельского кратона (Кожевников 2000, Кожевников и др., 2006, 2010; Кожевников, Скублов, 2010; Куликов и др., 1990; Левченков и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1989, 2000, 2009; Пухтель и др., 1991; Сергеев и др., 1985, 1989, 1990, 2007; Чекулаев и др., 2009). Границы блока условны и определяются по расположению мезоархейских (лонийских) зеленокаменных поясов (ЗП) по его периферии. Возраст тоналитов блока (в среднем течении р. Выг) составляет 3210  $\pm$  12 млн лет (Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993 и др.) и характеризует возраст фундамента мезоархейских ЗП. Однако существуют и более древние определения возраста коровых пород Водлозерского блока: 1) в ТТГ среднего течения р. Водлы – около 3500 млн лет (Сергеев и др., 1985, 1989); 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) – 3822  $\pm$  48 млн лет (Смолькин, Шарков, 2009), которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающих лавы; 3) в аренитах Маткалахтинской структуры в центре блока – 3871  $\pm$  39 – 3837  $\pm$  42 млн лет (Кожевников и др., 2006, 2010), что свидетельствует о длительной истории развития фундамента ОС (Онежская структура...., 2011 – доступна по ссылке http://igkrc.ru/assets/

Архейские комплексы зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока (на примере Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) представлены двумя доминирующими ансамблями коматиит-базальтовой и известково-щелочной (адакитовой, высоко-Nb, баяитовой, толеитовой) серий, возраст которых оценивается в 3.05–2.94 и 2.90–2.84 млрд лет (Светов, 2005).

Палеопротерозойские (2.5–1.7 млрд лет) осадочные, вулканические и интрузивные образования, имеют доминирующее распространение в Онежской структуре.

Стратиформные породные ассоциации слагают сохранившиеся в разной степени 6 надгоризонтов (от древних к молодым): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский. Возрастные границы надгоризонтов (см. табл. 1) и их геохронологических эквивалентов определяются региональной хроностратиграфической схемой (Общая стратиграфическая..., 2002).

Таблица 1. Расчленение нижнего протерозоя Карелии в общей стратиграфической шкале докембрия России

Возраст нижней границы (млн лет)	Типовые стратиграфические подразделения (надгоризонты) региональной стратиграфической шкалы нижнего протерозоя:	Местные подразделения:
1800	Вепсий	Шокшинская свита
		Петрозаводская свита
1920	Калевий	Ладожская серия
2100	Людиковий	Суйсарская свита
		Заонежская свита
2300	Ятулий	Туломозерская свита
		Медвежьегорская свита
		Янгозерская свита
2400	Сариолий	Селецкая свита
		Вермасская свита
2500	Сумий	Ожиярвинская свита
		Тунгудская свита
		Окуневская свита

Кратко суммируем основные данные по геохронологии людиковия Карелии. Для долеритов, секущих породы заонежского комплекса, получены датировки 1919±18 млн лет (SIMS, n=12, MSWD=0.18) (Priyatkina et al., 2014) и 1956±5 млн лет (SIMS; n=9; MSWD=0.18) (Stepanova et al., 2014), для высокоуглеродистых осадочных пород заонежского разреза Re-Os возраст равен 2.05 млрд лет (Hannah et al., 2008), цирконометрия

вулканитов заонежского комплекса позволила получить датировки 1982±4.5 и 1961.6± 5.1 млн лет (ID-TIMS) (Martin et al., 2015). Суйсарские комплексы имеют следующие датировки: Re-Os изохрона (по породе (перидотиты, габбро) и минеральным фракциям ильменита и ульвошпинели) дает значение 1969±18 млн лет; габброиды с привлечением данных по клинопироксену дают Sm-Nd изохрону 1988±34 млн лет (MSWD=1.84 n=13), Pb-Pb возраст по породе и монофракциям (клинопироксена и плагиоклаза) дают значение 1985±57 млн лет (MSWD=3.0; n=18) (Puchtel et al., 1998; 1999).

В ходе данной экскурсии предоставляется возможность познакомиться с палеопротерозойскими породными ассоциациями людиковийского и ятулийского комплексов Онежской структуры. Экскурсия проходит по трассе P-21 «Кола» (M-18) и P-15.

Важно отметить, что данный маршрут проходит по классическим для геологии России и Карелии местам, где в июне-июле 1856 года 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.

### Объект 1-2 (ст. Шуйская)

Возвышенность на станции Шуйская и наблюдаемая с нее гора Большая Ваара, находящаяся на противоположном берегу Петрозаводской губы Онежского озера, сложены агломератовыми туфами плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов суйсарского вулканического комплекса с возрастом ~ 1.95 млрд лет. Эти породы также известны под названием «соломенские брекчии» и с начала XVIII века использовались в архитектуре, в частности в облицовке внутренних помещений Исаакиевского собора в Петербурге.

С возвышенности открывается вид на равнину (рис. 1), представляющую собой древнее дно Онежского озера (включающее котловину приледникового Шуйского озера) в период между 11 и 6 тыс лет назад, в это время береговая линия озера была выше современной на 35-44 м. Вдали видны контуры петрозаводской губы Онежского озера и часть Логмозера. После отступления ледника с территории Петрозаводской губы около 11 700 лет назад объединились два обширных приледниковых озера: Шуйское, располагавшееся в долине р.Шуя, и Онежское, занимавшее в то время южную часть современного Онежского озера, долину р.Водла и южное Прионежье. Уровень этого приледникового бассейна находился в районе г. Петрозаводска на современной абсолютной отметке 85 м (уровень Онежского озера в настоящее время 33 м). Таким образом, большая часть рассматриваемой территории находилась под его холодными водами. Важно отметить что дорога ведущая к 1 объекту проходила по абрадированной 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 штранд переходит в заболоченную озерно-ледниковую равнину, сложенную ленточными глинами. Бровка штранда находится на абс. отметке 44 м, тыловой шов (урез воды) – 35 м. Судя по абсолютным отметкам, формирование штранда 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 возвышенность на ст. Шуйская (объект 1), представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтами, содержащими большое количество обломков с рваными, остроугольными формами и реже окатанными обломками сцементированными мелкодробленым материалом того же состава (Табл. 1). Мощность толщи туфового материала на данном участке составляет около 30 м. Вкрапленники в них представлены клинопироксеном (размер до 2 мм по удлинению) со слабо выраженной зональностью и веерообразными структурами погасания. Вторая разновидность вкрапленников представлена псевдоморфно замещенными (пластинчатыми зернами серпентина) крупными ромбовидными кристаллами, возможно оливином. Основная масса породы сложена мелкими лейстовидными зернами клинопироксена и располагающимся между ними вулканическим стеклом.

Продолжение осмотра суйсарского комплекса в дорожных выемках на стыковке дорог P-21 «Кола» и P-15 (поворот на п. Гирвас). На данном участке (объект 2) пирокластический ансамбль сформирован чередованием мелкозернистых туфов с горизонтами агломератов и крупных бомбовых туфов (рис.2).



**Рис. 1.** Вид с вершины холма на ст. Шуйская (А) и породные литотипы вулканогенных пород суйсарского комплекса. **Б** – агломератовые туфы, **В** – единичные бомбы в агломератовых туфах

В дорожных выемках представлены выходы агломератовой толщи, содержащей прослои туфого материала разной размерности. На данном участке широко развиты бомбовые туфы (размер бомб от 10–15 см до 150 см по длинной оси) часто «расплющенные», 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 эксплозивного бомбового материала. В отдельных бомбах встречаются внутренние полости, содержание раскристаллизованный кварц-карбонатный материал.

Вулканические бомбы характеризуются высокой степенью сохранности и сформированы тонкозернистым клинопироксен-порфировым базальтом 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 туфобрекчией, которая представляет собой «слипшиеся» обломки неправильной формы, сложенные преимущественно тонкозернистыми пироксен-порфировыми 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 мелкопор-

фировым мафическим материалом. Объем вещества «цементирующего» обломки невелик, 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.



**Рис. 2.** Породные литотипы агломератовой толщи суйсарского комплекса (дорожная выработка, поворот на п. Гирвас). А – линзообразные, сплющенные бомбы в агломератовом цементе; Б – зона закалки у крупной вулканической бомбы; В – характер локальной стратификации пирокластической толщи (смена слоев тонких, агломератовых и бомбовых туфов)

По химическому составу обломки и матрикс очень близки и варьируют от базальтов нормальной щелочности до трахиандезибазальтов, при этом содержание  $Na_2O+K_2O$  в цементе несколько ниже, чем в обломках (рис. 3). Эти умеренно-магнезиальные базиты с содержанием MgO=5.7-7.2 вес.% характеризуются умеренными содержаниями  $Fc_2O_3^{tot}$  (10.7–12.3 вес.%) и  $Al_2O_3$  (13.3–14.8 всс.%) и довольно высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (1.48–1.92). Характерная особенность и обломков, и цемента – обогащение LIL-элементами, прежде всего, Ва, содержание которого в обломках достигает 1500 ррт (табл. 1, рис. 3).

Агломератовые туфы суйсария характеризуются обогащением высокозарядными элементами, прежде всего, Nb и Ti, что проявлено в формировании положительных аномалий на мультиэлементных диаграммах (рис. 3) и отражает, с одной стороны, отсутствие контаминации кислым коровым веществом, а с другой стороны, свидетельствует об обогащенной плюмовой природе мантийного источника расплавов.

# Объект 3 (д. Шуйская Чупа)

На участке Шуйская Чупа (берег оз. Кончезеро) обнажаются подстилающие суйсарскую свиту образования, представленные верхней пачкой заонежской свиты, где наблюдается переслаивание нескольких лавовых потоков мощностью до 10 м андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов с туфогенно-осадочными породами, в которых встречаются линзы углеродсодержащих пород.

Своеобразным маркером этой пачки является покров мощностью около 10 м плагиофировых трахиандезибазальтов, который обнажается на C3 окраины дер. Шуйская Чупа приблизительно в 100 м от берега оз. Кончезеро. 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. Химический состав приведен в табл. 1, 2. По химическому составу PI-порфировые породы отвечают трахиандезибазальтам (рис. 3). Эти низкомагнезиальные породы (MgO=3.04 вес.%) характеризуются высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17.5 вес.%). Характерная особенность этих базальтов – обогащение LIL-элементами, слабое обогащение высокозарядными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3).



Рис. 3. Обобщенная геохимическая характеристика пород суйсарской и заонежской свит.

Мультиэлементные диаграммы нормированы на состав примитивной мантии (Wenderpohl, Hartman, 1994).

На участке Шуйская Чупа выше описанного покрова в переслаивании с туфогенно-осадочными породами установлено еще 3 лавовых покрова заонежской свиты.

Таблица 1	l. Химич	еский с	остав по	родных	литотиг	юв заоне	ежского	и суйсар	эского к	эмплекс	ов Цент	ральной	Карели	И
Проба	SV-02	SV-03	SV-03a	SV-04	SV-05	SV-06	SV-07	SV-08	SV-09	SV-10	SV-11	SV-12	SV-13	SV-14
Свита	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Zn	Su	Zn	Zn	Su	Su	Su
Объект	1	1	1	1	1	2	2	3	3	4	4	4	4	6
Порода	AΦ	БТ	БТ	БТ	МБ	ТМБ	AΦ	ППБ	Д	ЦПЛ	TT	AΦ	МЛ	AΦ
SiO <sub>2</sub>	48.60	51.54	51.10	52.76	49.94	45.92	50.50	52.22	41.82	48.88	49.66	47.44	45.90	51.60
TiO <sub>2</sub>	1.86	1.68	1.64	1.65	1.59	1.72	1.73	1.59	1.45	1.60	1.59	1.48	1.39	1.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.79	13.59	13.62	13.35	13.78	15.12	14.08	17.56	10.07	11.55	15.99	10.58	10.38	14.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.32	11.07	11.91	10.70	11.76	13.02	11.74	9.86	14.47	13.63	13.24	11.74	12.17	11.33
MnO	0.20	0.21	0.22	0.18	0.18	0.15	0.16	0.12	0.20	0.19	0.14	0.16	0.17	0.19
MgO	6.71	5.70	5.76	6.37	7.12	8.21	7.19	2.98	17.33	8.93	6.18	14.74	16.11	7.12
CaO	7.61	9.78	9.14	7.22	7.36	5.95	6.25	7.22	8.18	8.70	2.90	5.73	6.62	6.62
Na <sub>2</sub> O	2.11	2.47	2.27	2.67	3.35	2.58	3.80	2.92	0.29	3.42	4.92	2.24	1.29	4.41
K <sub>2</sub> O	2.33	2.24	2.12	2.90	0.47	1.08	1.73	3.12	0.01	0.13	0.64	0.21	0.58	0.71
$P_2O_5$	0.33	0.26	0.35	0.26	0.22	0.22	0.25	0.33	0.21	0.23	0.27	0.22	0.20	0.25
$H_2O$	0.28	0.18	0.36	0.51	0.78	0.94	0.33	0.23	0.56	0.35	0.86	0.80	0.51	0.21
LOI	3.37	1.89	2.02	2.09	3.79	5.50	2.91	2.40	6.17	3.14	4.38	5.39	5.80	2.69
Сумма	100.51	100.61	100.51	100.66	100.33	100.42	100.67	100.55	100.76	100.76	100.77	100.73	101.12	100.85
Li	31.59	13.04	7.79	19.06	23.15	29.68	24.29	12.26	50.71	19.74	20.99	29.62	30.18	17.82
Be	0.92	0.67	0.95	1.07	0.70	0.84	0.89	1.53	0.69	<po< td=""><td>1.40</td><td>0.52</td><td>0.52</td><td>0.97</td></po<>	1.40	0.52	0.52	0.97
Sc	27.3	25.9	26.4	25.9	27.0	27.2	28.0	18.2	24.0	30.8	23.5	26.9	23.8	27.3
V	293	268	282	285	278	291	296	234	268	285	250	261	244	272
Cr	219	284	214	193	268	173	163	51	1465	279	213	1037	1077	229
Co	42.4	37.0	35.4	36.3	40.6	49.5	41.0	33.4	83.8	48.5	43.6	61.9	66.5	41.0
Ni	159	147	109	128	135	138	119	83.1	1127	130	166	605	800	87.7
Cu	130	111	178	196	142	62.6	95.8	177	65.6	78.4	76.4	90.6	73.3	64.0
Zn	97.1	77.5	88.5	78.0	126	146	96.9	117	126	99.6	131	104	94.7	118
Ga	20.5	16.2	16.6	19.0	16.4	20.1	19.1	24.4	11.1	10.8	20.88	8.20	8.97	11.2
Rb	48.6	38.7	34.4	54.0	8.94	22.9	40.6	64.8	0.506	2.54	12.8	2.86	9.50	12.1
Sr	507	423	473	491	165	122	448	695	18.5	273	96.3	130	92.6	288
Y	20.2	18.6	19.0	19.2	18.6	21.1	20.3	21.7	14.1	16.5	21.1	15.5	14.3	20.4
Zr	153	133	135	151	143	160	161	201	93.5	112	221	104	98.3	127
Nb	17.9	15.1	15.6	17.2	15.7	18.1	18.1	21.5	12.2	13.1	22.1	12.2	11.3	13.4
Ba	1190	1157	705	1527	163	251	882	785	17.3	97.7	166	78.5	194	264
La	15.0	12.9	16.4	14.2	15.2	16.5	15.5	24.1	5.97	6.79	18.51	4.23	11.1	12.1
Ce	36.0	32.9	34.7	35.7	34.6	37.7	37.5	52.5	18.0	19.0	46.3	12.9	28.7	30.4
Pr	4.54	4.02	4.38	4.40	4.40	4.91	4.82	6.09	2.61	2.80	5.71	2.05	3.69	3.88
Nd	21.1	18.8	20.2	20.0	20.8	21.9	21.7	26.4	12.4	14.5	25.6	11.3	16.6	18.8
Sm	5.14	4.58	4.80	4.91	4.76	5.14	5.14	5.73	3.20	3.90	5.51	3.52	3.67	4.45
Eu	1.86	1.78	1.63	1.67	1.49	1.62	1.79	1.88	0.97	1.18	1.51	1.11	1.12	1.91
Gd	5.35	4.83	5.02	5.17	5.08	5.36	5.41	5.98	3.54	4.33	5.75	3.84	3.95	4.95
Тъ	0.74	0.72	0.74	0.73	0.74	0.80	0.77	0.82	0.54	0.64	0.82	0.61	0.59	0.71
Dy	4.20	3.88	3.94	4.08	3.97	4.44	4.27	4.45	3.08	3.67	4.44	3.47	3.25	4.18
Но	0.781	0.735	0.764	0.733	0.760	0.811	0.793	0.842	0.585	0.688	0.836	0.631	0.591	0.824
Er	2.13	1.97	2.05	2.05	2.02	2.19	2.17	2.29	1.57	1.81	2.32	1.72	1.67	2.28
lm	0.276	0.257	0.264	0.274	0.264	0.283	0.278	0.287	0.209	0.239	0.292	0.218	0.209	0.310
Yb	1.83	1.71	1.74	1.78	1.69	1.88	1.81	2.01	1.35	1.51	2.07	1.43	1.41	1.98
Lu	0.252	0.237	0.241	0.251	0.236	0.249	0.256	0.287	0.190	0.206	0.285	0.202	0.199	0.273
Hf	3.83	3.34	3.47	3.74	3.41	3.99	3.98	4.68	2.46	2.92	5.22	2.67	2.59	3.37
1a	1.21	0.974	0.969	1.01	0.946	1.10	1.03	1.11	0.773	0.798	1.20	0.730	0.722	0.78
Pb	3.74	3.17	7.03	3.27	3.16	3.65	3.09	4.13	1.82	2.31	5.53	1.56	1.66	2.07
1h	2.51	1.97	2.01	2.47	2.00	2.59	2.55	2.23	0.698	0.959	3.33	0.720	0.669	0.840
U	0.790	0.664	0.705	0.797	0.635	0.765	0.832	0.526	0.216	0.292	0.776	0.213	0.219	0.264

Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова АКТVАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Примечание: Свиты – Su – суйсарская свита, Zn – заонежская свита. ППБ – Плагиопорфировые андезиба-зальты (Zn), ЦПЛ – центр подушки в лавовом потоке, TT – тонкие туфы, туффиты, МБ – матрикс лавобрекчий, ТМБ – тонкозернистый матрикс туфобрекчии, АФ – крупный обломок в агломератовом туфе, БТ – крупная бомба в туфовом материале, Д – центральная часть дайки, МЛ – массивные лавы.

Опорный разрез вышележащей суйсарской свиты мощностью 389 м района Кончезера-Укшезеро (Кончезерская вулканическая зона) установлен по керну скв. 5, пробуренной Карельской ГЭ в 420 м к ЮВ от оз. Ангозеро. В этом разрезе В.С. Куликовым, Б.С. Лавровым (1999) выделены 5 пачек вулканогенных пород, различающихся по химическому составу (снизу вверх): первая – базальтовая (< 9% MgO), вторая – мелабазальтовая (9–14% MgO) – пикробазальтовая (14–24% MgO), третья – базальтовая (с единичными потоками андезибазальтов и трахиандезибазальтов), четвертая – мелабазальтоваяльтовая, пятая – мелабазальтовая.

# Объект 4-5 (д. Царевичи)

Участникам экскурсии представляется возможность ознакомиться с породами, слагающими первую (дер. Шуйская Чупа) и вторую (дер. Царевичи) пачки (рис.4).

На первом участке у юго-западной обочины автодороги Петрозаводск-Гирвас залегает т.н. переходная пачка туфогенно-осадочных образований, в которой встречен горизонт (0,5–1,5 м) со слоями (2–3) грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты). Обломочный материал в них представлен в основном вулканитами и осадками заонежской свиты (плагиобазальты, андезибазальты, шунгиты и др.) Данный горизонт В.С.Куликовым принимается за базальный слой суйсарский свиты. Аналогичные по составу псефиты установлены в основании суйсарской свиты в опорной скважине № 5, а также на других участках развития первой пачки свиты (п. Соломенное, аэродром «Пески», оз. Карельское, оз. Сургубское, дер. Тернаволок, о. Суйсарь и др.).

**Рис. 4.** Схема геологического строения района озер Кончезеро – Укшезеро (по В.С. Куликову, Б.С. Лаврову (Путеводитель геологических.., 2000; Куликов и др., 1999).

Карельский комплекс (палеопротерозой). Калевийский надгоризонт. Падосская свита: 1 – вторая пачка – ритмичное чередование аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в основании пачки – кварцевые песчаники; 2 – первая пачка ритмичное чередование слоев алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями кварцевых и полевошпаткварцевых песчаников; в основании пачки – мелкогалечные конгломераты и грубозернистые кварцевые песчаники с кремнисто-гематитовыми линзовидными прослоями, залегающими на коре выветривания. Людиковийский надгоризонт. 3 – субвулканические образования суйсарского пикрит-базальтового комплекса (а меладолериты, габбро-долериты; б - перидотиты, пикриты). Суйсарская свита: 4 – пятая пачка – переслаивание лавовых потоков массивных авгитовых мелабазальтов, лавобрекчий, частью миндалекаменных, туфов и единичных потоков базальтов; 5 - четвертая пачка - переслаивание лавовых потоков массивных, частью миндалекаменных пикробазальтов, их лаво- и туфобрекчий с редкими потоками мелабазальтов, их лавобрекчий и прослоями туфов пикро- и мелабазальтов; 6 - третья пачка – переслаивание лавовых потоков базальтов плагиоавгитовых массивных, частью миндалекаменных, их лавобрекчий с единичными потоками плагиоавгитовых андези- и трахибазальтов; 7 – вторая пачка – переслаивание туфов и туффитов базальтовых и пикробазальтовых с лавами (редкие потоки) пикробазальтов; 8 – первая пачка – переслаивание базальтовых туффитов, туфов с елиничными потоками базальтов: в основании пачки – туфоконгломераты, мелкогалечные конгломераты, гравелиты; 9 - субвулканические силловые образования заонежского комплекса (габбро-долериты, долериты). Заонежская свита : 10 – переслаивание туфов и туффитов натровых трахиандезибазальтов, трахиандезибазальтов, трахибазальтов и базальтов; туфопесчаников и туфоалевролитов, граувакковых вулканомиктовых песчаников и алевролитов, шунгитовых пород; 11 лавы андезибазальтов и трахиандезибазальтов массивных, частью миндалекаменных; 12 – лавы базальтов массивных, частью миндалекаменных и вариолитовых;



13 – лавы серийно-порфировых андезибазальтов. <u>Ятулийский надгоризонт</u>. Туломозерская свита : 14 – доломиты, известняки, песчаники; 15 – геологические границы пачек наблюдаемые и предполагаемые; 16 – залегание слоистости и напластование лавовых потоков; 17 – разрывные нарушения установленные; 18 – опорные буровые скважины и их номера; 19 – основные автодороги.

Разрез первой пачки суйсарской свиты 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), которые 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 и Укшезеро. Низы пачки представлены тремя потоками авгитовых мелабазальтов (9–13% MgO), переслаивающихся с аналогичными туфами, которые обнажаются на Кончезерской стороне перешейка.

Объект 4 (д. Царевичи, берег оз. Кончезеро). На остановке перед д. Царевичи обнажаются агломератовые туфы в контакте с подушечными лавами базальтов с небольшими (до 1 м) горизонтами (линзами) туфов-туффитов (рис. 5, табл. 2). Вулканогенно-осадочные породы формируют тонкую слоистую серию мощностью до 1 м с четко выраженной градационной слоистостью. Породы сформированы мелкими угловатыми, неокатанными зернами кварца плагиоклаза и клинопироксена. В меланократовых прослоях резко увеличивается количество цемента.

Агломераты секутся дайкой пикритового состава мощность около 0,8 м. Породы дайки представлены меланократовыми оливин-клинопироксен порфировыми базитами. В породе сохранились крупные реликтовые зерна оливина, замещенные тонкозернистым агрегатом (хлоритом), клинопироксен вкрапленников отлично сохранился. В тонкозернистой основной массе преобладают мелкие лейсты клиноприоксена, мелкие псевдоморфозы оливина сцементированные вулканическим стеклом.

**Объект 5** (д. **Царевичи, берег оз. Укшезеро).** Укшезерская сторона перешейка образована несколькими слоями туфов, пикробазальтов и маломощными (до 3–5 м) потоками массивных пикробазальтов. Породы падают на ЮЗ под углами 40–60°.



**Рис. 5.** Схема геологического строения участка д. Царевичи (2 пачка суйсарской свиты).

Условные обозначения: 1 – плагиопироксеновые базальты и их брекчии; 2 – пикробазальты и их брекчии; 3 – туффиты; 4 – мелабазальты и их брекчии; 5 – туфы базальтов; 6 – геологические границы; 7 – номера проб (табл.1); 8 – часовня.

Таблица 2. Химический состав породных литотипов суйсарского комплекса района д. Шуйская Чупа – д. Царевичи (положение проб показано на рис. 5)

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	53.18	53.60	48.56	51.90	47.18	48.10	45.65	44.39	50.16	44.26	41.31	46.97	46.82	46.04	52.04
TiO <sub>2</sub>	1.70	1.50	1.73	1.70	1.96	1.90	2.05	1.41	1.60	1.45	1.46	1.43	1.01	1.11	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.76	16.13	12.78	11.38	12.67	12.41	8.76	9.12	10.39	10.60	10.12	8.58	7.63	6.01	13.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.30	1.90	1.68	2.52	1.22	1.63	3.05	2.38	1.79	1.97	2.36	1.97	2.53	2.05	2.00
FeO	5.75	7.90	8.47	7.62	10.42	9.91	8.86	9.41	8.01	10.06	9.97	9.40	9.19	9.62	9.48
MnO	0.120	0.114	0.175	0.188	0.174	0.175	0.178	0.158	0.124	0.169	0.184	0.157	0.163	0.188	0.114
MgO	3.20	3.51	10.19	8.84	9.99	9.74	16.46	16.29	13.48	16.38	19.93	18.26	19.27	20.61	10.36
CaO	7.14	6.93	7.65	8.09	8.52	8.45	7.45	8.78	5.86	6.93	6.39	6.25	5.77	7.65	1.52
Na <sub>2</sub> O	3.14	3.56	1.94	4.19	2.33	2.67	0.85	1.00	2.36	1.09	0.43	0.33	0.06	0.08	0.04
K <sub>2</sub> O	2.74	2.14	1.83	0.06	0.91	0.84	0.47	0.03	0.34	0.35	0.01	0.05	0.01	0.016	3.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.29	0.26	0.21	0.27	0.24	0.28	0.22	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.26
$H_2O$	0.34	0.18	0.39	0.60	0.17	0.22	1.17	0.77	0.58	0.50	0.66	0.72	0.50	0.50	0.35
LOI	2.35	2.20	4.13	2.40	3.78	3.58	5.67	6.82	4.73	6.04	7.34	6.30	6.74	5.87	6.04
Сумма	100.04	99.95	99.78	99.69	99.59	99.86	100.89	100.70	99.64	99.97	100.35	100.60	99.87	99.91	99.88

*Примечание.* Дер. Шуйская Чупа: 1–2 – плагиоклазовые порфировые трахиандезибазальты; Дер.Царевичи: 3–6 – мелабазальты, 7,12, 14 – пикробазальты; 13– пелитовый туф пикробазальтов; 15– пелитовый туф мелабазальтов.

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 (табл. 1, 2). По химическому составу породы лав и туфов близки (табл. 1, 2) сходный состав имеет и дайка

пикритов, секущая агломератовые туфы (объект 5). Как и другие высокомагнезиальные породы суйсария (лавы Ангозера, породы Кончезерского перидотит-габбрового силла), пикриты характеризуются высокими содержаниями MgO, низкой щелочностью, и высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (табл. 1, 2, рис. 3). Для них характерна деплетированность LIL-элементов (в большинстве случаев), обогащение высокозарядными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3) Взаимоотношения лав и туфов наблюдаются у уреза воды на берегу Укшезера.

### Объект 6 (гора «Сампо»)

Гора «Сампо» свое название обрела благодаря съемкам в этих местах в 1960-е годы фильма по мотивам карело-финского эпоса «Калевала», в котором «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.

Мафиты третьей пачки суйсарской свиты залегают вдоль дороги Петрозаводск-Гирвас на участке Косалма (севернее окраины деревни) и горе Сампо, где они представлены чередующейся серией лавовых потоков, агломератовых туфов с маломощными прослоями осадочного материала. Породы обломков в агломератовых туфах представлены клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, в которых вкрапленники выполнены клинопироксеном и плагиоклазом, размером до 2 мм по удлинению. Количественные соотношения вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза примерно равны. Основная масса породы – стекловатая, девитрифицированная.

Четвертая и пятая пачки свиты обнажаются вдоль отворота дороги на оз. Ангозеро (4 км к северу от д. Косалмы), где они слагают ядро Укшезерской синклинали с субгоризонтальным залеганием пород.

#### Объект 7 (поворот на д. Кончезеро)

После переезда участники экскурсии прибывают в район поворота дороги на Кончезеро для ознакомления с породами 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.

Знакомство с разрезом Кончезерского массива проводится в зоне дробления и брекчирования вмещающих пород, где пластообразная форма тела сменяется секущей с весьма сложными контурами в плане (рис. 6). Химические составы пород по разрезу приведены в табл. 3.



Условные обозначения: 1 – пироксеновые мелабазальты; 2 – перидотиты и пикриты; 3 – мелабазальты и пикритовые базальты с прослоями туфов и туффитов; 4 – пироксен-оливиновые пикробазальты; 5 – туфы, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы; 6 – базальты переслаивающиеся с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 7 – предполагаемый некк Ангозерского маара; 8 – разломы; 9 – слоистость; 10 – реликты Копчезерского завода

В 60 м южнее дороги в расчистке, хорошо виден на протяжении до 20 м непосредственный контакт массива, почти под прямым углом пересекающий пологозалегающие туфогенно-осадочные породы, В плане линия контакта извилистая, плоскость имеет крутое падение. В строении эндоконтактовой зоны массива выделяется собственно зона закалки в непосредственном контакте и сменяющая ее зона пикритов. Зона закалки мощностью 4–6 см представлена метаморфизованным мелабазальтом с незначительным содержанием (10– 12%) кристаллической фазы. Последняя представлена мелкими зональными и сдвойникованными изометричными и пластинчатыми кристаллами клинопироксена ряда авгита и пластинчатого плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована и представлена агрегатом мельчайших кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и бурого хлорита. В зоне закалки отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород размером от 1 мм до 1 см. Ороговикование ксенолитов выражено в появлении по их периферии мелких кристаллов клинопироксена.

Проба	9111	9112	9112/3	9112/1	9112/2
SiO <sub>2</sub>	43.9	44	43.9	50.3	49.3
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.8	0.84	1.95	1.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.82	4.79	4.68	14.1	14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14	13.8	14.3	9.71	10.1
MnO	0.18	0.18	0.19	0.2	0.2
MgO	29.6	29.5	29.3	8.98	8.4
CaO	6.35	6.64	6.42	11.2	12
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.14	0.21	3.19	3.46
K <sub>2</sub> O	0.07	0.08	0.07	0.23	0.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.15	0.18
H <sub>2</sub> O					
LOI	7.42	7.29	7.95	3.54	3.37
Сумма	100.69	100.75	100.80	99.37	100.71
Sc	21	22.3	22.4	30.3	32.5
V	150	144	162	327	316
Cr	2158	2142	2317	464	456
Co	125	120	128	43	43
Ni	1715	1660	1637	225	193
Rb	5.3	4.3	5.4	21.7	5.4
Sr	17	17	20	259	271
Y	9.12	9.31	9.14	21.7	21.5
Zr	49	49	50	117	120
Nb	5.22	5.26	5.53	13	13.3
Ba	8.1	2.1	10	83	87
La	4.37	4.51	4.68	10.8	11.2
Ce	10.3	10.5	11	27.2	27
Nd	6.64	6.92	7.13	17.9	17.7
Sm	1.71	1.84	1.87	4.58	4.54
Eu	0.542	0.611	0.587	1.5	1.52
Gd	1.85	1.93	2	4.74	4.7
Dy	1.65	1.73	1.76	4.18	4.04
Er	0.856	0.897	0.905	2.06	2
Yb	0.712	0.761	0.768	1.72	1.68
Au	1.31	1.31	1.33	2.83	2.9
Hg	0.32	0.343	0.361	0.737	0.749
Pb	0.776	0.751	0.796	1.97	2.04
Th	0.356	0.29	0.355	0.818	0.83
U	0.099	0.107	0.098	0.217	0.22

Таблица 3. Химические составы пород Кончезерского перидотитового массива

Примечание: заимствовано из работы (Puchtel et all., 1998).

Зона закалки постепенно переходит в метаморфизованную зону пикритов мощностью до 10–15 см. Этот переход сопровождается резким увеличением содержания вкрапленников пироксена, плагиоклаза и появлением хлоритовых, серпентин-хлоритовых и серпентиновых псевдоморфоз по вкрапленникам оливина. Содержание вкрапленников увеличивается от 5–12 до 25–30%, а первично-стекловатая масса постепенно переходит в мелко- и среднезернистую. Пикритовая зона насыщена ксенолитами вмещающих пород размером от мельчайших обломков до крупных глыб, ориентированных параллельно контакту. Изредка встречаются ксенолиты инородных пород (габброидов), принесенных магмой с более глубоких горизонтов. Ксенолиты по периферии слабо ороговикованы. В зоне пикритов встречаются многочисленные и более поздние прожилки мелабазальтов, рассекающие зону закалки и выходящие во вмещающие породы. Эндоконтактовые пикриты

за счет довольно быстрого увеличения содержания оливина (серпентинитовые псевдоморфозы) переходят в серпентиниты по верлитам. Внутреннее строение перидотитовой зоны неоднородно. Сразу же после пикритов следует 40–60-метровая кумулятивная зона, обогащенная крупными (4–5 мм) порфировыми корродированными зернами оливина, реже идиоморфного клинопироксена. По направлению к кровле массива содержание оливина и размер его зерен уменьшаются, типичны бластопойкилитовые структуры, где мелкие зерна оливина (14–16% Fa) пойкилитически включены в крупные кристаллы клинопироксена, появляется хлоритизированный плагиоклаз и биотит. В висячем боку силла появляется линза габброидов (табл. 5), а затем они сменяются метаморфизованными пикритами. Возраст возраст пород Кончезерского силла (Sm-Nd, минеральная изохрона) составляет 1975±24 млн лет (Puchtel et al., 1998) и хорошо согласуется с геологическими данными (Куликов и др., 1999).

Подводя итог рассмотрению магматических образований заонежского и суйсарского надгоритзонтов, следует отметить, что все изученные к настоящему времени породы имеют ряд общих геохимических характеристик, в том числе, характер распределения высокозарядных и редкоземельных элементов. Особенности состава этих пород предполагают их генетическое сходство. Дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов, обогащение высокозарядными элементами, присутствие в разрезе высокомагнезальных вулканитов, вероятно, являются следствием формирования первичных расплавов в результате плавления глубинного обогащенного (плюмового) источника. Высокие концентрации LIL-элементов позволяют предполагать существенную коровую контаминацию первичных расплавов, однако, отсутствие отрицательной Nb в породах свидетельствует о низком вкладе (или об его отсутствии) архейского гранитного материала в генезис расплавов.

Далее участники экскурсии продолжают свой путь по автомагистрали Петрозаводск-Гирвас в направлении курорта Марциальные Воды, где знакомятся с Музеем Петра I и источниками минерализованных марциальных вод.

# Объект 8 (п. Марциальные воды)

Марциальные воды — первый русский курорт, основанный 20 марта 1719 г. Минеральные источники Марциальных вод были открыты приписным крестьянином, рабочим Кончезерского медеплавильного завода Иваном Рябоевым в 1714 г. О своем открытии он сообщил директору Олонецких горных заводов Генину, а тот в свою очередь написал об этом Петру I. Петр I поручил придворному врачу лейб-медику Л.Л.Блюментросту произвести в 1717 г. изучение минеральных источников. Около источников были построены придворная церковь и деревянный дворец, для приезжающего сюда в 1719, 1720, 1722 и 1724 г.г. вместе со своей семьей Петра I.

Петр I. здесь, на курорте, в 1724 г. отредактировал Указ об учреждении Санкт-Петербургской Академии наук и художеств (ныне Российской Академии наук).

Минерализованные воды источников, содержащие большое количество активного двухвалентного железа, были названы «Марциальными» в честь Марса – бога войны и железа после их первого изучения.

По данным А.В. Иешиной, марциальные воды относятся к сульфатному типу и формируются в нижней гидрогеохимической подзоне. Минерализация их изменяется от 0,27 до 0,67 г/л, состав – от гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-кальциево-железистого до сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-железистокальциевого (табл. 4). Концентрация железа составляет 16–87 мг/л. Принадлежность вод к нижней гидрогеохимической подзоне подтверждается как повышенной минерализацией вод, так и составом растворенных газов, в которых отсутствует кислород. При общем газосодержании 60–80 мг/л (повышенном по сравнению с фоном) в них преобладает  $CO_2$  (72–76 об. %) и азот (22–26 об. %). По содержанию активного железа и дебиту марциальные воды занимают одно из первых мест среди железистых вод в России. В лечебных целях эти воды могут применяться при заболеваниях крови, желудка, печени, почек и при болезнях обмена веществ. Кроме марциальных вод, здесь широко распространены лечебные грязи в оз. Габозере. Лечебная грязь обладает противовоспалительным, спазмолитическим, обезболивающим, рассасывающим действием и используется при лечении болезней периферической нервной системы, органов движения, хронических воспалительных заболеваний.

С 1964 г. на базе источников марциальных вод и габозерских грязей здесь функционирует бальнеологический санаторий «Марциальные Воды».

Марциальные источники связаны с выходом на поверхность грунтовых самоизливающихся трещинных вод, дренирующих толщу вулканогенно-осадочных пород (черные шунгитсодержащие сланцы, туфосланцы, туфы, базальты массивные и миндалекаменные, габбродолериты), разбитых зоной вертикально падающего разлома, проходящего от оз. Кончезера, вдоль котловины оз. Габозера и далее на северо-запад по юго-западному берегу оз. Мунозера.

Компоненты	Единица	Скв.1	Скв.2	Скв.3	Скв.4
и показатели	измерений				
HCO <sub>3</sub>	мг/л	96,3	122,6	108,6	134,2
$SO_4$	то же	80,7	224,8	261,1	343,7
CI	«	1,0	1,0	1,1	1,1
NO <sub>3</sub>	«	—	-	—	-
F	«	0,2	0,2	0,2	0,2
Na	«	3,0	4,5	4,5	5,5
K	«	2,3	4,6	5,0	5,7
Ca	«	24,0	39,0	34,0	49,0
Mg	«	14,6	44,4	37,7	45,6
Fe <sup>2+</sup>	«	16,0	31,0	56,0	76,9
Fe <sup>3+</sup>	«		Сл	еды	
Mn	«	0,4	0,8	1,0	1,0
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	«	4,0	10,4	16,6	18,6
Минерализация	«	242,5	482	525,8	681, 5
H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	мкг/л	-	-	35	35
Al	то же	13	30	25	20
Cu	«	9	23	34	47
Zn	«	13	100	72	150
Co	«	2,5	3,7	4,8	10
Sr	«	43	46	72	100
Ni	«	6	46	72	15
Li	«	10	40	20	20
pН	«	6,6	6,4	6,3	6,3

Таблица 4. Химический состав минеральных вод курорта Марциальные воды

Примечание. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с.

# Объект 9 (д. Юркостров)

В 500 м к северу от деревни Юркостров дорога P-15 проходит по склону моренной гряды, на котором выделяется 3 абразионных и одна (нижняя) аккумулятивная террасы, сформировавшиеся в аллерёде. Древний берег Онежского приледникового озера выражен в данном районе в виде террасированного моренного уступа, вытянутого в субмеридиональном направлении на 6–7 км. Абсолютные отметки бровки уступа наиболее высокой террасы колеблются от 90 до 110 м, тылового шва от 70 до 80 м. В аллерёде глобальное потепление климата вызвало усиленное таяние ледника, формирование многочисленных озовых гряд и крупных приледниковых бассейнов на территории Карелии. Онежское приледниковое озеро во второй половине аллерёда достигает максимальных размеров, превышающих современные на 20%. В северной части Онежского озера его уровень достигал современных абсолютных отметок 100–115 м. В этом же месте, рядом с трассой P-15, находится крупная глыба сариолийских полимиктовых конгломератов (тиллитов), перенесенная поздневалдайским ледником на юго-восток на 10–12 км от коренных выходов этих пород. Длинная ось этой слабоокатанной глыбы достигает 6 м. Аналогичная глыба диаметром более 2 м привезена и установлена перед фасадом здания ИГ КарНЦ РАН в г.Петрозаводске.

### Объект 10, 11, 12 (Гирвас)

Одну из примечательных геологических особенностей территории Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы, в которых до половины объема приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным плато-базальтам – траппам.

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 трёхчленное строение, терригенные и теригенно-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, 1978). 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 людиковия (с которыми мы знакомились на предыдущих остановках). Длительность ятулийского периода оценивается примерно в 200 млн лет от 2.30 до 2.08 или от 2.22 до 2.06 млрд лет.

Объект 10. Начало осмотра геологических объектов на территории п. Гирвас начинается с правой стороны дороги, не доезжая до р. Суны, где устанавливаются разобщенные выходы нижнеятулийских светлоокрашенных кварцевых конгломератов, крупнозернистых (до гравелитов) кварцито-песчаников, 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 андезибазальтов) (Свстова и др., 2011).

Объект 11. Вышезалегающие нижнеятулийские эффузивы установлены по обе стороны дороги и выходят вдоль всего южного (правого) борта долины р.Суны. (Рис. 7).



Рис. 7. Геологический разрез по левому берегу каньона р. Суны (пос. Гирвас) и породные литотипы ятулийского разреза. *Условные обозначения рисунка А:* Нижний ятулий: 1 – базальты миндалекаменные. Средний ятулий: 2 – кварцевые конгломераты, гравелиты, грубозернистые кварцито-песчаники; 3 – базальты миндалекаменные; 4 – шаровые лавы миндалекаменных базальтов; 5 – линзы яшмовидных силицитов; 6 – туфы, содержащие прослои с лапилями; 7 – лавовый язык течения в кровле покрова; 8 – столбчатая отдельный канал; 10 – делювиальные осыпи. Б – породная последовательность осадочных пород ереднего ятулия с проявленной косой слоистостью; В – Кварцевые конгломераты среднего ятулия; Г – подушечные лавы (лавовые каналы в потоке базальток). Д – столбчатая отдельность в базальтах.

Петрозаводск, 12–16 октября 2015 г.

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

Объект 12. Осадочные образования среднего ятулия (описание дано Л.П. Галдобиной) представлены пачкой кварцито-песчаников мощностью около 10 м с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов (рис. 8).

1. В непосредственном контакте на базальтах нижнего ятулия налегают мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты зеленовато-серой, реже розовато-серой окраски. Гальки средней степени окатан-

6

7

8

9



Рис. 8. Колонка разреза среднеятулийских образований северного борта р. Суны.

Условные обозначения: 1 – базальты; 2 – кремнистые и гематито-кремнистые породы (силициты); 3 - кварцито-песчаники средне- и крупнозернистые; 4 - гравелиты; 5 - кварцевые конгломера-ты; 6 - знаки ряби; 7 - срезающая косая слоистость; 8 – косая слоистость с S-образной формой слойков; 9 – параллельная косая слоистость; 10 – номер горизонта

ности имеют размер до 2-5 см и представлены белым жильным кварцем. В составе гравийного материала отмечен голубой кварц и розовый полевой шпат. Порода слабой сортировки. Цемент слюдисто-хлоритовый, мощность слоя 1-1,5 м.

2. Выше в ритмичном переслаивании залегают 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 косой слоистостью, с единым направлением падения слойков в сериях. Породы серые и зеленовато-серые. Мощность горизонта 2 м.

3. Далее следуют крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты с слойками кремнистой, слюдисто-кремнистой породы в кровле слоя. Мощность слоев 7-12 см. Косая слоистость в мелких сериях параллельная, срезающая. Отмечены слойки S-образной формы. Породы серовато-розового цвета. Мощность горизонта 2 м.

4. Следующий горизонт сложен слоями-ритмами мощностью в 0,3-0,4 м. В подошве слоев залегают гравелиты, большая верхняя часть ритма представлена кварцито-песчаниками 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. Мощность горизонта 3 м.

5. 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 полевошпатово-кварцевыми кварцито-песчаниками и гравелитами. На конгломераты налегают базальты среднего ятулия. В разрезе осадочных среднеятулийских образований района пос. Гирвас четко прослежен трансгрессивный цикл осадконакопления, завершенный излиянием лав. Присутствие в цементе хемогенного, кремнистого и гематитокремнистого материала указывает на одновременную вулканическую деятельность.

Объект 13. 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 слабо обособленные 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. Полость 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. Суна 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 – столбчато-призматическую.

Компоненты	I	2	3	4
	n=39	n =34	n=24	n =49
SiO <sub>2</sub>	48,99	49,40	48,14	47,60
TiO <sub>2</sub>	1,97	1,05	2,41	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	14,72	13,32	13,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,08	9,48	9.14	6,67
FeO	7,92	2,09	6,49	11,28
МпО	0,19	0,15	0,14	0,21
MgO	5,39	8,43	6,71	4,15
CaO	6,74	5,29	6,37	7,80
Na <sub>2</sub> O	3,23	4,33	4,81	3,50
K <sub>2</sub> O	0,72	1,05	0,35	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,06	0,26	0,21
H <sub>2</sub> O	0,12	0,23	0,14	0,21
nnn	3,43	3,95	1,81	1,48
Сумма	99,17	100,24	100,09	100,17
S	0,03	0,03	0,33	0,07
CuO	0,017	0,010	0,004	0,057
CoO	0,009	0,008	0,006	0,006
NiO	0,010	0,020	0,012	0,021
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,068	0,047	0,055	0,080
CroOo	0.008	0.031	0.010	0.016

Таблица 5. Средние химические составы групп пород ятулийского вулканического комплекса Гирвасской вулканической зоны (Голубев, Светов, 1983)

*Примечание.* I – базальтовые лавы нижнего ятулия, 2 – среднего ятулия, 3 – верхнего ятулия, 4 – габбро-долериты Койкарского рудного силла.

Залегающая между вторым и третьим лавовыми покровами пачка туфогенно-осадочных пород мощностью около 5,0 м представлена чередующимися слоями вначале терригенно-карбонатных пород с присутствием небольшого количества, по-видимому, пеплового материала, замещенного хлоритовым агрегатом, а затем терригенно-туфовых пород, в которых количество пирокластики резко возрастает.

Лавовые потоки и покровы ятулийского вулканического комплекса сложены базальтами (эпидотизированными, амфиболизированными), плагиоклазовыми порфиритовыми базальтами, миндалекаменными базальтами и лавобрекчиями базальтов, а также их шаровыми лавами. Породы имеют массивные, миндалекаменные, брекчиевидные, шаровые текстуры; диабазовую, спилитовую, апоинтерсертальную, порфировую, сидеронитовую структуры. Основная масса пород сложена беспорядочно-ориентированными лейстами плагиоклаза (альбит, редко альбит-олигоклаз), в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные выделения обыкновенной роговой обманки, агрегаты хлорита, эпидота, магнетита. Вкрапленники в порфиритах нижнеятулийской фазы вулканизма представлены плагиоклазом (альбит), а в порфиритах среднеятулийской фазы вулканизма – замещенным роговой обманкой пироксеном. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит, халькопирит, борнит и халькозин. По химическому составу (табл. 5) основные породы ятулийского вулканического комплекса являются производными единой родоначальной толеитобазальтовой магмы (Светов, 1979).

### Объект 14. Гирвасская палеовулканическая постройка

При проведении палеовулканологических исследований вулканических образований в районе северной окраины п. Гирвас в русле водосброса Пальеозерской ГЭС были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые слагают сложно построенный вулканический аппарат, связанный с проявлением ятулийского основного вулканизма и названный Гирвасским вулканом (Светов, Голубев, 1967;1971; Светов, 1979).



### Рис. 9. Схема геологического строения Гирвасской вулканической постройки. Составлена А.П. Световым, А.И. Голубевым (1967).

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

В условиях современного эрозионного среза доступна непосредственному наблюдению только незначительная часть вулканического аппарата, включающего в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва (рис. 10), в то время как его остальная часть скрыта под довольно мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений.

<u>Эруптивное жерло</u> 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.

Эруптивное жерло, являющееся выводящим каналом лавового материала при формировании среднеятулийского лавового плато Западного Прионежья, в контакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми базальтами и базальтовыми порфиритами, 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 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 габбро-долеритов осуществляется, главным образом, путем увеличения степени раскристаллизации пород и смены порфировидных брекчированных разновидностей базальтов сначала мелкозернистыми, массивными, а затем среднекрупнозернистыми (пегматоидными) габбро-долеритами.

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



Рис. 10. Породные литотипы Гирваского палеовулканического центра.

Условные обозначения: А – лавобрекчии (кровельные брекчии) базальтов; Б – эруптивная брекчия (фрагмент трубки взрыва); В – турмалин-карбонатная минерализация лав; Г – канатные лавы базальтов.

Петрографический состав обломков базальтов и базальтовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбро-долериты, 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.

Габбро-долериты имеют массивное полнокристаллическое сложение, однороднозернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую долеритовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными породообразующими 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), сдвойникованным по периклиновому закону, амфибол – реликтами 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 породообразующих минералов, по-видимому, по остаткам стекловатого-мезостазиса и по роговой обманке.

<u>Лавовый конус</u> 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 слабо эпидотизированными габбро-долеритами, 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) – реликтов фумарольных площадок.

Пятый поток, лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчий, переходящих иногда в однороднозернистые массивные базальты, подобные базальтам лавовых потоков окружающих лавововое плато. В кровле потока на поверхностной корочке закалки 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 особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков Трубка взрыва имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму размером не менее чем  $10 \times 30$  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 оталькованые 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.

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,77	48,72	47,90	45,66
TiO <sub>2</sub>	2,16	2,02	2,36	2,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	11,52	13,59	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,53	5,02	7,29	8,81
FeO	7,83	9,12	5,81	7,51
МпО	0,07	0,25	0,13	0,10
MgO	5,98	9,02	8,45	8,30
CaO	4,13	4,81	6,64	3,60
Na <sub>2</sub> O	5,05	0,12	4,00	4,16
K <sub>2</sub> O	0,90	1,80	0,92	2,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,30	0,21	0,25
CuO	0,003	0,006	0,001	0,004
CoO	0,009	0,016	0,006	0,008
NiO	0,007	0,029	0,008	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,006	0,005	0,008
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,086	0,06	0,06
S	0,60	0,72	0,35	0,55
H <sub>2</sub> O	0,06	0,30	0,18	0,13
Ппп	2,33	7,02	2,77	2,72
Сумма	100.43	100.50	100.50	100.49

Таблица 6. Химические составы вулканогенных пород Гирвасской вулканической постройки

*Примечание.* 1, 3 – базалът брекчированный, 2, 4 – базалът массивны (пробы 1 и 4 – зона алъбитизации и эпидотизации базалътов).

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 крутопадающие на северо-восток под углом до 85°.

По особенностям петрографического состава базальты и базальтовые порфириты эруптивных брекчий подобны обломкам лавобрекчии. Об однородности пород вулканической постройки можно судить и по их химическому составу (табл. 6). Общей особенностью эффузивно-эксплозивных образований вулканической постройки гирвасского вулкана является исключительно сильное проявление поствулканических пневматолитогидротермальных изменений пород, заключающихся, главным образом, в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации (пиритизации, халькопиритизации), хлоритизации и альбитизации. Зоны гидротермально измененных пород, как правило, имеют четкий либо структурный (плоскости систем отдельности, плоскости скола и дробления), либо геологический (контактовые поверхности) контроль.

#### Геохимическая характеристика ятулийских вулканитов по (Голубев и др., 2015)

Измененные породы. Составы ятулийских вулканитов без признаков изменений и метасоматизированных пород нанесены на диаграммы  $K_2O/(K_2O+Na_2O) - K_2O+Na_2O$  и CaO/Al<sub>2</sub>O - MgO/10 - SiO<sub>2</sub>/100 (рис. 11), которые чаще других применяются для распознавания измененных магматических пород. На первой из этих диаграмм фигуративные точки составов альбитизированных базальтов и долеритов «прижаты» к вертикальной оси, образуя протяженный тренд, отражающий одновременно высокие содержания натрия и низкие значения калий-натрового отношения в породах. Биотитизированные породы также достаточно отчетливо распознаются на этой диаграмме благодаря повышенному значению отношения K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O), хотя фигуративные точки их составов не выходят в большинстве случаев за пределы «магматического спектра». Установлено, что крупноионные низкозарядные литофильные элементы (LILE) – Li, Rb, Ba, Sr участвовали в процессах привноса-выноса вещества. Альбитизированные породы характеризуются пониженными содержаниями Sr и Rb, в эпидотизированных породах Sr, наоборот, накапливался. Биотитизация сопровождалась привносом Rb, Ba и Li, некоторые хлоритизированные породы оказались обогащенными Ba. Эти данные ограничивают возможности использования LILE для петрогенетических и геодинамических реконструкций. В этой связи особо следует подчеркнуть установленную резистентность высокозарядных элементов (HFSE) -Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, редких земель и большей части металлов переходной группы (Cr, Ni, V, Sc) по отношению к наложенным процессам (Голубев и др., 2015).





На диаграммах показаны поля неизмененных магматических пород. Усл. об.: • – неизмененные породы; О – альбитизированные породы; ; + – эпидотизированные породы; х – биотитизированные породы; э – хлоритизированные и пропилитизированные породы; • – лей-кократовый базальт

*Неизмененные породы.* Химические составы неизмененных вулканических и субвулканических пород по двум представительным разрезам карельского ятулия приведены в табл. 7. На классификационной диаграмме (рис. 12) фигуративные точки их составов попадают в поле базальтов с небольшими отклонениями в

сторону базальтовых андезитов. При этом все составы находятся ниже линии, отделяющей щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме AFM (рис.13) фигуративные точки ятулийских вулканических и субвулканических пород образуют протяженный тренд в поле толеитовой серии. Базальты нижнего ятулия характеризуются относительно высоким содержанием  $FeO_1 = Fe_2O_3 + FeO$  и  $TiO_2$ , до 14.8 и 2.2, соответственно. При умеренных содержаниях MgO это определяет сравнительно низкие значения магнезиальных чисел (mg-no.), которые не превышают в большинстве случаев 50. Базальты среднего ятулия более магнезиальные, менее железистые и титанистые. Среднее значение mg-no. составляет в них 54, достигая в отдельных образцах 66. В нормативных составах этих пород обычно рассчитывается оливин, тогда как для нижнеятулийских вулканитов в большинстве случаев – кварц. Верхнеятулийские базальты максимально обогащены титаном, характеризуются наиболее высокими содержаниями FeOt и самыми низкими значениями mg-no, в среднем – 42. В Койкарско-Святнаволокском силле этого стратиграфического уровня фенеровская тенденция накопления железа (и титана), характерная для континентально-толеитового (траппового) магматизма, и отчетливо проявленная также в ятулийском комплексе Карелии получила свое предельное выражение в образовании рудного горизонта титаномагнетитового габбро. Как видно из таблицы 7, ятулийские базальты отличаются широкими вариациями степени окисленности железа, от обычных для толеитов значений около 0.2 (в виде  $Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3$ , атомн. кол.) до преобладания  $Fe_2O_3$ . Ранее эти данные использовались для палеовулканологических реконструкций, в соответствии с которыми считалось, что более окисленные лавы формировались в субаэральных условиях, а менее окисленные были образованы при подводных излияниях. Общей петрохимической особенностью ятулийских лав всех стратиграфических уровней является сравнительно низкое содержание алюминия и, соответственно, низкие отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO<sub>t</sub> + MgO) <0.8, что позволяет отнести их к типу низкоглиноземистых базальтов. Неоднократно ранее отмеченное сходство ятулийских базальтов и долеритов Карелии с фанерозойскими траппами (Голубев, Светов, 1983; Lightfoot, Naldrett, 1990) поддерживается новыми данными редкоэлементной геохимии.

Данные по редким элементам еще отчетливее, чем по главным элементам, демонстрируют устойчивые различия между ятулийскими базальтами разных стратиграфических уровней. Распределение переходных металлов группы железа подчиняется разным закономерностям. Сг и Ni являются типичными совместимыми элементами: в полном соответствии со значениями магнезиальных чисел, их концентрации понижены в породах нижнего и верхнего ятулия и повышены в породах среднего ятулия (табл. 7). V проявляет признаки несовместимого элемента, накапливаясь вместе с Ti в обогащенных железом породах верхнего ятулия. Поведение Sc ближе к поведению несовместимых элементов, обнаруживая в своем распределении корреляцию с Y и Yb (Голубев и др., 2015).



*Puc. 12.* Классификационная диаграмма SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

Линия IB отделяет щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий





Усл. об.: — – габбро-долериты Койкарско-Святнаволокского силла; — базальты верхнего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволок : – базальты среднего ятулия разреза пос.Гирвас – дер. Святнаволок) – базальты нижнего ятулия разреза пос.Гирвас – дер. Святнаволок; ◊ – базальты среднего ятулия разреза оз. Сегозеро; △ – базальты нижнего ятулия разреза оз. Сегозеро

Петрозаводск, 12–16 октября 2015 г.

N ofn	Γ-17/1	Γ-17/2	ГР-1	ГР-2	Г.17/13	F-17/10	Г-19/3	Г-19/4	Γ-21/2	Γ-21/3	E-21/1
etnyktyna	1-1//1	1-17/2	11-1	Гипвасс	1-17/15 Kag ctnykty	na	1-17/5	1-17/4	1-21/2	1-21/3	1-21/1
etpyriypu	It 1			Inplace	It2	5u	It3(	авы)	It3 (ne	(визуать	
SiO <sub>2</sub>	50.62	51 44	50.84	51.03	45.58	51.96	47.42	47.10	46.53	38.50	55.03
ΓiO <sub>2</sub>	1.56	1.41	1.82	1.85	0.97	1.07	2.17	2.23	2.10	5.08	1.68
$\frac{102}{1003}$	13.15	11.93	11.93	11.91	15.09	15.03	13.40	13.90	13.54	13.20	11.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.63	8.58	4.58	7.52	6.66	5.73	7.94	6.74	4.84	12.30	11.90
FeO	6.94	4.79	10.66	8.02	3.71	2.87	7.78	8.56	12.75	14.44	6.41
MnO	0.25	0.20	0.22	0.21	0.16	0.17	0.20	0.23	0.25	0.23	0.08
ИgO	7.02	7.13	5.37	5.55	11.63	9.01	5.76	5.94	5.48	2.79	1.52
CaO	5.54	7.58	7.94	7.94	5.83	6.41	7.60	8.14	8.78	6.93	3.28
Na <sub>2</sub> O	2.65	4.08	2.29	2.98	3.50	3.81	4.40	3.31	2.80	3.39	6.09
K <sub>2</sub> O	0.29	0.26	0.55	0.14	0.48	0.33	0.82	1.15	0.65	0.52	0.14
$P_2O_5$	0.18	0.18	0.22	0.20	0.12	0.12	0.33	0.33	0.28	0.27	0.78
I <sub>2</sub> O	0.04	0.09	0.13	0.09	0.24	0.07	0.14	0.12	0.27	0.21	0.31
І. П. П.	4.18	2.34	3.12	2.60	5.87	3.51	1.89	2.12	1.33	1.43	1.05
умма	100.05	100.01	99.67	100.04	99.85	100.09	99.85	99.87	99.60	99.29	99.89
ng-no.	47.5	50.4	39.3	40.1	68.1	66.7	40.8	42.0	36.3	16.3	13.7
1'	0.61	0.58	0.58	0.56	0.69	0.85	0.62	0.65	0.59	0.45	0.59
0	49.7	61.7	27.9	45.8	61.8	64.2	47.9	41.5	25.5	43.4	62.6
л́	49	22	23	23	63	39	19	25	15	22	5
le	28.6	29.1	30.1	28.1	36.3	36.9	39.5	38.9	25.6	25.4	20
I	400	430	374	373	240	290	480	510	470	1700	<10
Cr	33	51	33	23	386	323	41	37	164	24	18
Co	55	46	52	38	56.3	44	43	41	50.1	40.1	9.39
Ni	81	73	72	63	170	160	54	58	100	120	23
Cu	320	<10	238	130	<10	130	52	63	430	300	78
۲b	11	9	11	6	9	7	18	20	5	8	5
Sr	299	246	197	220	99	167	170	200	170	120	16
(	22	21	23	22	21	20	35	45	41	37	87
Zr	123	109	140	170	67	98	163	168	189	177	595
Nb	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	14	10	12	15
Ba	120	120	110	<90	160	170	110	240	270	130	90
<u>If</u>	3.0	2.8	3.5	3.6	2.5	1.9	3.7	4.3	4.3	3.8	13.1
Га	0.60	0.49	0.64	0.57	0.18	0.26	0.81	0.77	0.59	0.66	1.90
a	16.1	13.8	16.7	14.8	5.3	6.1	17.9	18.2	13.9	11.8	32.5
<u>Ce</u>	30.5	28.9	36.0	34.5	12.5	13.9	33.9	39.0	29.1	27.8	64.2
Nd	19.0	18.3	23.4	23.0	7.6	10.0	23.8	25.1	18.7	20.8	46.6
<u>Sm</u>	4.38	4.11	5.16	4.57	2.23	2.55	5.92	5.81	5.55	4.72	13.40
<u>Su</u>	1.33	1.02	1.45	1.34	0.67	0.69	1.84	1.67	1.66	1.48	3.60
<u>b</u>	0.62	0.60	0.82	0.80	0.48	0.58	1.00	0.93	1.02	0.86	3.00
( b	2.07	1.85	2.10	2.01	1.92	2.20	3.70	3.90	4.42	3.53	11.30
<u>u</u>	0.31	0.24	0.31	0.30	0.29	0.30	0.53	0.59	0.64	0.52	1.59
. <u>n</u>	2.8	3.6	3.7	2.9	<0.5	2.1	2.0	4.1	<0.5	1.4	7.0
J O - (VI-)1-	0.96	0.75	1.40	<0.5	0.37	<0.2	0.58	0.50	0.50	0.51	1.60
Ce/Yb)nch	3.81	4.04	4.43	4.44	1.68	1.63	2.36	2.58	1.70	2.04	1.47
La/Sm)nch	2.31	2.11	2.04	2.04	1.50	1.51	1.90	1.97	1.58	1.57	1.53
Lu/HI)npm	0.45	0.57	0.39	0.36	0.51	0.69	0.62	0.60	0.65	0.60	0.53
10/YD)npm	1.41	1.33	1.84	1.88	1.18	1.24	1.28	1.13	1.09	1.13	1.25
7. (V)	1 0 17				1 74		1 1 1 1 1	1 1 4 4	I I /X		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Zr/Y)npm	2.16	2.00	2.33	2.20	1.23	2.69	1.00	2.42	1.70	1.85	2.04

Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

### окончание табл. 7

N обр.	Г-3611	Г-3617	Г-3625	СГ-2	СГ-3	СГ-4
			Сегозерск	ая структура		
стратигр. ур.	Jt1		Jt2			
SiO <sub>2</sub>	47.75	50.58	48.76	49.33	47.80	49.32
TiO <sub>2</sub>	1.50	1.39	0.91	1.47	1.43	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.14	11.93	13.30	14.00	14.40	14.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.43	4.82	4.02	8.40	7.07	6.63
FeO	12.56	9.69	8.98	4.91	5.03	6.61
MnO	0.19	0.17	0.15	0.13	0.15	0.14
MgO	8.30	6.30	8.62	7.00	9.60	5.96
CaO	6.44	7.98	8.12	6.74	6.38	6.78
Na <sub>2</sub> O	1.98	2.74	2.18	4.57	3.78	4.26
K <sub>2</sub> O	0.20	0.26	0.31	0.23	0.16	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.20	0.19	0.21	0.22	0.25
$H_2O$	0.38	0.10	0.08	0.14	0.09	0.26
П. П. П.	4.84	3.56	3.96	2.55	3.63	3.27
сумма	99.89	99.72	99.58	99.68	99.74	99.85
mg-no.	48.6	44.5	54.9	50.0	60.0	45.8
al'	0.50	0.57	0.62	0.69	0.66	0.77
f0	19.7	30.9	28.7	60.6	55.9	47.4

Петрозаводск, 12–16 октября 2015 г.

Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АНСССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Li	45	21	26	19	26	20
Sc	31.4	31.3	32.8	37.4	36.6	40.3
V	310	360	280	312	249	300
Cr	44	41	210	189	215	215
Со	60	52	32	39	56	40.5
Ni	79	65	160	155	202	108
Cu	20	18	18	51	<50	153
Rb	10	7	21	<5	<5	5
Sr	260	350	173	109	103	73
Y	20	20	21	24	21	35
Zr	127	143	43	103	153	153
Nb	<10	10	<10	<10	<10	<10
Ва	62	50	62	94	43	43
ff	3.2	3.5	1.3	2.6	3.1	3.8
Га	0.60	0.55	0.23	0.25	0.29	0.40
a	15.6	15.7	5.6	6.7	8.0	11.6
Ce	33.9	31.8	12.7	17.8	20.5	29.9
Nd	21.3	20.6	9.4	12.4	14.3	18.1
Sm	4.90	4.68	2.63	3.58	3.39	5.59
Eu	1.34	1.34	0.91	1.17	1.21	1.36
ГЬ	0.70	0.83	0.60	0.74	0.76	1.15
Yb	1.65	1.74	2.20	2.40	2.10	3.30
Ju	0.23	0.27	0.28	0.37	0.32	0.50
Гh	3.1	3.1	1.2	1.4	1.3	1.9
J	0.86	1.10	0.32	0.60	<0.5	0.20
Ce/Yb)nch	5.31	4.73	1.49	1.92	2.53	2.34
La/Sm)nch	2.00	2.11	1.34	1.18	1.49	1.30
Lu/Hf)npm	0.31	0.34	0.94	0.62	0.45	0.57
Tb/Yb)npm	2.00	2.25	1.29	1.46	1.71	1.64
Zr/Y)npm	2.45	2.76	0.79	1.66	2.81	1.69
Th/Ta)npm	2.35	2.57	2.43	2.55	2.04	2.16
(Ta/La)npm	0.65	0.59	0.69	0.63	0.61	0.58

 $Примечание. \text{ КСС} - \text{Койкарско-Святнаволокский силл, mgno} = MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3) \times 100, в атомн. кол., f_0 = Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO) \times 100, в атомн. кол., al' = Al_2O_3/(MgO+FeO+Fe_2O_3), в вес. %.$ 



Рис. 14. Нормализованные к хондриту и к примитивной мантии содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах ятулийских разрезов пос. Гирвас – дер.Святнаволок и оз. Сегозеро – (А) и (Б) и в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволокского силла (В) и (Г). Условные обозначения для (А) и (Б) как на рис 11, для (В): П – габбро-долерит, ! – рудное габбро, ∀ – фельзическая порода. Нормировано по [Boynton, 1984; Hart, Zindler, 1986].

Только в породах Койкарско-Святнаволокского силла его концентрации заметно понижены (табл.7). В распределении Со, Си и Zn отчетливых закономерностей не наблюдается, и по всей вероятности, оно подчиняется неравномерному распределению сульфидной минерализации в породах.

Нижнеятулийские базальты обогащены относительно среднеятулийских лав наиболее несовместимыми редкими элементами и LREE (рис. 14), но содержат несколько меньше Y и Yb и характеризуются более фракционированным распределением лантаноидов (значения отношений (Ce/Yb)<sub>n</sub> и (La/Sm)<sub>n</sub> в магматитах нижнего и среднего ятулия составляют 4.18 и 1.98, и 1.85 и 1.39 соответственно). Базальты верхнеятулийского горизонта обогащены всеми несовместимыми редкими элементами, но характер распределения REE в них близок к таковому для пород среднеятулийского горизонта (значения отношений (Ce/Yb)<sub>n</sub> и (La/Sm)<sub>n</sub> составляют в них 1.74 и 1.56). Общей особенностью распределения редких элементов в лавах ятулийского надгоризонта является присутствие положительных ториевых аномалий и отрицательных аномалий Nb, Ta, Sr, P и в большинстве образцов Ti. Породы Койкарско-Святнаволокского силла характеризуются сходным типом распределения редких несовместимых элементов и REE с лавами среднего и верхнего ятулия, но в тоже время обладают некоторым геохимическим своеобразием.

Габбро-долериты рудного горизонта близки по абсолютным содержаниям большинства редких элементов верхнеятулийским базальтам, но характеризуются естественной для них положительной титановой аномалией. Наконец, габбро-долериты нижней части интрузии почти полностью повторяют характер распределения редких элементов в лавах верхнеятулийского горизонта.

В заключении, необходимо отметить, что геохимические характеристики ятулийских базальтов и габбродолеритов соответствующих стратиграфических уровней в районе п. Гирвас – д. Святнаволок и на южном берегу озера Сегозера сохраняются во всех вулканогеных разрезах ятулия Карелии, которые иногда удалены друг от друга на сотни километров. Закономерное изменение химического состава вулканитов ятулия вверх по разрезу носит эволюционный характер и контролируется такими петрогенетическими факторами, как состав мантийного источника и степень его частичного плавления, фракционная кристаллизация в промежуточных резервуарах и контаминация магм веществом архейсой коры. Наконец комплекс геолого-геохимических данных по ятулийским вулканитам Карелии позволяет связывать их возникновение с действием мантийного плюма. Подробнее вопросы эволюции ятулийского базальтового магматизма Карелии разобраны в докладе авторов (см. материалы совещания).

### Объект 12. Архейские образования по дороге п. Гирвас – д. Койкары

Как было сказано во введении, архейские комплексы зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока (на примере Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) представлены двумя доминирующими ансамблями коматиит-базальтовой и известково-щелочной (адакитовой, высоко-Nb, баяитовой, толеитовой) сериями (рис. 15), возраст которых оценивается в 3.05–2.94 и 2.90–2.84 млрд лет (Светов, 2005).



Рис. 15. Соотношения стратотектонических ассоциаций палео-, мезо- и неоархейского возраста в пределах мезоархейской зоны перехода океан-континент (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс и западная часть Водлозерского блока)

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс в Центральной Карелии протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км. В современном эрозионном срезе он состоит из ряда структур (Светов, 2005), таких как: Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Паласельгинская, Остерская, Бергаульская, Совдозерская, Киндасовская и других структур.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают два контрастных ансамбля представленных вулканитами коматиит-базальтовой и известково-щелочной серий, при этом последние формируют вулканические постройки центрального типа. Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах (Вулканические постройки, 1978; Вулканизм архейских..., 1981; Светова, 1988). Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры, общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км.

# МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ:

# Точка 1. Коматиит-базальтовая ассоциация в пределах центральной части зеленокаменного пояса (фрагмент океанического плато) Койкарской структуры

Первая часть экскурсии знакомит участников с типоморфным разрезом древней океанической ассоциации (коматиит-базальтовой ассоциации) Койкарской структуры (возраст 3.05–2.95 млрд лет) (рис. 18). Наиболее древние породы Койкарской структуры обнажаются в ядре центральной антиклинали и представлены стратифицированной лавовой толщей коматиитов, пироксенитовых и базальтовых коматиитов. С лавами переслаиваются туфы и туффиты коматиитового и базальтового состава. Мощность этой пачки составляет 450– 500 м. Выше по разрезу они сменяются пачкой базальтов мощностью до 700 м, основная площадь развития которой приурочена к западной части Койкарской структуры. Доминирующим развитием в структуре пользуются базальты, площади занятые перидотитовыми коматиитами оцениваются в 0.62 км<sup>2</sup>, пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами – 1.52 км<sup>2</sup>. В стратиграфической региональной шкале эти коматиит-толеитовые образования объединены в составе питкилампинской (аналог лоухиваарской) свиты.

Региональный метаморфизм в Койкарской структуре связан с главной (ребольской) фазой складчатости и изменяется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового барического типа. Метаморфические преобразования пород отразились в почти полном замещении первичной минеральной ассоциации, но позволили сохраниться реликтам магматических структур (гипокристаллические, кумулятивные, спинифекс) и первичным текстурным признакам. Минеральный парагенезис представлен: актинолитовой роговой обманкой, антофиллитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, тальком, карбонатом, эпидотом, магнетитом, плагиоклазом и кварцем.

В фациальном составе ассоциации преобладает лавовая фация. Перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты слагают массивные, подушечные, вариолитовые, брекчированные лавовые потоки, реже лавовые потоки имеют дифференцированное строение. Пирокластические породы представлены туфами различной размерности – агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми. В разрезе толеитовых базальтов преобладают подушечные, массивные лавы и туфы лапиллиевого и псаммитового размера.

Возраст субвулканических дацитов, секущих коматиит-толеитовую ассоциацию и верхнюю терригенную пачку, по данным геохронологических исследований составляет 2935±15 млн лет (Бибикова, Крылов, 1993), дацитов в поле кислых вулканитов, на севере структуры – 2860±15 млн лет (Самсонов и др. 1996).

По геохимическим характеристикам (CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.35–1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>=13–22) и топологии распределения HREE (Gd/Yb)<sub>n</sub>=0.89–1.04, коматииты Койкарской зеленокаменной структуры относятся к Al-недеплетированному типу «Мупго» (рис. 16, 17, табл. 8, 9). Все вулканиты ассоциации имеют повышенные содержания Ni и Cr (максимальные концентрации Ni-2130 г/т, Cr-3500 г/т.). Туфы коматиитов геохимически во многом подобны лавам, однако, при этом отмечаются пониженные значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>< 8%, более высокие CaO-7–9%, и низкие NaO <0.01%, K<sub>2</sub>O <0.03%. Мд-толеиты пояса геохимически сходны с базальтовыми коматиитами.

Генерация первичных коматиитовых магм происходила в ходе процессов частичного плавления (45-60%) мантийного лерцолита с образованием Ol+Opx рестита на глубинах 210–240 км, при давлениях 6–7Gpa, и температурах 1780–1845 °C в источнике (что на 220–280 °C больше модельных значений температуры мантии в период 2.9–3.1 млрд лет). Средняя мощность протокоры составляет 60 км. Дифференциация коматиитового расплава после излияния (максимальные температуры излияния 1560–1615 °C) проходила под Ol контролем с участием хромшпинели.

Sm-Nd возраст коматиитовой ассоциации Койкарской структуры – 2944±170 млн лет (єNd=+1.7, MSWD=2). Время формирования высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса – 2921±55 млн лет (єNd=+1.5, MSWD=5) (Светов и др., 1999).





Рис. 16. Диаграммы для коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского пояса



Рис. 17. Распределение редких элементов в коматиит базальтовой ассоциации Койкарской структуры Карельского кратона. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Маршрут начинается в центральной части Койкарской структуры (3-й км *по дороге Гирвас Койкары*), где развита стратифицированная толща коматиитовых лав и туфов. При подходе к началу экскурсии пересекаем верхнюю терригенную пачку (доломиты, силициты, туфопесчаники, графитистые сланцы).

<u>Остановка 1.</u> Разобщенные выходы лав коматиитов. Лавы коматиитов представлены массивными или рассланцованными темно – или светлозелеными породами, сложенными агрегатом актинолит-тремолита с подчиненным количеством хлорита, талька, магнетита. Для основной массы пород характерна фибробластовая или гранобластовая структура, в отдельных участках сохранились спинифекс структуры.

Породы секутся дайками дацитов, мощностью 1–10 м, для них характерна бластопорфировая структура с вкрапленниками Pl<sub>20–30</sub> и кварца. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом.

Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова АКТVАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

				5			1	15 51					
	3	1-1	1-2	2-1	2-2	2-3	1206-1	1257-5	37-1v	37-3m	39-1v	39-2m	16-1
SiO <sub>2</sub>	68.40	43.02	48.17	38.96	44.42	45.22	49.67	53.48	66.40	43.78	64.66	44.34	44.74
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.63	0.60	0.63	0.51	0.34	0.26	0.78	0.55	0.48	0.53	0.78	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	10.74	10.35	9.56	8.85	7.35	2.89	12.84	10.64	14.17	11.70	11.82	7.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	2.27	1.62	2.07	1.66	3.16	1.05	0.88	1.37	1.11	1.56	1.76	1.51
FeO	1.28	11.64	8.62	8.90	8.05	6.61	6.97	7.40	3.87	9.77	4.16	9.91	8.33
MnO	0.06	0.25	0.20	0.20	0.19	0.17	0.158	0.15	0.08	0.11	0.02	0.11	0.19
MgO	1.78	18.35	13.60	19.43	22.78	27.82	21.65	8.67	5.52	12.44	5.32	13.92	24.38
CaO	2.38	6.73	8.12	10.50	6.73	0.56	10.75	7.57	3.84	6.19	3.98	6.12	6.86
Na <sub>2</sub> O	3.44	0.31	1.77	0.32	0.05	-	0.15	4.33	6.14	3.22	5.84	2.58	0.04
K <sub>2</sub> O	1.35	0.03	0.07	0.06	0.01	0.01	0.01	0.15	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02
H <sub>2</sub> O	0.02	0.29	0.14	0.16	0.42	0.10	0.08	0.02	0.16	0.28	0.11	0.27	0.26
П.п.п.	3.08	5.74	6.86	9.36	5.90	8.18	6.48	3.65	1.25	7.82	1.55	7.81	5.97
Cr				3667					255	281	519	536	
Ni				1223					58	89	66	107	
Со				92					31	60	35	57	
V				100					245	312	211	279	
Pb				13					12	9	14	13	
Rb				2					2	2	2	5	
Ba				98					_	65	118	91	
Sr				22					89	60	87	50	
Nb				5					7	6	7		
Zr				31					46	53	41	48	
Y				14					18	23	17	19	

Таблица 8. Химические составы вулканогенных пород Койкарской структуры

*Примечание.* 3 дайка дацита, 1–1 пироксенитовый коматиит, 1–2 пелитовый туф пироксенитового коматиита, 2–1 пироксенитовый коматиит со спинифекс структурой, 2–2, 2–3 перидотитовый коматиит с крупным пакетным спинифексом, 1206-1 актинолитит, 1257-5 подушечные лавы толеитов, 37-1v вариоль, 37-3m-матрикс, 39-1v вариоль, 39-2m матрикс, 16-1 серпентинит.

Таблица 9.	Химические	составы пород І	Сойкарской	структуры
------------	------------	-----------------	------------	-----------

	9-50	438-1	438-2	438-3	350-1	350-6	350-8a	350-29	350-32	350-67	14-1	14-2	14-3	10-2
SiO <sub>2</sub>	49.70	45.98	50.44	41.87	47.80	47.74	42.78	50.40	42.10	43.60	47.44	26.78	27.42	50.34
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.30	0.25	0.51	0.29	0.48	0.36	0.40	0.37	0.38	0.23	1.17	1.18	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.96	6.66	4.08	11.27	6.12	7.04	9.22	11.01	8.69	8.13	6.15	18.64	19.36	15.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	2.04	1.83	2.84	2.12	1.74	1.40	2.18	2.63	1.78	1.61	3.17	1.94	1.83
FeO	8.47	8.30	6.83	9.40	6.82	7.62	8.91	8.84	10.20	8.91	8.63	16.76	16.52	10.34
MnO	0.144	0.20	0.22	0.18	0.11	0.20	0.16	0.16	0.16	0.14	0.24	0.24	0.25	0.155
MgO	14.87	22.92	22.62	20.68	24.49	22.02	23.34	12.36	22.11	23.20	22.06	20.66	20.31	8.44
CaO	6.16	7.46	8.88	5.70	6.31	8.55	6.52	5.81	6.58	6.56	7.42	1.12	1.33	2.23
Na <sub>2</sub> O	2.14	0.05	0.07	0.35	0.04	0.11	0.08	2.69	0.28	0.12	0.06	0.03	-	3.47
K <sub>2</sub> O	0.09	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.02	0.67	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01	0.03
$H_2O$	0.16	0.58	0.62	0.64	0.21	0.33	0.19	0.32	0.36	0.29	0.38	0.32	0.16	0.18
П.п.п	5.11	5.65	4.41	6.77	4.99	4.53	6.38	4.61	6.39	6.34	5.37	10.99	11.21	6.78
Cr			-	1000	2296	891	2943	739	979					
Ni			-	280	1091	540	985	125	245					
Со			-	61	73	65	83	52	68					
V			_	-	140	167	179	231	189					
Pb			-	-	6	6	12	12	6					
Rb			-	-	2	5	2	43	2					
Ba			-	-	84	88	97	137	124					
Sr			-	-	16	20	16	53	25					
Nb			_	-	4.0	3.0	6.0	2.0	3.0					
Zr			_	_	24	31	24	28	25					
Y			_	_	8	11	9	13	12					

Примечание. 9-50 массивный коматиит, 438-1 брекчированный коматиит, 438-2 – агломератовый туф, 438-3 – зона кровли с микроспинифексом., 350-1 из верхней части потока перидотитового коматиита, 350-6 – из линзы, 350-8а – из цемента, 350-29 – «габбровая» зона потока, 350-32 – зона столбчатых спинифекс, 350-67 массивный коматиит, 14-1 рассланцованный коматиит, 14-2, 14-3 кора выветривания, 10-2 цемент из конгломерата (мелкозернистая граувакка).

В обнажении 1 (рис. 19) наблюдается серия лавовых потоков: массивные пироксенитовые коматииты, поток подушечных базальтов, мощностью 0.3–0.7 м, интенсивно тектонизированных. Подушки уплощены и вытянуты по простиранию, при этом сохраняются зоны закалки и осветленные ядра подушек, в межподушечном пространстве отмечается силицит. Поток вариолитовых лав. На выветрелой поверхности выделяются округлые, овальные глобулы размером 3–5 см, иногда отмечаются линзы размером до 0.5–0.7 м сложенные микровариолями. Слой псаммитовых слоистых плойчированных туфов коматиитов.



**Рис. 18.** Геологическая схема Койкарской структуры (с использованием материалов С. И. Рыбакова и А. И. Световой)

<u>Остановка 2.</u> Лавовый поток коматиитов в контакте с потоком подушечных лав базальтов (рис. 20). В основании потока коматиитов мелкобрекчированная зона, представленная тальк-тремолитовым сланцем, в кровле текстура породы изменяется от массивной до брекчированной. В средней части потока, сложенной массивными породами прослеживаются зоны с реликтами спинифекс структур оливинового типа в виде короткостолбчатых, различноориентированных пакетов длиной до 15–20 мм, к ним приурочены крупные октаэдрические кристаллы магнетита. Первичный состав спинифекс–структур замещен тремолитом, антофиллитом и хлоритом, псевдоморфозы оконтуриваются мелкозернистым магнетитом.

Петрозаводск, 12–16 октября 2015 г.



Рис. 19. Взаимоотношение породных литотипов в коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры

<u>Остановка 3.</u> Ряд выходов вариолитовых и подушечных лав пироксенитовых коматиитов (рис. 21). Мощность лавовых потоков изменяется от 4-5 до 15-20 м. В вариолитовых лавах глобулы распределены неравномерно, более тяготеют к кровельной части, иногда образуют скопления в виде линз в центральных частях лавовых потоков. Вариоли имеют размеры до 10-12 см, среднезернистые, присутствуют реликты радиально-лучистых структур, проявленные в тонком срастании альбита и актинолитовой роговой обманки. В минеральном составе кроме главных минералов, присутствуют: хлорит, кварц, эпидот, карбонат, магнетит. Структура матрикса гранобластовая, волокнистая, состоит из актинолита, хлорита, эпидота, тремолита, плагиоклаза, (An=53), магнетита. По химическому составу вариоли отвечают породам ряда низко-калиевых андезидацитов, а матриксе-пироксенитовым коматиитам.



Рис. 20. Лавовый поток коматиитов в контакте с потоком подушечных лав базальтов

Рис. 21. Подушечные лавы пироксенитовых коматиитов

В подушечных лавах пироксенитовых коматиитов подушки имеют размеры от 10–20 см до 2.1–2.5 м и зональное строение: зона закалки, мощностью до 1–2 см, афанитовая порода, отвечающая по составу пироксенитовому коматииту, массивная краевая зона: мощностью 10–30 см, мелкозернистая, состава пироксенитового коматиита, редко содержит отдельные мелкие вариоли размером до 1 см, центральная зона составляет основную часть подушки, очень часто содержит большое количество мелких 0.3–1.5 см вариолей, иногда сливающихся и образующих большие пятна в центре подушек. Геохимически вариолиты подушечных лав не отличаются от вариолей из массивных лавовых потоков. Межподушечное пространство заполнено раздробленной лавой и хемогенным силицитом. По ходу маршрута до номера 4 встречаются выходы рассланцованных подушечных лав пироксенитовых коматиитов с вариолитовой структурой в подушках. В некоторых расчистках видны контакты подушечных лав пироксенитовых коматиитов.

<u>Остановка 4.</u> Вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов (рис. 22). В северной части обнажения контакты лавового потока вариолитов, массивных брекчированных лав и подушечных лав. Вариоли наблюдаются во всех частях потока. Самая распространенная форма глобул округлая, овальная, при размерах от 1 до 10 см. Часто наблюдается деформация вариолей, коалесценция глобул, у большинства видна четкая граница фазового раздела. В обнажении проявлены все стадии коалесценции глобул, от их столкновения до полного слияния с преодолением границ фазового раздела. Микроскопическое изучение образцов и шлифов позволило описать зональное строение глобул. <u>Краевая зона:</u> мощностью 2–8 мм состоит из мелкозернистых игольчатых срастаний альбита и актинолитовой роговой обманки. <u>Виутренняя зона</u>: мощностью от 0.4 до 4 см имеет более крупнозернистое строение, минеральный состав: хлорит, эпидот, кварц. <u>Ядоо</u> отличается более крупным строением, присутствием карбоната, заполняющего возможно ранее существующие газовые пустоты.

<u>Остановка 5.</u> Выходы массивных пироксенитовых коматиитов, в контакте с ними находятся мелкообломочные агломератовые туфы пироксенитовых коматиитов (рис. 23). В агломератовых туфах обломочная часть состоит из литокласт лав коматиитов и туфов размером от 3 до 10 см, обломки осветлены, более темный цемент сформирован мелкообломочным туфовым материалом. По химическому составу туф отвечает пироксенитовым коматиитам. По ходу движения слева в обрыве выходы туфов коматиитов с переслаиванием мелкообломочного агломератового и лапиллиевого материала.



Рис. 22. Вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов

Рис. 23. Мелкообломочные агломератовые туфы пироксенитовых коматиитов

На этом обнажении экскурснонный маршрут в точке 1 заканчивается, передвигаемся дальше по дороге Гирвас Койкары на 4-й км. Тропа, ведущая на дорогу, пересекает начку коматиитовых лав и туфов.

# Точка 2. Проявление кислого мезоархейского вулканизма в Койкарской структуре

<u>Дайки</u> распространены в центральной и северной частях Койкарской структуры. Они имеют субмеридиональное простирание и субвертикальные углы падения. Мощность тел составляет от 5 до 15 м. Дайки секут вмещающие их коматиит-базальты Койкарской структуры и имеют четкие извилистые контакты, без апофизов. Внутреннее строение тел – однородное, без зон закалок.

Дайки сложены породами с массивной текстурой и порфировидной структурой (рис. 24 в). Вкрапленники выполнены альбитизированым олигоклазом (An=10–15), размером до 3 мм по длинной оси. Основная масса сложена кварцем и фенгитом с размером зерен <1 мм. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, рутилом и монацитом. Рутил формирует зерна неправильной формы, размером до 40 мкм.

<u>Субвулканические тела.</u> Центральное тело расположено на южном берегу оз. Питкилампи (рис. 18). Оно имеет овальную в плане форму и его размер составляет  $70 \times 40 \text{ m}^2$ . Субвулканическое тело прорывает коматииты. Четкий, извилистый контакт обнажается вдоль южной береговой линии озера (рис. 24 а, б). Внутреннее строение тела однородное. Породы субвулканического тела имеют порфировидную структуру (рис. 24 г). Порфировые вкрапленники представлены соссюритизированным олигоклазом, размером до 3 мм и кварцем до 2 мм по длинной оси. Вкрапленники кварца резорбированы. Тонкокристаллический матрикс сложен кварцем, фенгитом и альбитом. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, пиритом, рутилом и магнетитом.

Южное субвулканическое тело имеет размер 100×90 м<sup>2</sup> и неправильную в плане форму. Слагающие его породы имеют порфировидную структуру. Наблюдается две генерации вкрапленников – крупные и мелкие (рис. 24 д). Крупные вкрапленники выполнены таблитчатым олигоклазом и кварцем в соотношении 3:1.

Мелкие вкрапленники выполнены округлыми зернами полевых шпатов и кварца в соотношении 1:1. Матрикс сложен полевым шпатом и кварцем. Наблюдается развитие по плагиоклазу фенгита размером до 50 мкм, эпидота и кальцита. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, сфалеритом, пиритом и гематитом.



Рис. 24. А, Б – Фотографии обнажений: А – контакт дацитов с коматиитами Койкарской структуры, Б – кислый туфовый материал в зоне контакта; В, Г, Д – Микрофото шлифов пород: В – дайкообразного тела, Г – центрального и Д – южного субвулканического тела

Породы центрального тела варьируют по составу от риолитов (центральная часть тела) до дацитов (приконтактовая зона). По содержанию  $K_2O$  (0,1–0,76 вес. %) относятся к низко-калиевой серии пород и характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# = 0,43–0,58). Наблюдается уменьшение содержания ряда элементов в породах от края к центру тела: глинозема от 14,8–15,3 до 13,04 вес. %, суммарного железа от 1,91–4,43 до 1,8 вес. %, титана от 0,2 до 0,08 вес. % и никеля от 8,24–73,01 до 4,21 вес. %. По содержанию Sr, Y, La и Yb попадают в поле переходное от дифференцированной АДР-серии к адакитовой (рис. 25). Содержание Rb и Ва в породах изменяется от 2 до 27 и от 14 до 46 г/т, соответственно. Дацит-риолиты центрального тела характеризуются фракционированным спектром распределения РЗЭ (La/Ybn(pm) = 10–22), отрицательными аномалиями по Ti и Nb и положительными по Hf и Zr (рис. 25).

Породы южного тела по содержанию суммы щелочей и кремнезема относятся к дацитам. По содержанию  $K_2O$  (0,05–2,71 вес. %) породы находятся в области от низко- до высоко-калиевой серии пород. Характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# = 0,5–0,63) и по содержанию MgO (2,7– 4,3 вес. %) их можно отнести к высоко-Mg породам. Для них свойственно высокое содержание глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13–15 вес. %), железа (FeO\*=4,53–5,67 вес. %), титана (TiO<sub>2</sub>= 0,33–0,6 вес. %), никеля (Ni= 22– 38 г/т) и хрома (Cr= 52–75 г/т). По содержанию Sr, Y, La и Yb попадают в поле, характерное для дифференцированной АДР-серии (рис. 25). Имеют сильно варьирующее содержание Rb и Ba (2-50 и 15-558 г/т, соответственно). По содержанию Nb (6,4–9,1 г/т) дациты южного тела можно характеризовать, как Nb – обогащенную серию и высоко-Si адакиты (Martin et. al., 2005). Для них характерен фракционированный спектр распределения P3Э (La/Ybn(pm)= 8–18) и отрицательные аномалии по Ti и Nb и положительные по Hf и Zr (рис. 25).



Петрозаводск, 12-16 октября 2015 г.

U-Pb изотопное датирование цирконов из риодацитов даек позволило определить возраст их формирования (рис. 26). Проба 1-7, весом 15 кг, бралась из дайки, мощностью 5 м, секущей коматиитовые лавы. Из нее было выделено 41 зерно циркона. Исследуемые зерна образуют две группы: удлиненно-призматические, размером до 100 нм и короткопризматические с округлыми краями, размером до 50 нм. Во многих зернах сохранилась тонко-концентрическая зональность.

Среди зерен циркона выделены магматические с  $^{232}$ Th/ $^{238}$ U = 0.56–1.37 (среднее значение по пробам 0.95) и метаморфические с  $^{232}$ Th/ $^{238}$ U = 0.02–0.44 (среднее значение по пробам 0.11). Для магматических цирконов получен возраст – 2927,5±9.1 млрд лет. Метаморфическая популяция зерен имеет возраст 2685.1±9.5 млн лет.

#### Объект 15 (Кивач)

Водопад Кивач. Он находится в центре одноименного заповедника федерального уровня. Государственный заповедник «Кивач» был организован в 1931 году с целью охраны и восстановления эталонного участка среднетаежной подзоны европейской части России. В нем на протяжении десятилетий ведутся комплексные и мониторинговые исследования. Основную ценность заповедника площадью 10 870 га представляют спелые хвойные леса: сосняки – 42%, ельники – 32%, вторичные древостои – более 20%. В небольшом числе встречаются широколиственные деревья – вяз шершавый, липа, черная ольха. Средний возраст лесов – 120 лет, при возрасте отдельных сосен 300–350 лет. Флора насчитывает более 580 видов сосудистых растений и 193 вида листостебельных мхов. Зарегистрировано 268 видов наземных позвоночных, 24 вида рыб, 977 видов насекомых. Некоторые виды растений и птиц занесены в Красные книги России и Карелии. Геологическое строение территории заповедника еще слабо изучено. Проведенные авторами в 1997-98 гг. рекогносцировочные геологические исследования на территории, примыкающей к водопаду Кивач, позволили составить схематическую карту участка (рис. 27). Он расположен на северо-западном крыле крупной Кончезерской антиклинали, сложенном осадками и вулканитами заонежского и суйсарской свит, которые прорываются габбродолеритами и долеритами палеопротерозоя, изотопный возраст которых пока не определен.

Породы полого под углами 10–15° падают на ВСВ, только в зонах разломов углы падения становятся более крутыми. Среди пород заонежской свиты преобладают шунгитовые сланцы, кремнистые сланцы и пелиты, реже наблюдаются лавы базальтов и андезитов. Суйсарская свита представлена туфами базальтов, среди обломочного материала наиболее широко представлены глыбы и остроугольные обломки шунгитовых и кремнистых сланцев заонежской свиты. Пачка суйсарских туфов прослежена вдоль р. Суны на расстоянии более 2,5 км.

Преобладающее распространение на участке имеют габбро-долериты. Выделены 3 крупных тела, которые в зависимости от положения относительно р. Суны получили название Левобережный, Правобережный и Водопадный (рис. 27). Каждый из этих силлов имеет мощность в раздувах до 100 м.

Эти силлы различаются по химическому составу, главным образом, по содержанию железа, кальция и титана (табл. 10) и, вероятно, по возрасту.

Наибольшее внимание экскурсантов привлекает Водопадный силл, именно на нем расположен водопад Кивач. Название Кивач, вероятно, происходит от финского слова «Киви» – камень. До постройки в предвоенное время Гирвасской ГЭС и отвода воды реки Суны в другую водную систему (оз. Сандал) этот водопад был весьма величествен. Он является вторым по высоте падения воды (11 м) среди равнинных водопадов Европы.

Участники экскурсии могут наблюдать зону дробления в теле габбро-долеритов субмеридионального направления совпадающую с руслом р. Суны и в ее пределах зонки милонитизации. На левом берегу в 10-20 м от русла реки среди долеритов наблюдается шаровая отдельность, природа которой дискуссионна: или это подушечная отдельность, типичная для базальтов, изливающихся в водоемы, или специфическая отдельность, возникающая при выветривании массивных пород. Если при дальнейшем исследовании подтвердится 1-й вариант, тогда следует считать данное тело не силлом, а крупным лавовым покровом. Данное магматическое тело основного состава дифференцировано, имеет более меланократовый состав в подошве (правый берег) и мезократовые в кровле (левый берег). В зоне дробления породы имеют бурую окраску и повышенное содержание окисного железа (табл. 10).

Академик Г.П. Гельмерсен в годы своего путешествия в Олонецкой губернии интересовался «исполиновыми котлами» – это различных размеров округлые углубления на поверхности обнажений горных пород в речных руслах и прибрежной части водоемов. Такие углубления с овальным дном и гладкими стенками похожи на банные чугунные котлы. Размеры их порой достигающие нескольких метров в диаметре, наводили на мысль об огромных, исполинских усилиях, затраченных на их образование. Отсюда и появилось название «исполиновы котлы» (Соколов, Эрте, 1984). В Фенноскандии, где они имеют широкое распространение, бытовали предания, согласно которым творцами «котлов» были мифические великаны – ятулы, якобы населявшие этот край.



Рис. 27. Схема геологического строения участка Кивач (В.С.Куликов, В.В.Куликова, 1998 г.)

 габброиды Левобережного силла; 2 – габбро, феррогаббро, долериты Водопадного силла; 3 – габброиды Правобережного силла; 4 – туфы, туфоконгломераты суйсарской свиты; 5 – шунгитовые и другие сланцы заонежской свиты; 6 – разломы; 7 – границы тел, пачек; 8 – наклонное залегание пород; 9 – номера проб на табл .4; 10 – висячий мост

Таблица 10. Химические составы габбро-долеритов участка Кивач

Компо-		Водопадный сил	л	Левобере	жный силл	Правобережный силл		
ненты	98141	9818	9818-1	9762-1	9763-1	9824	9815	
SiO <sub>2</sub>	48,69	48,46	51,56	47,84	48,92	46,60	50,16	
TiO <sub>2</sub>	1,87	2,69	2,49	1,17	1,17	3.01	1,46	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,79	11,37	11,68	14,45	14,45	12,22	13,73	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,72	8,04	4,24	2,08	2,74	4,38	2,60	
FeO	8,97	9,44	12,13	9,12	9,63	14,25	11,21	
MnO	0,29	0,20	0,25	0,19	0,20	0,24	0,20	
MgO	6,47	5,72	4,38	8,22	6,57	5,34	6,58	
CaO	8,15	5,35	3,76	10,15	10,29	8,89	5,72	
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,38	3,38	2,08	2,20	2,29	1,81	
K <sub>2</sub> O	0,80	1,48	1,14	0,50	0,27	0,76	1,20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,25	0,54	0,14	0,16	0,25	0,19	
nnn	3,25	4,09	3,85	3,05	3,07	1,65	4,42	
NiO	0,010	0,005	0,004	0,020	0,010	0,006	0,012	
CoO	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007	
CuO	0,024	0,027	0,087	0,007	0,011	0,019	0,029	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,013	0.003	0,003	0,017	0,020	0,003	0,017	
$V_2O_5$	0,080	0,067	0,022	0,040	0,062	0,117	0,053	
Сумма	99,62	99,59	99,54	99,59	100.04	100.20	99,71	

Г.П. Гельмерсен наблюдал эти котлы в районе Хельсинки, на Ладожском озере, а в Олонецком крае, «во многих местах видел условия для их возникновения, так например, прекрасные водопады Кивач, Порпорог, Гирвас, а котлов не встречал».

В те времена вода на р. Суне была очень велика и исполиновы котлы, которые сейчас можно наблюдать на Киваче, очевидно были скрыты от глаз наблюдателя водным потоком. В настоящее время наиболее крупный котел установлен в русле реки у левого берега на 2-м каскаде водопада.

Кроме геологических объектов, участники экскурсии могут посетить музей заповедника «Кивач» и более детально ознакомиться с его достопримечательностями.

#### Список литературы

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

*Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (Shrimp) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.

*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.

Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

*Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. и др.* Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии Л.: Наука, 1976. С. 98–109.

История геологических исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-Финляндские связи. Путеводитель международной конференции посвященной 300-летию учреждения Приказа рудокопных дел России и 80-летию республики Карелия (Научные редакторы: В.Я.Горьковец, В.С.Куликов). Петрозаводск 2000. С. 48.

Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.

Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция / Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–45.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии, их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

*Онежская палеопротерозойская структура* (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Ответственные редакторы: Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щищов. Петрозаводск. 2011. 433 с.

Путеводитель геологических экскурсий по Карелии ИГКАрНЦ РАН, 2000, 52 с.

*Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др.* Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) //ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.

Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелии, 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.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.

*Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского пцита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

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: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 184–189.

Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) / Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990, № 1. С. 73–83.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И. и др. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозер-ского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установлен-ный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Межд. конф. «Геология: история, теория, практика». М., 2009. С. 232–234.

Соколов В.А., Эрте Г.А. Академик Г.П.Гельмерсен в Карелии. Петрозаводск Карелия 1984 г. 64 с.

Степанова А.В., А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов. Заключительный эпизод магматизма Среднего Палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья// Труды КарНЦ РАН. No 1. Сер. Геология Докембрия. 2014. С. 3–17. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террей-

на – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009 а. Т. 428, № 4. С. 508–510. Boynton, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth element

geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1984. P. 62-114.

Hannah, J.L., Stein, H.J., Zimmerman, A., Yang, G., Markey, R.J., Melezhik, V.A., 2006. Precise 2004±9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material. Geochim. Cosmochim. Acta 70, A228.

Hart S.R., Zindler A., In search of a bulk-earth composition//Chem. Geol. 1986. Vol. 57. P. 247–267.

Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism// Contrib. Mineral. Petrol., 1990. Vol. 104.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayeyv V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 375–379.

Martin A.P., A.R. Prave, D.J. Condon, A. Lepland, A.E. Fallick, A.E. Romashkin, P.V. Medvedev, D.V. Rychanchik Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth and Planetary Science Letters 424 (2015) 226–236.

*Priyatkina, N., Khudoley, A.K., Ustinov, V.N., Kullerud, K.,* 2014. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence. Precambrian Res. 249, 162–179.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. № 130. P. 134–153.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a maficultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett., 1999. V. 170. P. 447–461.

*Wedepohl K. H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths / Meyer H.O. A. and Leonardos O.H. (Ed.). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro, 1994. N 1. P. 486–495.