

лаза и содержанием плагиоклаза отчетливо видно, что породы второй вулканогенной толщи имеют натровый уклон. На другой же части диаграммы хорошо видно, что базальты попали в поле мезократовых пород, все остальные породы попали в поле лейкократовых разновидностей. В свою очередь нужно отметить, что базальты оршоайвинской подсветы попадают в поля гавайитов, а базальты пирттиярвинской подсветы - попадают в поля собственно базальтов. Исходя из диаграммы Мияширо, породы пирттиярвинской свиты имеют магний-натровый уклон, за исключением базальтов обеих подсвет и ферропикритов. Также большинство пород свиты попали в поле толеитовой серии. Исключением стали базальты пирттиярвинской подсветы и трахидациты оршоайвинской подсветы, которые попали в поля известково-щелочной серии. Далее, перейдем непосредственно к классификационным диаграммам CIPWD на уровне родов и индивидов для кварцнормативных пород. Как уже упоминалось, практически все породы попали в области мезократовых и лейкократовых пород, исключением стали андезибазальты обеих подсвет, которые попали в поле меланократовых пород. В принципе все исследуемые породы попали в соответствующие их названиям области. В заключении хотелось бы упомянуть, что базальты обеих подсвет попали в поля базальтов, т.е. базальты оршоайвинской подсветы - в поля клинопироксеновых и двупироксеновых, а базальты пирттиярвинской подсветы - в поля ортопироксеновых и двупироксеновых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Скуфьин П.К. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987, 185 с.
- Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, Северо-Запад Балтийского щита // Петрология, 1997, т. 5, № 4. С. 394-411.
- Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры. // Петрология, 1996, т. 4, № 1. С. 3-25.
- Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Мурманск, Изд. МГТУ, 2003. С. 187.

ВОЗРАСТ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Ниткина Е.А., Жавков В.А., Апанасевич Е.А., Баянова Т.Б.
ГИ КНЦ РАН, nitkina@rambler.ru

Кольский полуостров является одной из уникальных геологических провинций в России и мире, где выявлены крупнейшие месторождения платины и палладия (Митрофанов, 2005). Рудосодержащие породы Федорово-Панского расслоенного массива являются частью новой Кольской платинометалльной провинции России (Додин и др., 2000).

Объект исследования - Федорово-Панская интрузия - располагается в центральной части Кольского полуострова и является одной из 15 главных раннепротерозойских расслоенных интрузий, залегающих на границе между раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными рифтовыми сериями и архейскими гнейсами фундамента.

Целью работы было установить новые прецизионные изотопные U-Pb возраста по циркону для основных типов пород расслоенного разреза Федоровотундровского и Западно-Панского блоков в платинометалльном Федорово-Панском массиве, с целью определения последовательности и длительности формирования пород и времени образования рудной минерализации.

Интрузив разбит серией разломов юго-западного и северо-восточного направлений на четыре блока (рис. 1). Основными блоками с запада на восток являются: Федоровский, Ластьяврский, Западно-Панский и Восточно-Панский, которые смещены относительно друг друга. Самый западный, Федоровский блок, вмещающий промышленное месторождение вкрапленных Cu-Ni сульфидных и Pt-Pd руд в своей базальной части разреза, протягивается с северо-запада на юго-восток на 15 км по простиранию.

В строении интрузива снизу вверх по геологическим наблюдениям выделяются восемь зон (Докучаева, 1994; Борисова и др., 1999; Shissel et al., 2002; Корчагин и др., 1994): Нижняя краевая зона; Такситовая габбро-норитовая зона выявлена только в Федоровском блоке и в западной части Ластьяврского блока; Норитовая зона, Габбро-норитовая зона; Нижний расслоенный горизонт (НРГ); Зона габбро; Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) и Верхняя габбровая зона.

На основе полученных ранее изотопно-геохронологических данных был сделан вывод, что в Федорово-Панском расслоенном массиве ранние порции магмы внедрились и закристаллизовались в интервале 2501-2470 млн. лет назад, а последние порции магмы, связанные с анортозитами, имеют возраст 2447 млн. лет (Баянова, 2004). Из керн скважин в Федоровском блоке на U-Pb датирование автором были отобраны пробы пород, относящиеся, по геологическим данным, к разным этапам его формирования (рис. 3): из ксенолитов ранней безрудной фазы - ортопироксенитов (F-3), из рудного габбро-норита (F-2) зоны Такситовых габбро-норитов, а также из оливинового габбро главной Габбро-норитовой зоны (F-4).

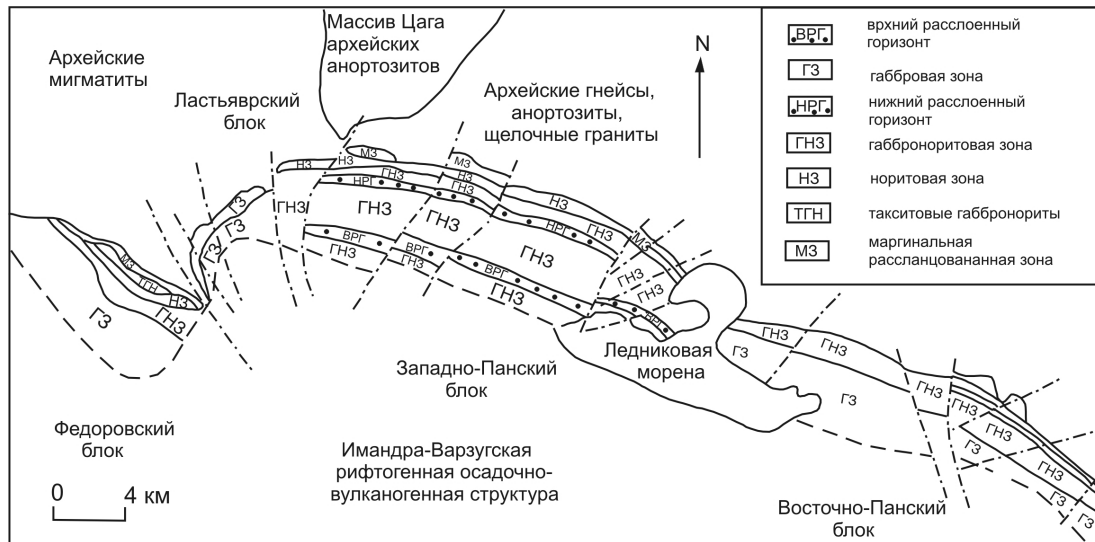


Рис. 1. Схема геологического строения платиноносного расслоенного Федорово-Панского массива (Митрофанов, 2005).

Из пробы *ортопироксенитов* (F-3) весом 42 кг было выделено 12 мг концентрата циркона. Четыре популяции циркона были вручную отобраны под бинокулярным микроскопом на U-Pb датирование. Для призматических темно-коричневых цирконов первого типа, размером от 150 до 200 мкм, был применен метод ступенчатого двухстадийного растворения, при котором первая порция сливается и анализируется только вторая. Это первая точка (рис. 2). Вторая точка – это темно-коричневые прозрачные кристаллы размерами до 200 мкм призматического облика, третья – светло-коричневые призматические кристаллы до 150 мкм, четвертая – розовый светлый циркон до 150 мкм. Отношения Pb^{206}/Pb^{208} меняются от 1,24 до 1,97. Концентрации урана варьируют от 100 до 600 ppm на U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2526 ± 6 млн. лет, СКВО=1.70 (рис. 2, табл. 1). Возраст интерпретируется временем кристаллизации ортопироксенита.

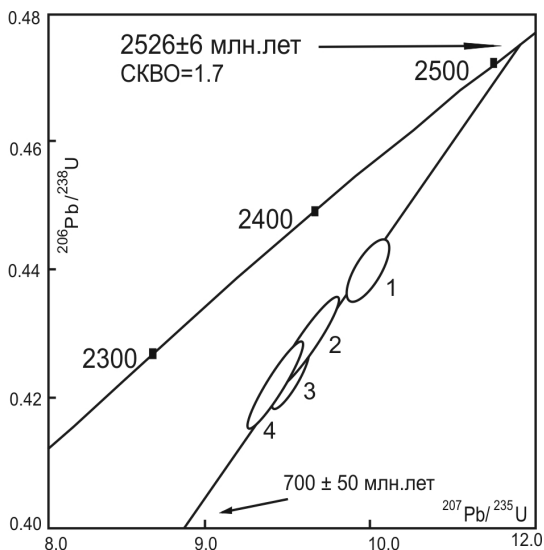


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из ортопироксенита (F-3) Федоровского блока.

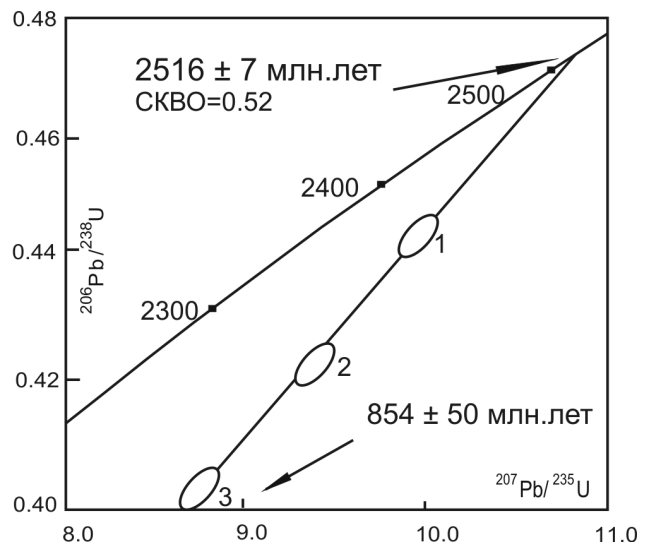


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из оливинового габбро (F-4) Федоровского блока.

Из пробы (F4) весом 57 кг – *оливиновое габбро* – было сепарировано 110 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование вручную было отобрано три популяции циркона: первая – это темно-коричневые прозрачные кристаллы, размером до 350 мкм, призматического облика; вторая – это светло-коричневые, призматические, прозрачные кристаллы, размером до 200 мкм и их обломки, третья представлена светло-коричневыми, непрозрачными, трещиноватыми, призматическими кристаллами разме-

ром до 200 мкм. Отношения в этой пробе Pb^{206}/Pb^{208} равны 3,55-3,82 и концентрации урана – 1320-1350 ppm. Изотопный U-Pb возраст этих трёх популяций цирконов равен 2516 ± 7 млн. лет, СКВО=0.52 (рис. 3, табл. 1). Полученный возраст характеризует время кристаллизации нижней главной габбро-норитовой части Федоровского тела.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из разных блоков расслоенного платинометалльного Федорово-Панского массива

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{206 Pb}{204 Pb}$	$\frac{206 Pb}{207 Pb}$	$\frac{206 Pb}{208 Pb}$	$\frac{207 Pb}{235 U}$	$\frac{206 Pb}{238 U}$	$\frac{207 Pb}{206 Pb}$	
Ортопироксениты (F – 3), Федоровский блок										
1	0.75	48.0	60.9	325	4.9191	1.3039	10.0461	0.44249	2504	0.82
2	0.80	374.0	598.6	4588	6.0459	1.9650	9.6782	0.43153	2484	0.91
3	0.85	410.2	630.2	4521	6.0281	1.6592	9.5667	0.42539	2488	0.92
4	1.00	271.0	373.1	2552	5.9916	1.2393	9.4700	0.42406	2476	0.91
Оливиновые габбро (F – 4), Федоровский блок										
1	1.80	725.3	1322.8	14649	6.1121	3.8177	10.0132	0.44622	2484	0.75
2	2.00	731.3	1382.8	8781	6.1522	3.5517	9.4306	0.42454	2467	0.74
3	1.95	680.9	1374.0	7155	6.2645	3.6939	8.7401	0.40155	2433	0.78
Рудные габбро-нориты (F-2), Федоровский блок										
1	0.30	498.0	833.4	2081	5.9502	2.2111	9.49201	0.42493	2477	0.71
2	0.65	513.8	932.2	5274	6.1519	2.6371	9.1373	0.41378	2458	0.73
3	0.55	583.2	999.3	3194	6.1132	2.0528	8.9869	0.40832	2452	0.72
4	0.80	622.5	1134.5	4114	6.1161	2.1914	8.6638	0.39165	2460	0.71
Габбро-нориты (SN-8), Западно-Панский блок										
1	0.65	287.1	427.9	746	5.5155	2.2467	10.6619	0.46941	2505	0.71
2	0.55	265.1	394.2	1365	5.7765	2.0557	10.5105	0.46506	2496	0.73
3	0.80	273.2	410.6	2212	5.9155	2.0701	10.4544	0.46413	2490	0.74
Рудовмещающие меланократовые нориты (SN-6), Западно-Панский блок										
1	1.15	258.9	394.7	2071	5.8776	2.0621	10.3265	0.45648	2498	0.81
2	1.30	220.3	315.1	1454	5.7840	1.6671	10.2531	0.45272	2500	0.73
3	1.50	252.9	366.4	2259	5.9108	1.7031	10.2158	0.45283	2493	0.81
4	0.90	198.6	303.4	1045	5.6771	1.8809	9.9219	0.43843	2499	0.73
¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$. ² Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели (Stacey & Kramers, 1975). ³ Rho – коэффициент корреляции по U-Pb осям.										

В пробе *рудного габбро-норита* (F-2) весом 67 кг, содержащего основную промышленную сульфидную (Cu, Ni) и платинометалльную (Pt, Pd, Rh) минерализацию, из концентрата циркона весом 14 мг на изотопное U-Pb датирование были вручную отобраны четыре популяции циркона. Фигуративные точки светлых прозрачных, размерами до 250 мкм зерен (№1), крупных до 350 мкм темно-коричневых кристаллов призматического облика (№2), розовых, призматических, слабо трещиноватых, до 300 мкм цирконов (№3) и светло-коричневых, призматических, трещиноватых, до 300 мкм цирконов (№4) на U-Pb диаграмме (рис. 4, табл. 1) образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, равным 2485 ± 9 млн. лет, СКВО=1.2. Концентрации урана меняются от 800 до 1100 ppm, а отношения Pb^{206}/Pb^{208} - от 2,05 до 2,64. Полученный новый U-Pb возраст для рудовмещающего габбро-норита пробы F2 интерпретируется временем кристаллизации породы.

В Западно-Панском блоке автором на изотопное U-Pb датирование пробы были отобраны из пород центральной части массива – габбро-нориты (SN-8) участка и из придонных оруденельных норитов (SN-6) участка.

Проба SN-8 отобрана из тех же обнажений безрудных пойкилитовых габбро-норитов, где была ранее получена U-Pb датировка по цирконам в $2491 \pm 1,5$ млн. лет (Баянова, 2004). Из этой пробы весом 50 кг был выделен концентрат циркона весом 8 мг. Из пробы вручную под

бинокулярным микроскопом были отобраны три популяции циркона с алмазным блеском: первая и вторая - крупные темно-коричневые кристаллы, размером 150 мкм, призматического облика, третья – обломки этих же кристаллов. Концентрация урана в пробах составляет 390-410 ppm. Отношения Pb^{206}/Pb^{208} разных типов циркона изменяются от 2,06 до 2,25. Все три координаты точек на U-Pb диаграмме находятся на конкордии в пределах ошибок измерений. Новый U-Pb возраст по трем изученным цирконам равен 2496 ± 7 млн. лет, СКВО=0.95 (рис. 5, табл. 1).

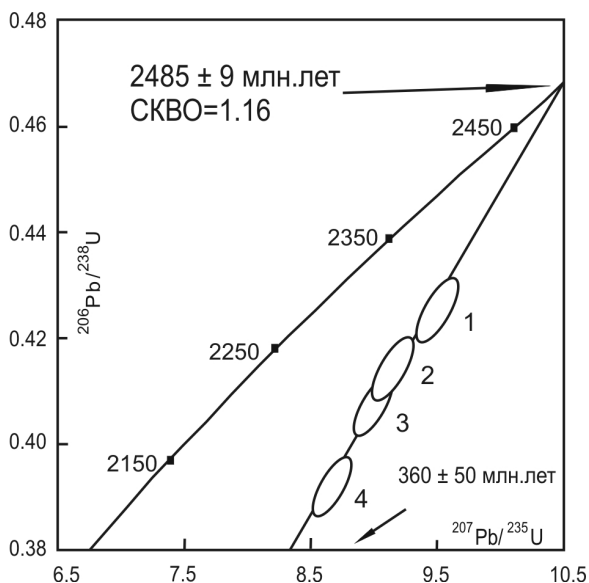


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро-норита (F-2) Федоровского блока.

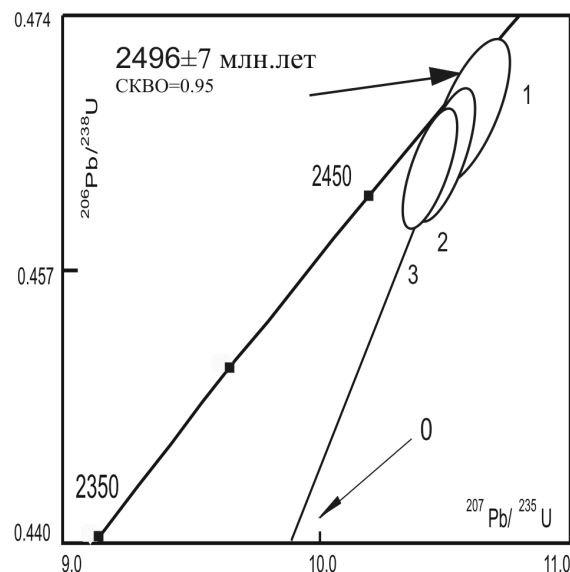


Рис. 5. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из габбро-норита (SN-8) Западно-Панских тундр

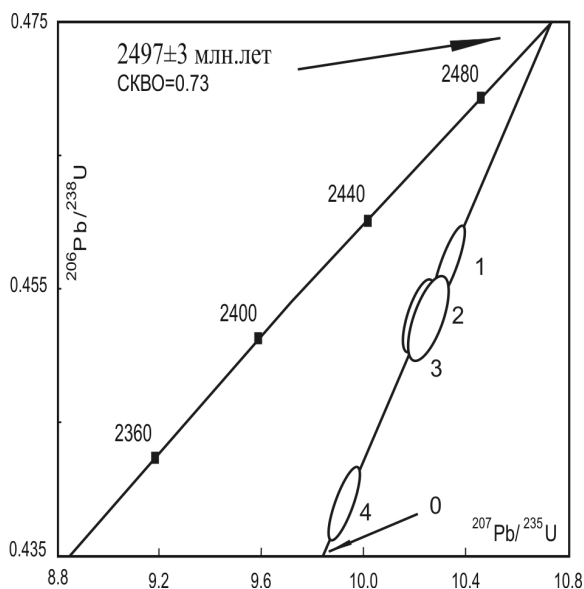


Рис. 6. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудовмещающего меланократового норита (SN-6) Западно-Панских тундр

Проба весом 60 кг рудовмещающего меланократового норита SN-6 была отобрана из нижнего эндоконтакта пород Западно-Панского блока, содержащего Cu-Ni и Pt-Pd минерализацию. При сепарации было выделено 18 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование было вручную отобрано четыре популяции наименее измененного циркона: первая и четвертая - коричневые кристаллы размерами до 150 мкм, с алмазным блеском и их обломки, вторая и третья - темно-коричневые кристаллы до 200 мкм и их обломки. На изотопной U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2497 ± 3 млн. лет, при СКВО=0.73 (рис. 6, табл. 1). Изменение концентрации урана в разных типах зерен цирконов составляет от 300 до 390 ppm, а отношений Pb^{206}/Pb^{208} - от 1,68 до 2,06. Полученный возраст рассматривается как время кристаллизации оруденелых норитов.

Получены новые U-Pb возраста: ранней безрудной фазы - 2526-2516 млн. лет - и рудной фазы в Федоровском блоке - 2485 ± 9 млн. лет и придонных сульфидсодержащих норитов Западно-Панского блока - 2497 ± 3 млн. лет. Результаты этой работы подтверждают большую длительность формирования интрузива более 70 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 04-05-64179, НШ-2305.2003.05, Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004, 174 с.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука. 2000. 755 С.
- Борисова В. В., Дубровский М. И., Карпов С. М., Борисов А. Е., Реженева С. А. Петрология панского расслоенного интрузива (Кольский полуостров) с позиции парагенетического анализа // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. №3. с. 31-49.
- Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-панском интрузиве // Геология и генезис месторождений металлов. М.: Наука, 1994, с. 87-100.
- Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А. и др. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометалльное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. Н.:Наука. 1994. с. 100-106.

Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 2005. С. 39-54.

Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the FedorovPansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. Vol. 97. 2002. P. 1657-1677.

Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. p. 207-221.

ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ И ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПРОЦЕССЫ ПЛАВЛЕНИЯ

Пестриков А.А.

ГГУП СФ «Минерал», Санкт-Петербург

Целью данной работы было выяснить: различается ли состав мантии по степени деплетированности ее магмофильными, редкими и редкоземельными элементами и одинаковы ли термальные режимы в мантии под архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы (Якутская кимберлитовая провинция - ЯКП) и в пределах фанерозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (Витимское плато - ВП).

Исследованы две коллекции верхнемантийных ультраосновных ксенолитов – ксенолиты, вынесенные щелочными базальтами ВП и кимберлитами трубок Удачная и Обнаженная (ЯКП).

Определение химического состава пород ксенолитов было произведено в химической лаборатории Санкт-Петербургского Горного института рентгено-флюорисцентным методом. Определение содержания редких и РЗЭ производилось в ЦИИ ВСЕГЕИ методом ICP MS. Для анализа были отобраны неизмененные образцы ксенолитов, которые очищались от кайм и жилок вмещающих щелочных базальтов и кимберлитов.

Химический состав минералов определялся микрозондовым методом в лаборатории ИГГД РАН на приборе LINK AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0,4 - 0,5 мА и диаметром электронного пучка 2 – 5 мкм.

Валентное состояние железа и его распределение в структуре гранатов изучено методом Мессбауэровской спектроскопии в лаборатории ИГГД РАН.

Для оценки P-T условий образования глубинных ксенолитов в данной работе использовался гранат-ортопироксеновый термобарометр (Никитина, Иванов, 1992). Термометр, основан на обменной реакции $MgSiO_3 + FeAl_{2/3}SiO_4 = FeSiO_3 + MgAl_{2/3}SiO_4$ и зависимости распределения железа между минералами от температуры, концентрации железа в ромбическом пироксене и кальция в гранате. Барометр, основан на зависимости растворимости Al в структуре ромбического пироксена, находящегося в равновесии с гранатом, от давления .

Породообразующими минералами пород ксенолитов являются форстерит, энстатит, диопсид, пироп и, в некоторых случаях, герцинит. В качестве аксессуарных минералов присутствуют хромит, пентландит, ильменит и титаномагнетит.

Исходя из вариаций минерального состава и структурно-текстурных особенностей выделено несколько характерных групп пород:

- Пироксениты
- Лерцолиты
- Гранатовые лерцолиты
- Гранат-шпинелевые лерцолиты
- Катаклазированные гранатовые лерцолиты

На диаграмме MgO/SiO_2-SiO_2 (рис.1) фигуративные точки ксенолитов из базальтов ВП располагаются вблизи примитивной мантии (ПМ). Ксенолиты из кимберлитов ЯКП располагаются вдоль тренда (Walter, 1998) отражающего изменение состава рестиита при возрастании степени плавления пиролита с образованием расплава коматитового состава.

1 – ЯКП (тр. Удачная); 2 – ВП; 3 – состав ПМ (Taylor, McLennon, 1985; McDonough, Sun, 1995; Allegree, 1995); 4 – состав пиролита (Walter, 1998); 5 – реститовый тренд (Walter, 1998).

Такие данные свидетельствуют о различной степени плавления верхней мантии в пределах данных регионов. Это подтверждается результатами расчета степени плавления первичного субстрата (Глебовицкий и др., 2005 г.), которые выполнены с использованием уравнения (Takazava et al., 2000), полученного на основе экспериментальных данных по плавлению перидотитов:

$$F, \% = (-1.54 + 0.0407MgO) \cdot 100, \text{ (при } p = 3.0 \text{ ГПа).}$$

Для большинства ксенолитов ВП характерны значения степени плавления в пределах от 0 до 10%, в то время как для большинства ксенолитов ЯКП – более 20%.