

АНТОНИНА ВАСИЛЬЕВНА ДМИТРИЕВА
аспирант, Институт геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск, Российская Федерация)
dmitrieva-v@yandex.ru

ГЕОХИМИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЯРГОЗЕРСКОГО УМЕРЕННОЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (Центральная Карелия)

Приводятся результаты минералого-геохимического изучения пород сяргозерского умереннощелочного комплекса, расположенного в Центральной Карелии в пределах Ондозерско-Сегозерской площади и включающего пироксениты, габбро, монцодиориты и сиениты. Породы обогащены щелочами, Р, Ti, Ba, Sr, а также легкими редкоземельными элементами (LREE). К первой фазе относятся пироксениты и габбро, к более поздней – монцодиориты и сиениты. Внедрение монцодиоритов и сиенитов сопровождается образованием щелочных метасоматитов. Рудная минерализация в пироксенитах, габбро и метасоматитах по ним представлена магнетитом, ильменитом, титанитом и апатитом, встречаются минералы, содержащие элементы Pt-группы (кейтконнит, мончеит). Внедрение более поздних жил альбититов сопровождается эпидотизацией пород, накладывающейся на все дифференциаты комплекса, и появлением сульфидов (пирит, халькопирит, борнит). С борнитом ассоциирует электрум (Ag до 35,28 %), реже встречаются цумоит, самородные серебро, теллур и висмут. Минералами – концентраторами LREE являются титанит, эпидот, Се-эпидот, ортит и более поздние карбонаты.

Ключевые слова: умереннощелочной комплекс, пироксенит, монцодиорит, сиенит, альбитит, рудные минералы, редкоземельные элементы

ВВЕДЕНИЕ

Умереннощелочные высоко-Mg неархейские массивы (санукитоиды) внедрялись на заключительных этапах развития зеленокаменных поясов в режиме трансенсии, то есть в условиях растяжения земной коры при сдвиговых деформациях. Возраст интрузивов западной зоны санукитоидов оценивается в 2700–2720 млн лет, восточной – 2730–2745 млн лет [7]. В ореолах подобных интрузивов в Канаде [5], [6], [9] и в других архейских гранит-зеленокаменных областях известны многочисленные, в том числе крупнейшие, месторождения.

В Центральной Карелии массивы Сяргозерский и Шаравалампи образуют сяргозерский умереннощелочной комплекс, который первоначально был выделен как габбро-монцонит-сиенит-гранитовый [3]. Возраст секущих даек лампрофиров был определен как 2742 ± 14 млн лет [4]. Умереннощелочные интрузивы приурочены к субмеридиональным сдвиговым зонам (шир-зонам), связанным с позднеколлизийным этапом, завершавшим архейское развитие Карельского кратона. По шир-зонам в пределах Ондозерско-Сегозерской площади внедрились дифференцированные от пироксенитов до сиенитов массивы, идентифицированные по геохимическим и по ряду других признаков как санукитоиды [1], [7]. Среди подобных плутонов наиболее изучен Панозерский, сложенный многофазным интрузивным комплексом и дайками лампрофиров [1], [7].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД

Дифференцированные умереннощелочные интрузивы Сегозерско-Ондозерской площади прорывают неархейские зеленокаменные толщи, сложенные амфиболитами, хлоритовыми и черными филлитовыми сланцами севернее оз. Сегозера, конгломератами и железистыми кварцитами в западной части (район р. Воломы), а также гранодиориты обрамления.

Интрузивы формируют узкие вытянутые многофазные тела (рис. 1). Первая фаза комплекса представлена габбро-пироксенитами, вторая – монцодиоритами и сиенитами. На участке Шаравалампи амфиболитизированные пироксениты приурочены к северной части массива. В монцодиоритах, развитых в восточной части участка, также встречаются ксенолиты пироксенитов и габбро.

Восточнее оз. Сяргозера установлены порфировидные сиениты, представленные гигантозернистыми лейкократовыми разностями с крупными (до 5 см длиной) кристаллами анортклаза. Вблизи оз. Торосозера они сменяются среднезернистыми массивными сиенитами красного цвета. Гранодиориты, развитые в восточнее участка Шаравалампи и включенные ранее в сяргозерский комплекс [3], нами отнесены к более ранним магматическим образованиям. Они имеют отклонения по химическому составу от общего тренда пород сяргозерского комплекса, сильно изменены, в них отмечаются наложенные амфибола, эпидота и титанита.

При внедрении более поздних дифференциатов происходит амфиболизация пироксенитов и габбро, их флогопитизация (или биотитизация) и калишпатизации, выделяются титанит и апатит. Этот высокотемпературный раннещелочной метасоматоз, по-видимому, можно рассматривать как фенитизацию пироксенитов и габбро [2]. К системе северо-восточных разрывных нарушений приурочены более поздние жилы альбититов мощностью 15–20 см, которые секут монцодиориты и включенные в них ксенолиты пироксенитов. С альбититами связана более поздняя эпидотизация, которая накладывается на все дифференциаты сяргозерского комплекса.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Сяргозерский умереннощелочной комплекс дифференцирован по составу (см. таблицу), содержание кремнезема варьирует от 43,5 % в пироксенитах до 63,5 % в сиенитах. Щелочность возрастает от 1,7 до 11,4 %. Во всем интервале содержаний SiO_2 фиксируются повышенные значения MgO : в породах 1-й фазы – 8–11 %, 2-й фазы – 1,3–2,5 %.

С увеличением содержания кремнезема линейно уменьшается содержание TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 , и на диаграммах Харкера (рис. 2) породы комплекса формируют единые эволюционные тренды изменения составов, что подтверждает их генетическую связь и фракционный характер кристаллизации. Некоторые отклонения составов от линейных трендов могут быть

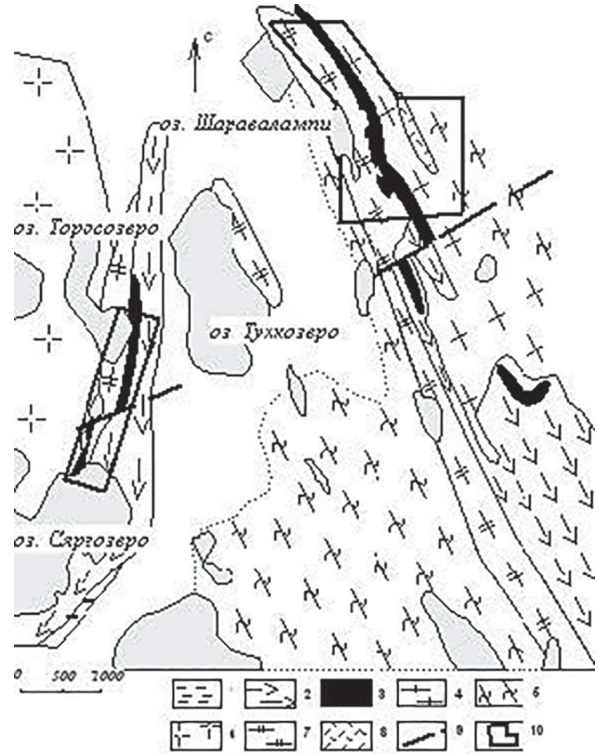


Рис. 1. Схема геологического строения Сяргозерской площади [3]:

1 – черные сланцы, 2 – амфиболиты по базальтам, 3 – амфиболиты по пироксенитам, 4 – монзониты – кварцевые монцодиориты, 5–6 – гранодиориты-плаггиограниты огнейсованные (5) и массивные (6), 7 – кварцевые сиениты, 8 – субщелочные аплитовидные лейкограниты, 9 – тектонические нарушения, 10 – детальные участки работ (1 – Шаравалампи, 2 – Торосозеро, 3 – д. Сяргозеро)

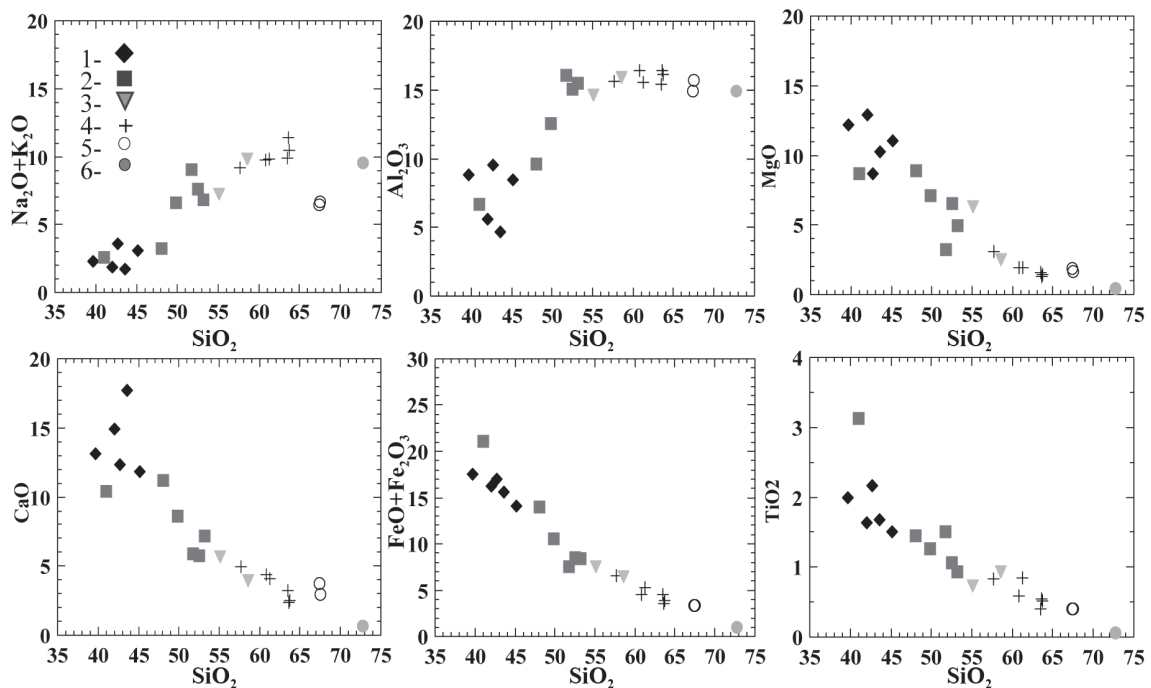


Рис. 2. Диаграммы Харкера для пород сяргозерского комплекса (1–4): 1 – пироксениты, 2 – габбро, 3 – монцодиориты, 4 – сиениты; 5 – вмещающие гранодиориты, 6 – альбититы

Состав пород умереннощелочного сяргозерского комплекса

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	67,52	58,54	45,1	72,77	43,54	53,16	52,54	51,78	63,62	63,68	41,06
TiO ₂	0,4	0,93	1,5	0,06	1,68	0,93	1,06	1,51	0,54	0,52	3,12
Al ₂ O ₃	15,71	15,89	8,49	14,89	4,66	15,47	15,04	16,05	16,4	16,15	6,67
Fe ₂ O ₃	1,51	3,93	6,02	0,56	7,7	4,18	3,32	2,93	2,04	2,05	10,87
FeO	1,8	2,58	8,11	0,43	7,9	4,24	5,17	4,6	1,51	1,87	10,23
MnO	0,041	0,115	0,327	0,031	0,334	0,148	0,152	0,12	0,074	0,066	0,386
MgO	1,64	2,54	11,04	0,45	10,23	4,95	6,53	3,27	1,31	1,42	8,69
CaO	2,97	3,98	11,8	0,67	17,67	7,21	5,75	5,86	2,39	2,53	10,43
Na ₂ O	4,61	5,72	4,59	7,43	1,0	5,5	5,0	6,31	6,67	6,96	1,3
K ₂ O	2,08	4,1	1,5	2,14	0,7	1,3	2,58	2,71	4,72	3,5	1,32
H ₂ O	0,21	0,01	0,36	0,04	0,17	0,21	0,11	0,06	0,05	0,15	0,23
Ппп	1,31	0,79	2,67	0,47	2,01	1,54	1,7	3,81	0,34	0,81	4,81
P ₂ O ₅	0,19	0,59	1,0	0,05	2,16	0,67	0,8	0,73	0,32	0,29	0,39
Σalc	6,69	9,82	3,09	9,57	1,7	6,8	7,58	9,02	11,39	10,46	2,62
Total	99,99	99,81	99,51	99,99	99,75	99,51	99,75	99,74	99,98	100,0	99,51
Rb	62,26	98,50	50,02	10,29	32,56	45,82	78,74	81,46	72,58	62,86	66,26
Sr	645,41	1621,41	975,81	59,41	1312,21	2749,41	1024,61	1057,81	1394,61	1040,61	546,21
Y	5,14	22,16	40,16	0,56	51,92	19,63	37,73	38,80	12,22	11,29	51,60
Zr	50,30	160,94	220,38	77,74	83,86	83,90	165,58	166,62	99,06	143,38	263,66
Nb	2,17	13,06	11,72	1,05	14,24	5,58	26,86	27,65	8,38	10,02	40,32
Pb	8,06	14,96	7,47	19,86	9,09	11,09	9,05	9,37	15,94	63,28	8,47
Th	1,74	8,30	5,30	2,40	9,62	3,34	12,40	12,49	8,08	12,97	11,04
U	0,31	1,08	0,97	3,31	0,93	0,55	1,23	1,24	1,20	3,68	2,97
Ba	853,80	2144,20	392,60	401,40	104,92	439,00	1231,00	1261,80	1985,80	1972,20	229,24
Cr	33,64	22,56	443,68	<PO	90,76	141,16	21,39	22,81	28,00	33,16	188,28
Ni	27,96	20,41	193,21	8,97	74,85	73,25	21,04	21,80	17,03	19,65	90,89
Co	9,48	17,60	49,18	1,70	48,02	27,10	20,37	21,30	8,26	8,51	68,06
V	46,68	125,52	263,84	11,19	311,52	172,48	150,32	156,60	64,20	63,52	504,04
Ta	0,18	1,28	0,48	0,12	1,59	0,38	3,15	3,21	0,66	0,68	3,0
La	19,17	104,07	128,15	0,76	275,51	61,79	171,99	175,23	73,83	72,91	161,43
Ce	31,18	187,38	287,46	1,87	539,18	141,46	358,86	358,50	142,18	125,10	376,74
Pr	4,35	25,08	42,80	0,40	70,00	20,58	45,64	45,76	18,66	15,71	49,12
Nd	16,06	89,99	150,59	2,03	255,83	80,35	163,87	164,87	67,31	57,23	177,67
Sm	2,91	15,83	29,16	0,30	44,48	14,98	30,68	31,15	11,16	9,14	32,74
Eu	1,04	4,38	5,89	0,12	9,66	3,69	7,14	7,26	3,08	2,70	7,98
Gd	2,63	13,68	24,04	0,25	36,71	11,96	24,75	24,89	9,19	7,76	27,52
Tb	0,28	1,37	2,54	0,02	3,60	1,25	2,54	2,57	0,88	0,74	3,01
Dy	1,24	5,56	10,52	0,11	14,02	5,15	10,36	10,38	3,40	2,88	13,17
Ho	0,22	0,89	1,70	<PO	2,22	0,85	1,61	1,64	0,53	0,45	2,20
Er	0,56	2,38	4,49	0,06	5,86	2,22	4,22	4,24	1,44	1,27	5,92
Tm	0,06	0,27	0,51	<PO	0,63	0,26	0,47	0,46	0,16	0,15	0,70
Yb	0,44	1,70	3,25	0,07	3,85	1,64	2,79	2,84	1,02	1,00	4,31
Lu	0,06	0,23	0,44	<PO	0,50	0,23	0,34	0,35	0,14	0,14	0,57
Eu/Eu*	0,067	0,053	0,039	0,078	0,042	0,049	0,046	0,046	0,054	0,057	0,047
ΣREE	80,20	452,82	691,54	5,99	1262,06	346,44	825,26	830,14	332,96	297,19	863,07
Обр.	Ш-1	Ш-2	Ш-3	Ш-4	Ш-5	Ш-6/1	Ш-7	Ш-8	Ш-9	Ш-11	Ш-10

Примечание. 1–8 – уч. Шаравалампи: 1 – вмещающие гранодиориты. Сяргозерский комплекс: 2 – кварцевый монцодиорит (2-я фаза), 3 – ксенолит пироксенитов (1-я фаза) в монцодиоритах, 4 – жила альбитовая, 5 – амфиболит по пироксенитам с титанитом, 6–7 – ксенолит измененных габбро (1-я фаза) в монцодиоритах, 8 – биотитизированное габбро (1-я фаза). 9–11 – северный берег оз. Сяргозера – Торосозера: 9 – порфировидные гигантозернистые сиениты (2-я фаза), 10 – среднезернистые сиениты (2-я фаза), 11 – метасоматически измененный амфиболит по пироксениту (1-я фаза).

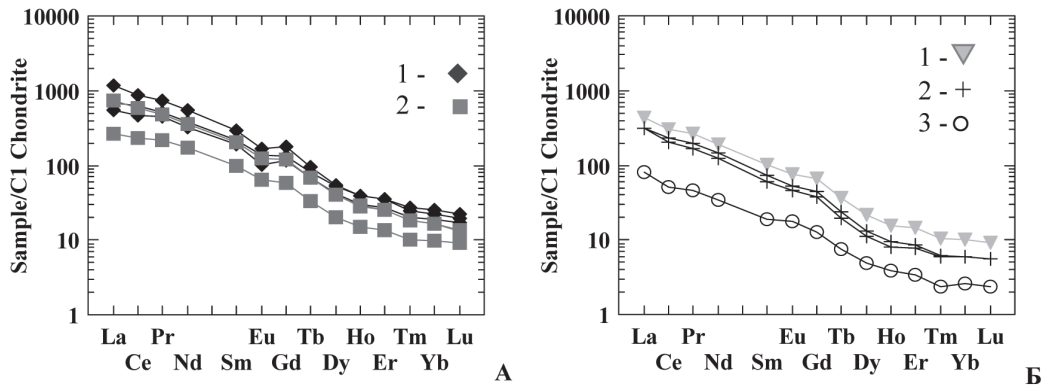


Рис. 3. Распределение REE в пироксенитах и габбро 1-й фазы (А), монцодиоритах и сиенитах 2-й фазы (Б), нормированное по хондриту [8]. А: 1 – пироксениты, 2 – габбро, Б: 1 – монцодиориты, 2 – сиениты, 3 – вмещающие гранодиориты

связаны как с неоднородным распределением кумулюсных фаз, так и с наложением поздних процессов.

Гранодиориты участка Шаравалампи содержат 67,5 % SiO_2 и имеют нормальную щелочность (6,7 %), в отличие от пород 2-й фазы (таблица, рис. 2). Жилы альбититов также имеют отклонения состава от общего тренда (рис. 2), что не позволяет отнести эти два типа пород к дифференцированному комплексу.

Геохимия. Для пород комплекса характерно высокое содержание Ba, Sr, REE, $\text{LaN/YbN} = 44\text{--}52$.

В пироксенитах $\sum\text{REE}$ достигает 1262 ppm, содержание Ba – 105–439 ppm, Sr – 546–2749 ppm, Zr – 84–264 ppm. В габбро концентрация $\sum\text{REE}$ – 830 ppm, Ba – 1231–1263 ppm, Sr – 1025–1058 ppm, Zr – 165–167 ppm. В монцодиоритах содержание $\sum\text{REE}$ – 452 ppm, Ba – 2144 ppm, Sr – 1621 ppm, Zr – 161 ppm. В сиенитах $\sum\text{REE}$ – 332 ppm, Ba – 1972–1986, Sr – 1041–1385, Zr – 99–143. Содержание Ba и Sr колеблется и зависит от наличия первичного К-полевого шпата и вторичного барита.

Для нормированных по хондриту распределений REE в породах обеих фаз сяргозерского комплекса можно отметить следующие характеристики (рис. 3): 1) фракционирование элементов во всем диапазоне; 2) более высокое содержание REE в мафических породах фазы 1; 3) наличие слабой отрицательной аномалии Eu в последних. Подобные характеристики в совокупности с высоким содержанием в породах Ba, Sr и Zr позволяют рассматривать в качестве возможного механизма генерации расплава плавление метасоматизированной мантии с фракционированием граната и небольшого количества плагиоклаза.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОГИЯ ФОСФОР-ТИТАНОВЫХ РУД

Метасоматические изменения пород комплекса вызваны воздействием щелочных растворов, сопровождающих магматизм и более поздние жилы альбититов. Изменения пород

протекали в несколько стадий: 1) амфиболизация пород 1-й фазы, сопровождаемая выделением платиноидов (автометасоматический процесс); 2) внедрение монцодиоритов и сиенитов сопровождается щелочным метасоматозом и образованием Ba-содержащего К-полевого шпата, амфибола, альбита, флогопита, апатита и титанита в породах 1-й фазы; образование Р-Тi-оруденения, Sr-Ba и редкоземельной минерализации (апатит, содержащий REE, титанит, ортит, Се-эпидот). 3) формирование поздних жил альбититов вызывает более низкотемпературные эпидотовые изменения (эпидозиты), сопровождающиеся образованием в породах 1-й фазы и их ксенолитах альбита, эпидота, актинолита, хлорита, кварца, рутила. К эпидозитам приурочена Au-Cu-S-минерализация. На поздних стадиях в них появляются кальцит, барит и карбонаты REE (Ba-Sr-REE-специализация).

Апатит-титанитовое оруденение установлено в пироксенитах и габбро 1-й фазы и представлено ассоциацией магнетита, ильменита, титанита, F-апатита. Рудные тела мощностью 10–60 м и имеющие суммарную протяженность около 1000 м были установлены ранее в результате геолого-геофизических работ [3]. В пироксенитах установлено апатит-магнетитовое, апатит-титанитовое и существенно апатитовое оруденение. Основные дифференциаты комплекса содержат магнетит, ильменит, апатит и редкие теллуриды Pt и Pd. Выделение магнетита и отчасти ильменита связано с раннемагматической стадией формирования ультраосновных дифференциатов. При внедрении в них более поздних монцодиоритов и сиенитов повышенной щелочности происходит обогащение титанитом, ильменитом и F-апатитом. В породах 2-й фазы, монцодиоритах и сиенитах магнетит, титанит и F-апатит являются акцессорными.

Редкоземельно-стронций-бариевая минерализация (REE, Ba, Sr). Накопление Ba и Sr в породах происходит в полевых шпатах более

кислых дифференциатов (для них характерна ассоциация альбит и К-полевой шпат) и щелочных метасоматитах по пироксенитам (фенитах), а также наложенных на них более поздних альбититов.

Содержание в породах ВаО – 0,09–1,16 %, в К-полевом шпате – до 2,75 %. При поздних процессах изменения пород Ва и Sr концентрируются в барите (ВаО – до 64,62 %, SrО – до 9,61 %) и целестине (ВаО – 10,11 %, SrО – 45,7 %).

Концентраторами REE являются титанит ($\Sigma\text{REE} \sim 4,5\%$) и более поздние минералы – ортит ($\Sigma\text{REE} 18,5\%$) и Се-эпидот (Ce_2O_3 7,3–8,6 %), а также низкотемпературные F-карбонаты, содержащие Се, La, Nd, иногда Pr.

Благороднометаллическая минерализация (ЭПГ, Au). В габбро-пироксенитовых массивах участка Шаравалампи содержание Pt – 0,038 г/т, Pd – 0,074 г/т, Au – 0,02 г/т [3]. В амфиболизированных пироксенитах обнаружены кейтконнит ($(\text{PdPtCu})_3\text{Te}$) и мончеит PtTe_2 , которые могли образоваться на автометасоматической стадии.

В зонах эпидотизации образуются прожилки и гнезда с сульфидами (пирит, халькопирит, борнит). В сростании с борнитом встречаются галенит, самородные Те и Ви, электрум (Ag до 35,28 %). В халькопирите обнаружены включения Ag и цумоита (ВиТе). Редко встречаются клаусталит, гринокит и касситерит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сяргозерский многофазный умереннощелочной комплекс дифференцирован от пироксенитов и габбро (1-я фаза) до монцодиоритов и сиенитов (2-я фаза). Метасоматические изменения пород происходили в несколько стадий:

1. Амфиболизация пироксенитов и габбро при автометасоматозе. Основные дифференциаты содержат магнетит, ильменит, апатит и теллуриды элементов платиновой группы.

2. Щелочной метасоматоз (фенитизация), интенсивная амфиболизация пород пироксенитов и габбро, образование Ва-Sr-содержащего К-полевого шпата, альбита, флогопита, апатита и титанита, связанное с внедрением монцодиоритов и сиенитов.

3. Щелочное более низкотемпературное изменение (образование альбита, эпидота, амфибола, хлорита, кварца, рутила и Au-Cu-S-минерализации), вызванное формированием жил альбититов.

На поздних стадиях изменения в породах появляются кальцит, барит и карбонаты REE. Альбититы сопровождаются образованием сульфидов меди, электрума, самородных Ag, Те, Ви, цумоита, иногда галенита, гринокита, клаусталита, единичными киноварью и касситеритом. Породы комплекса специализированы на Р, Ti, Ва, Sr, LREE, содержат в незначительном количестве Pt и Pd.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В. П., Гусева Н. С., Арестова Н. А., Коваленко А. В. Геология и петрология архейского высококальцевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология, 2007. Т. 15. № 5. С. 493–523.
2. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 489 с.
3. Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Павлов Г. М., Лавров М. М., Земцов В. А. Субщелочной магматизм района Сяргозера // Геология и полезные ископаемые Карелии / КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2001. № 3. С. 66–86.
4. Bibikova E. V., Petrova A., Claersson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
5. Card K. D., Poulsen K. H., Robert F. The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its Lode Gold Deposits. The Geology of Gold Deposits: Perspective in 1988 // Economic Geology. 1989. № 6. P. 19–36.
6. Corfu F. The evolution of the southern Abitibi Greenstone belt in the light of precise U–Pb geochronology // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 1323–1340.
7. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., Ereštova N. A., Kovalenko A. V., Ivanikov V. V., Guseva N. S., Matukov D. I., Jarvis K. E. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
8. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
9. Sutcliffe R. H., Barrie C. T., Burrows D. R., Beakhouse G. P. Plutonism in the southern Abitibi subprovince: a tectonic and petrogenetic framework // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 1359–1375.

Dmitrieva A. V., Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS (Petrozavodsk, Russian Federation)

GEOCHEMISTRY AND ORE MINERALIZATION OF YARGOZERO MODERATELY ALKALINE COMPLEX, CENTRAL KARELIA

Results of mineralogical and geochemical study of the rocks from Syargozero moderately alkaline complex (Central Karelia, Ondozero-Segozero prospect) consisting from pyroxenites, gabbro, monzodiorites and syenites are reported. The rocks are enriched with alkalis, P, Ti, Rb, Ba, Sr and light rare-earth elements (LREE). Phase I is represented by pyroxenites and gabbro, a later phase – by monzodiorites and syenites. The intrusion of monzodiorites and syenites is accompanied by formation of alkaline metasomatic rocks. Ore mineralization in pyroxenites, gabbro, and metasomatic rocks is represented by magnetite, ilmenite, titanite, and apatite. Naturally occurring minerals containing PGE's, such as keithconnit and moncheite, are also encountered. Rock epidotization, imposed on all differentiates of the complex, and occurrence of sulphides (pyrite, chalcopyrite and bornite) are associated with the effect of later albitite veins. Electrum (up to 35,28 % Ag) is associated with bornite; tsumoite, native silver,

tellurium, and bismuth are less common. Sphene, epidote, Ce-epidote, orthite, and later carbonates are minerals with high concentration of rare-earth minerals (LREE).

Key words: sub-alkaline suite, pyroxenite, monzodiorite, syenite, albitite, ore minerals, rare earth elements

REFERENCES

1. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., Guseva N. S., Arestova N. A., Kovalenko A. V. Geology and petrology of the Archean Panozero high-K and high-Mg massif of Central Karelia [Geologiya i petrologiya arkheyskogo vysokokalievogo i vysokomagnezial'nogo Panozerskogo massiva Tsentral'noy Karelii]. *Petrologiya* [Petrology]. 2007. Vol. 15. № 5. P. 493–523.
2. *Metamorfizm i metasomaticheskie porody* [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow, Nauchnyy mir Publ., 1998. 489 p.
3. Slyusarev V. D., Kuleshevich L. V., Pavlov G. M., Lavrov M. M., Zemtsov V. A. Sub-alkaline magmatism in Syargozero area [Subshchelochnoy magmatizm rayona Syargozera]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and Mineral Resources of Karelia]. 2001. № 3. P. 66–86.
4. Bibikova E. V., Petrova A., Claeresson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
5. Card K. D., Poulsen K. H., Robert F. The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its Lode Gold Deposits. The Geology of Gold Deposits: Perspective in 1988 // *Economic Geology*. 1989. № 6. P. 19–36.
6. Corfu F. The evolution of the southern Abitibi Greenstone belt in the light of precise U–Pb geochronology // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 1323–1340.
7. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Kovalenko A. V., Ivanikov V. V., Guseva N. S., Matukov D. I., Jarvis K. E. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics, and implications for their origin // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
8. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
9. Sutcliffe R. H., Barrie C. T., Burrows D. R., Beakhouse, G. P. Plutonism in the southern Abitibi subprovince: a tectonic and petrogenetic framework // *Economic Geology*. 1993. Vol. 88. P. 1359–1375.

Поступила в редакцию 21.03.2013