

В. Я. Горьковец, М. Г. Попов, М. Б. Раевская

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ, СУБЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Интрузивные щелочные и субщелочные породы Костомукшского рудного района относятся к нескольким группам, рядам и семействам: 1) кимберлиты-2 (оранжеиты); 2) лампроиты от оливин-флогопитовых разностей до флогопит-лейцитовых; 3) оливин-флогопитовые мелилититы и сопутствующие им оливин-кальцит-флогопитовые породы; 4) кальцит-флогопитовые породы со Sr-апатитом (алликиит) и магнезиальным алюмохромитом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 51,8\text{--}58,2\%$); 5) ильменит-биотит-амфиболовые апопироксенитовые породы с первичномагматическим карбонатом; 6) ильменит-биотит-амфибол-карбонатные породы; 7) щелочные меланократовые лампрофиры камптонит-мончикитового ряда; 8) известково-щелочные лампрофиры – керсантиты.

Все перечисленные породы слагают дайки протяженностью от 10 до 400 м и более при мощности 0,1–10 м и редко до 35 м, приуроченные к субмеридиональной зоне глубинных разломов протяженностью 25 км, и контролируются зонами разломов СЗ 300–310°.

В многочисленных публикациях сотрудников Института геологии КарНЦ РАН, Севзапгеологии, ВСЕГЕИ, ИГГД РАН дана характеристика дайковых калиевых щелочных пород Костомукши и обосновано отнесение их к лампроитам. Нами впервые была предпринята попытка выделения петрохимических серий среди них на основе данных, имеющихся у нас и заимствованных из публикаций и отчетов Севзапгеологии. Отчетливо выделяются две серии – магнезиальная и железистая (Попов и др., 2007).

На диаграмме $100[(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})]$ среди пород магнезиальной серии Костомукши, как и среди калиевых щелочных пород Архангельской алмазонасной провинции, выделяются две подсерии: железо-титановая и глиноземистая. На диаграмме $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3$ фигуративные точки калиевых пород Костомукши расположены в поле лампроитов и лишь некоторые – в зоне перекрытия полей лампроитов и кимберлитов группы 2 – оранжеитов. Эти кимберлиты-2 (оранжеиты) связаны постепенными переходами по минеральному составу и петрохимическим особенностям с лампроитами.

Оранжеиты слагают единичные диатремы, в которых в результате эрозии сохранилась лишь нижняя

жерловая часть разреза, представленная магматическими брекчиями с глубинными (мантийными) включениями. Глубина эрозионного среза предварительно оценивается около 1 км. На рассматриваемой территории были эродированы толщи карелия, свекофенния, нижнего и среднего рифея. По глубине эрозионного среза лампроиты Костомукши занимают промежуточное положение между лампроитами Австралии (Джейкс и др., 1989) и других регионов мира, где сохранились кратерные фации, песчанистые туфы, туфобрекчии, и лампроитами Западно-Алданского региона, в котором лампроиты развиты в составе К-щелочных интрузий типа Мурунского массива и в виде даек (Владыкин, 2001).

В мелкообломочной магматической брекчии диатремы 107 содержится до 50% округленных ксенолитов полностью оталькованных гипербазитов размером от нескольких миллиметров до 3×5 см и редких уплощенных угловатых ксенолитов вмещающих лопийских пород размером до 7×15 см. Упомянутые включения сцементированы интрузивной породой, содержащей до 70–80% флогопита (рис. 1).

Из мантийных включений диатремы 462 и из брекчии диатремы 107 были выделены и проанализированы минералы-спутники алмазов на микроанализаторе Camscan-4DV и спектрометре Link AN-10000.

В брекчии диатремы 107 присутствуют высокохромистые, низкокальциевые, низкожелезистые фиолетовые пиропы, относящиеся к алмазонасному дунитовому парагенезу. Ярко-зеленые хромдиопсиды в основном кальциевые ($100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) = 44,9\text{--}51,6$), не содержащие примеси K_2O , но содержащие $\text{MgO} = 15,09\text{--}18,41\%$. Хромшпинелиды относятся к изоморфному магнезиальному ряду магнохромит-алюмохромит-хромпикотит. Отдельные зерна с содержанием Cr_2O_3 более 62% сходны с хромшпинелидами, образующими сростки с алмазами и включения в алмазах.

В пределах Костомукшского рудного поля обнаружено гипабиссальное интрузивное тело № 6 размером вскрытой части 160×180 м, сложенное флогопит-оливиновой породой с карбонатом. Предположительно оно является нечком, расположенным в диатреме.

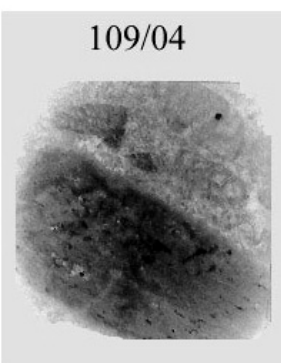
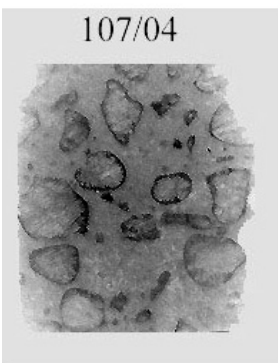
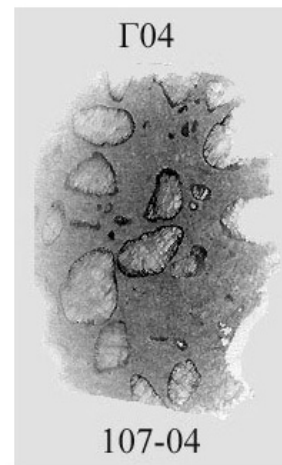
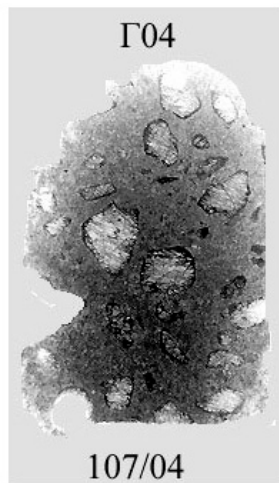
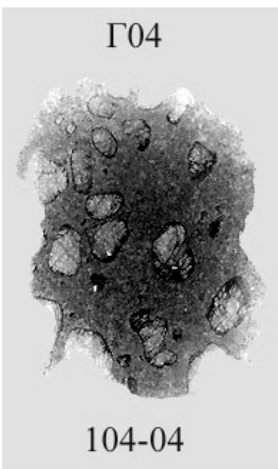
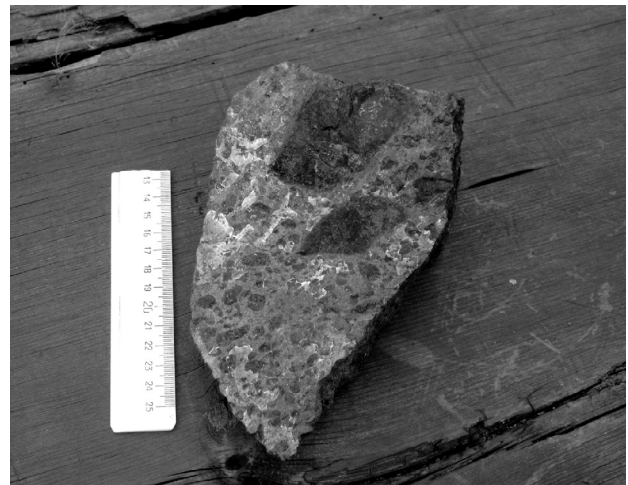
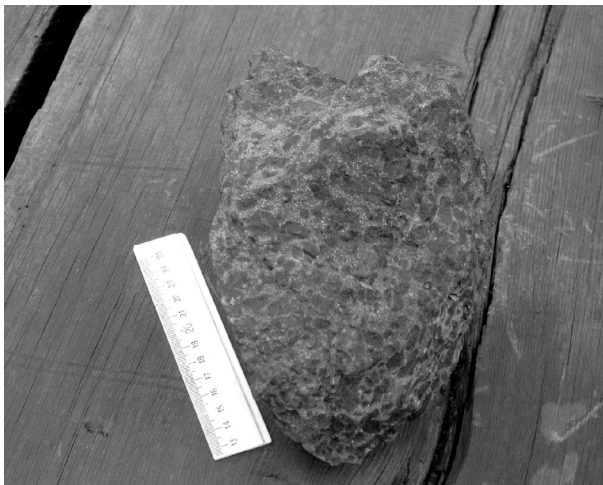


Рис. 1. Оранжеиты, Костомукша

Порода магматическая, полнокристаллическая, массивная, разнозернистая, от темно-серого до коричневатосерого цвета. Структура ее порфировая. Она состоит из макрокристов оливина, погруженных в тонкозернистую карбонат-флогопитовую основную массу, содержащую микрофенокристы оталькованного оливина (рис. 2, а). Главные породообразующие минералы представлены двумя генерациями оливина, полностью замещенного тонкошелушчатými тальком (суммарное количество 50–65%), флогопитом (25–40%), карбонатом (4–12%). Второстепенные минералы представлены диопсидом (доли процента). Аксессуары минералы, встречающиеся в виде редких микрозерен: сфен, апатит, перовскит, барит,

циркон, хромит, пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, галенит, самородная медь, а также минералы, близкие по составу к паризиту и кальцио-стронцианиту.

В породе присутствуют две генерации оливина. Зерна первой генерации представлены макрокристами оливина размером обычно 1–3 мм, редко до 5 мм. В основном они имеют округленную или овальную форму. Их края резорбированы. Зерна оливина второй генерации размером 0,025–0,70 мм обычно идиоморфные или гипидиоморфные. Их края иногда также слабо резорбированы. В псевдоморфозах талька по оливину часто присутствует микронная вкрапленность пентландита, реже пирротина.

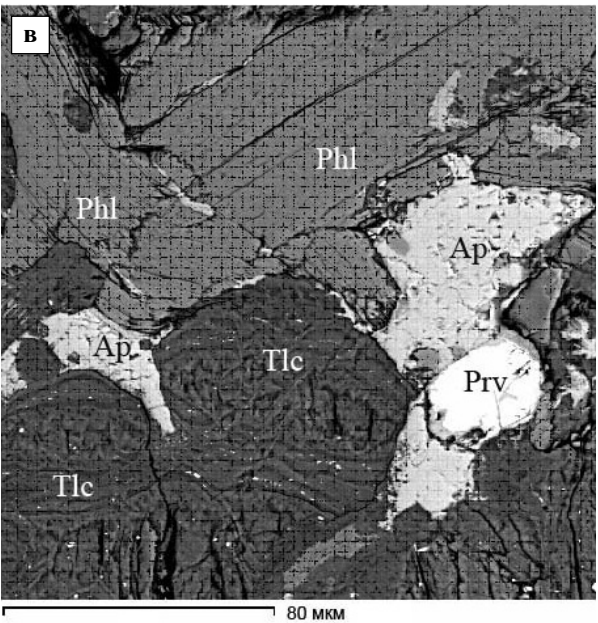
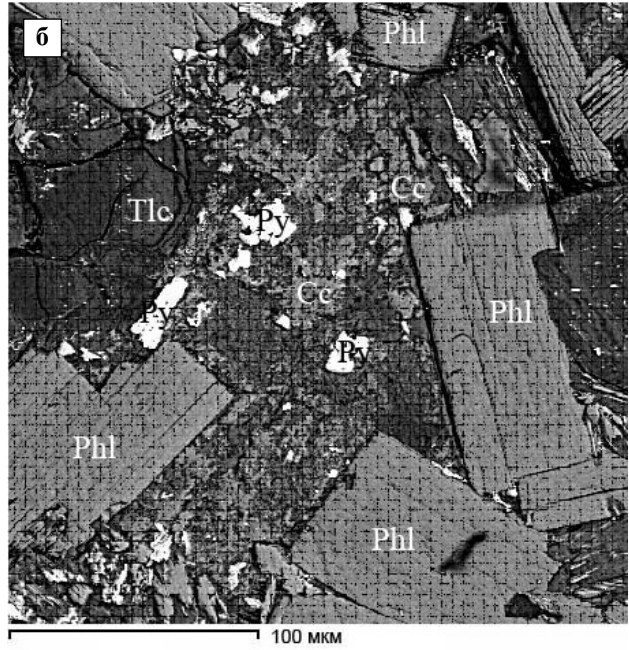
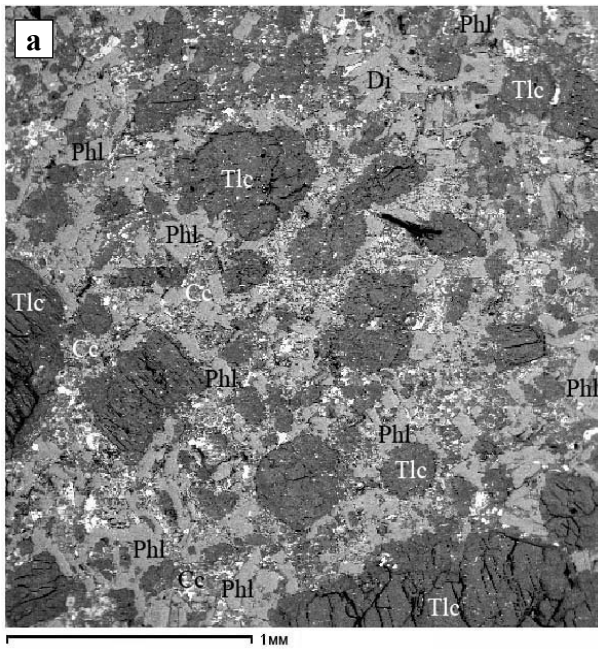


Рис. 2. Оранжеит (тело б), структура (в отраженных электронах)

Таблица 1

Химический состав флогопитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	43,34	44,27	42,61	42,47	41,58	42,17	42,82	41,58	42,63	43,46	43,06	43,16	43,73	44,03	43,48	43,63	43,05
TiO ₂	5,41	6,36	5,45	5,82	5,79	6,04	5,69	5,70	6,09	5,30	4,99	5,42	5,40	5,27	5,09	4,92	4,76
Al ₂ O ₃	9,49	9,51	7,44	9,98	9,53	9,89	10,14	9,49	8,99	8,66	7,59	8,91	9,44	9,23	9,94	10,72	10,01
FeO	6,59	6,31	9,36	6,54	7,80	6,77	6,88	6,90	7,12	6,82	7,27	6,41	5,86	5,77	5,46	5,74	6,52
MgO	24,11	24,24	23,69	23,77	23,94	23,56	23,34	23,36	24,44	24,93	23,68	25,05	24,83	25,08	25,69	25,24	25,02
K ₂ O	11,06	9,31	11,46	11,41	11,36	11,58	11,13	11,26	10,73	10,83	11,32	11,04	10,75	10,62	10,34	9,76	10,64
100Mg/(Mg+Fe)	86,7	87,0	81,9	86,6	84,5	86,6	86,3	85,3	86,0	86,7	85,3	87,5	88,3	88,6	89,3	88,7	87,3

Флогопит представлен микрокристаллическими в основном идиоморфными удлинёнными чешуйками (рис. 2, б), беспорядочно расположенными в основной массе породы, выполняющей промежутки между фенокристами оливина. Цвет чешуек светло-коричневый, реже буро-коричневый. Их размер составляет 0,03–0,15 мм. Флогопит характеризуется обратной

схемой плеохроизма: Np – оранжево-красный > Nm=Ng – бледно-оранжевый (желтый). По данным микрозондового анализа (табл. 1) рассматриваемые флогопиты высокомагнезиальные (100Mg/(Mg+Fe) = 84,5–89,3; MgO = 23,36–25,69%), высокотитанистые (TiO₂ = 4,76–6,36%), низкоглинозёмистые (Al₂O₃ = 7,44–10,72%) и несколько обогащенные железом

($\Sigma\text{FeO} = 5,46\text{--}9,36\%$). Часть из них близка к тетраферрифлогопитам. Кроме того, для них характерно обогащение титаном при обеднении алюминием (рис. 3), что свойственно линии эволюции флогопитов из лампроитов, согласно представлениям Р. Х. Митчелла (1988).

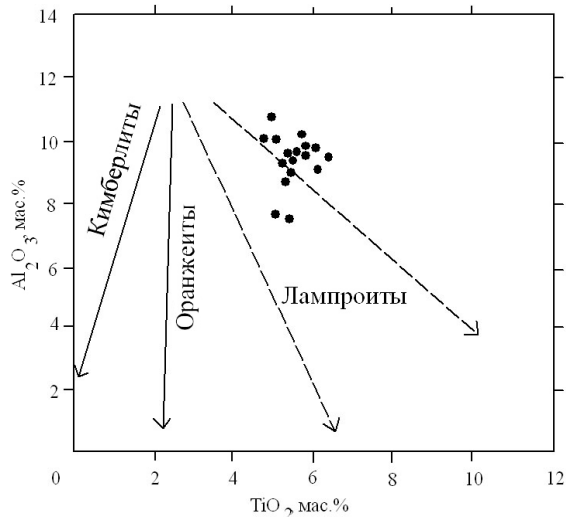


Рис. 3. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$ для флогопитов (тело б)

Точки – фигуративные точки составов флогопитов (табл. 1)

Диопсиды в виде редких микрозерен размером 0,010–0,20 мм идиоморфной и ксеноморфной формы находятся в тонкозернистой основной массе породы. Химический состав их приведен в табл. 2. Для рассматриваемых клинопироксенов характерны высокие значения $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 86,1\text{--}87,8$, $100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) = 49\text{--}52,8$ и низкое $100\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 12,2\text{--}13,9$. Эти диопсиды магнезиальные, кальциевые, низкожелезистые, высокотитановые ($\text{TiO}_2 = 2,70\text{--}4,79\%$), с переменной низкой примесью натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 0\text{--}1,26\%$) и глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0\text{--}0,77\%$). Примесь хрома отсутствует.

Таблица 4

Химический состав апатита

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
CaO	57,75	48,51	55,70	52,81	51,70	52,15	50,61	50,78	48,90	51,62	51,62	46,89	46,47	54,65	47,24	50,66
P ₂ O ₅	36,00	37,39	33,85	41,63	38,91	38,94	39,88	40,33	41,62	42,36	41,91	38,28	38,46	37,42	37,42	39,63
SiO ₂	0,81	0,67							1,10	0,84		1,50	2,49		2,76	
MgO	1,40	3,06	1,84			0,77				1,24	1,57		2,55	0,78	3,05	1,05
Na ₂ O	1,31	3,76	3,49		4,09	4,35				0,75	3,74		2,10	1,99	3,89	4,99
WO ₃	2,73	6,60	5,11	5,56		3,79	5,05	5,79		3,19	3,95		4,98	4,12	4,13	
SrO					5,30				5,87			6,03				3,67
Cl ₂ O ₃							1,09	1,19							1,52	
FeO												1,00				

Перовскит присутствует в виде мельчайших идиоморфных и ксеноморфных зерен размером 0,02–0,07 мм (рис. 2, в). В его химическом составе (табл. 5) отмечается постоянная примесь $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 3,28\text{--}5,26\%$, $\text{SrO} = 1,61\text{--}2,54\%$, реже $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 1,78\text{--}2,33\%$, в единичных случаях $\text{WO}_3 = 2,27\%$, а также $\text{FeO} = 0,96\text{--}2,16\%$ и $\text{Na}_2\text{O} = 0,96\text{--}2,01\%$.

Сфен встречается в основной массе в виде гипидиоморфных и ксеноморфных микрозерен размером

Таблица 2
Химический состав диопсида

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,17	51,21	50,55	48,88	50,24	51,34	53,40	52,02
TiO ₂	4,23	3,32	4,79	3,80	4,46	3,04	2,70	3,63
Al ₂ O ₃	0,61	0,58		5,66	0,57			0,77
FeO	4,13	4,33	4,44	3,96	4,43	4,36	4,23	4,21
MgO	15,41	15,98	16,29	15,24	15,48	16,68	16,43	16,77
CaO	23,45	23,95	23,93	21,75	24,06	24,59	21,99	22,60
Na ₂ O	0,99	0,62		0,71	0,75		1,26	
100Ca/(Ca+Mg)	52,2	51,9	51,4	50,7	52,8	51,5	49,0	49,2
100Mg/(Mg+Fe)	87,0	86,8	86,7	87,3	86,1	87,2	87,4	87,8
100Fe/(Mg+Fe)	13,0	13,2	13,3	12,7	13,9	12,8	12,6	12,2

Карбонат развит в основной тонкозернистой массе породы в виде мелких участков размером 0,1×0,3 мм, до 0,5×1 мм (рис. 2, б; табл. 3), выполненных коричневатого-серым микрозернистым агрегатом кальцита. Форма карбонатных участков неправильная, порой изогнутая. Часто они расположены по границам фенокристов оливина, а также выполняют пространство между зернами флогопита основной массы (рис. 2).

Таблица 3

Химический состав кальцита

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	32,87	41,79	30,56	37,06	40,40	39,45	45,07	39,57
CO ₂	67,13	58,21	69,44	62,94	59,60	60,55	54,93	60,43

Акцессорные рудные и нерудные минералы расположены преимущественно в пределах карбонатных участков.

Апатит часто содержится в основной массе в виде микронных ксеноморфных и идиоморфных зерен (рис. 2, в) размером 0,005–0,09 мм, редко 0,15 мм. Химический состав их приведен в табл. 4. В их составе часто присутствует примесь $\text{WO}_3 = 2,73\text{--}6,60\%$, редко $\text{SrO} = 3,67\text{--}6,03\%$ и $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 1,09\text{--}1,52\%$, а также $\text{MgO} = 0,77\text{--}3,06\%$ и $\text{Na}_2\text{O} = 0,75\text{--}4,99\%$.

0,010–0,015 мм. Для него характерны низкие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,55\text{--}1,33\%$, $\text{FeO} = 2,99\text{--}6,48\%$, $\text{MgO} = 1,91\text{--}7,32\%$ (табл. 6).

Хромит отмечается в виде единичных идиоморфных и ксеноморфных микрозерен размером до 0,012 мм. Их химический состав приведен в табл. 7. Это низкоглиноземистый ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,28\text{--}6,41\%$), титанистый ($\text{TiO}_2 = 3,02\text{--}3,18\%$), магнезиально- ($\text{Mg} = 17,0\text{--}18,19\%$) железистый ($\Sigma\text{FeO} = 19,74\text{--}20,53\%$) хромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 51,5\text{--}52,6\%$).

Таблица 5
Химический состав перовскита

	1	2	3	4
TiO ₂	55,11	53,97	53,90	55,58
CaO	34,90	34,75	31,58	35,09
Ce ₂ O ₃	4,05	4,15	5,26	3,28
Nb ₂ O ₅			2,33	1,78
WO ₃	2,27			
SrO		2,51	2,54	1,61
FeO	2,16	1,63	0,96	1,71
Na ₂ O	1,43	1,68	2,01	0,96
K ₂ O		0,38	0,53	
SiO ₂		0,93	0,88	

Таблица 6
Химический состав сфена

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,41	36,64	33,30	35,40	38,36	33,67
TiO ₂	32,71	28,19	32,99	32,02	27,89	31,59
Al ₂ O ₃	0,76	0,55	0,70	0,67	1,33	
FeO	2,99	4,22	2,53	3,54	4,15	6,48
MgO	2,40	4,72	1,91	3,32	7,32	
CaO	25,73	24,60	27,28	25,05	20,11	28,26
P ₂ O ₅		1,08	1,29			
K ₂ O					0,84	

Таблица 7
Химический состав хромита

	1	2
Al ₂ O ₃	6,28	6,41
Cr ₂ O ₃	52,60	51,50
TiO ₂	3,18	3,02
FeO	19,74	20,53
MgO	18,19	17,00
SiO ₂		0,95
CaO		0,59

Барит обнаружен в карбонатной массе в виде единичных микрозерен размером 0,005–0,012 мм. Их химический состав приведен в табл. 8.

Таблица 8
Химический состав барита

	1	2	3
BaO	65,82	62,71	61,00
SO ₃	34,18	37,29	39,00

Единичные микрозерна минералов, близких по составу к паризиту (табл. 9) и кальцио-стронцианиту (табл. 10), размером 0,001–0,005 мм, редко до 0,01 мм, встречаются в участках развития кальцита.

Циркон редко отмечается в виде единичных зерен размером менее 0,007 мм.

Сульфиды в основном приурочены к участкам карбоната, где они развиты в виде микрозерен размером 0,004–0,02 мм, редко размер зерен пирита достигает 0,14–0,30 мм.

Таблица 9
Химический состав паризита

CaO	48,25
SrO	12,38
BaO	2,35
La ₂ O ₃	10,79
Ce ₂ O ₃	18,21
Nd ₂ O ₃	6,79
MgO	1,23

Таблица 10

Химический состав кальцио-стронцианита

	1	2	3
CaO	9,33	4,51	7,37
SrO	15,82	9,94	7,82
BaO	1,26	2,07	2,43
CO ₂	73,59	77,70	77,13
Na ₂ O		4,70	3,73
Ce ₂ O ₃		1,08	0,91
MgO			0,25
SiO ₂			0,36

Химический состав рассматриваемых пород приведен в табл. 11. Обращает внимание низкое содержание окиси магния для породы, первоначально содержащей 50–65% высокомагнезиального оливина (Fo = 96) (Проскураков, Увадьев, 1992). В табл. 12 представлены: 1) средние химические составы талька из оранжеитов тела 6 – Костомукши и 2) форстерита (mg = 91,9) из оливиновых лампроитов трубки Элендейл 9 – Австралия (Джейкс и др., 1989). Из сравнения этих данных видно, что при замещении оливина тальком происходит значительный вынос окиси магния и привнос кремнезема. Первоначальная неизменная порода, состоящая из 50% оливина, 40% флогопита и 10% кальцита, содержала MgO 34,99% (см. табл. 13). По текстурно-структурным особенностям, минеральному составу, количественному соотношению главных породообразующих минералов и химическому составу неизменной карбонат-флогопит-оливиновой породы (табл. 13) тела 6 последняя соответствует типичному оранжеиту-слюдяному кимберлиту, впервые задокументированному в Костомукшском рудном районе.

Таблица 11

Химический состав оранжеита

			6-3
SiO ₂	39,20	R ₂ O ₅	1,01
TiO ₂	2,69	Cr ₂ O ₃	0,146
Al ₂ O ₃	4,84	V ₂ O ₅	0,010
Fe ₂ O ₃	4,59	CoO	0,012
FeO	2,94	NiO	0,208
MnO	0,188	CuO	0,005
MgO	21,63	ZnO	0,010
CaO	7,04	Li ₂ O	0,0083
Na ₂ O	0,13	Rb ₂ O	0,0132
K ₂ O	3,35	Cs ₂ O	0,0003
H ₂ O	2,43	Сумма	97,61
ппп	7,42	S	0,32

Таблица 12

Химический состав талька (1) и оливина (2)

	1	2
SiO ₂	55,73	40,78
TiO ₂		0,03
Al ₂ O ₃	1,78	<0,02
FeO	7,36	7,99
MnO	0,28	0,07
MgO	31,75	50,54
CaO	1,73	0,07
NiO	0,46	
Сумма	99,09	99,50
m _g , ат. %	88,4	91,9

Примечание. Все железо определено как FeO; m_g = 100Mg/(Mg+Fe). 1 – тальк (Костомукша), 2 – оливин (трубка Элендейл).

Таблица 13

Химический состав оранжеитов (тело 6, расчетный первоначальный состав)

	Оливин	Флогопит	Кальцит	Оливин 50%	Флогопит 40%	Кальцит 10%	Порода	
SiO ₂	40,78	43,34		20,39	17,34		37,73	37,82
TiO ₂	0,03	5,41		0,02	2,16		2,18	2,19
Al ₂ O ₃	0,02	9,49		0,01	3,80		3,81	3,82
FeO	7,99	6,59		4,00	2,64		6,64	6,66
MnO	0,07			0,04			0,04	0,04
MgO	50,54	24,11		25,27	9,64		34,91	34,99
CaO	0,07		39,75	0,04		3,98	4,02	4,03
K ₂ O		11,06			4,42		4,42	4,42
CO ₂			60,25			6,02	6,02	6,03
Сумма							99,77	100

Наиболее широко развиты лампроиты и кимберлиты в пределах Костомукшского рудного поля, где выявлены более 100 даек лампроитов и открыты три кимберлитовые трубки (диатремы). В лампроитах установлены обломки и кристаллы алмазов размером 0,1–1,3 мм. Кристаллы алмазов тетраэдрической и октаэдрической формы. Кристаллы в основном бесцветны (Проскураков и др., 1989).

В настоящее время кимберлиты (оранжеиты) обнаружены в карьере Костомукшского железорудного месторождения. Размер одной овальной диатремы составляет около 200 м в диаметре, второй – 180×150 м; третья диатрема на дневной поверхности наблюдается в виде овального фрагмента 15 м по длинной оси. Диатремы сечутся близкими по возрасту лампроитовыми дайками.

Распространение и структурный контроль мест локализации кимберлитовых диатрем можно связывать с приуроченностью их к узлам пересечения и сочленения сопоставимых по рангу мантийных субширотных (СЗ 300–310°) и дуговых субмеридиональных (СВ 15°) тектонических разломных структур глубинного заложения.

Образование магматического очага лампроитовой магмы в Костомукшском районе произошло 1230 млн лет назад. Образование лампроитовой расплава Костомукшского рудного района, вероятно, произошло за счет частичного плавления мантийных гипербазитов, предварительно прошедших стадию деплетирования, а затем стадию глубинного (мантийного) метасоматоза. На стадии деплетирования в мантии, предположительно, кристаллизовались алмазы на глубине 150–210 км.

ЛИТЕРАТУРА

Владыкин Н. В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 18–45.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М., 1989. 430 с.

Митчелл Р. Х. Лампроиты семейства щелочных горных пород // Зап. ВМО. 1988. Вып. 5, ч. 117. С. 575–585.

Попов М. Г., Раевская М. Б., Горьковец В. Я. Петрохимические серии лампроитовых пород Костомукши

// Геодинамика, магматизм, седиментогенез и менагерения Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 310–314.

Проскураков В. В., Увадьев Л. И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР, сер. геол. 1992. № 8. С. 65–75.

Проскураков В. В., Увадьев Л. И., Журавлев В. А. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1457–1460.