

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ НИЖНЕЙ КОРЫ ДАЛДЫН-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (по данным изучения ксенолитов)

В.С. Шацкий, Л.В. Бузлукова, Э. Ягоуц*, О.А. Козьменко, С.И. Митюхин**

Институт минералогии и петрографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт химии им. Макса Планка, D-55122, Майнц, Германия*

*** Акционерная компания „АЛРОСА“, 678170, Мирный, ул. Ленина, 6, Россия*

Изучение ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская показало, что среди пород нижних частей земной коры Далдын-Алакитского района гранатовые гранулиты составляют не менее 50 %. Геохимические особенности гранатовых гранулитов (высокое содержание калия, а также несовместимых элементов) свидетельствуют о том, что они не могут рассматриваться в качестве рестигов, а представляют собой фрагменты глубинных интрузий, кристаллизовавшихся в нижних частях земной коры. Согласно оценкам *P-T* параметров равновесия, в низах коры преобладают гранатовые гранулиты (*P* — 9—13 кбар), которые выше по разрезу сменяются двупироксеновыми гранулитами (*P* — 8,5—10 кбар).

Датирование ксенолитов гранатовых гранулитов Sm-Nd методом показало отсутствие изотопного равновесия. Ни для одного образца не была получена внутренняя изохрона. Значения модельного возраста ксенолитов свидетельствуют о том, что основная часть нижней коры в Якутской алмазonoсной провинции была сформирована в архее (2,97—2,75 млрд лет). В то же время внутренняя Pb-Pb изохрона (1424 ± 21 млн лет) для образца гранатового гранулита из кимберлитовой тр. Ленинградская, а также модельный возраст (1,24 млрд лет) гранулита из кимберлитовой тр. Удачная свидетельствуют о неопротерозойском этапе термальной активизации.

На основании данных о скоростях распространения продольных волн в нижних частях земной коры (6,8—7,0 км/с) и полученных оценок распространения ксенолитов гранатовых гранулитов в кимберлитовых трубках сделан вывод о том, что в Далдын-Алакитском районе в низах коры гранатовые гранулиты присутствуют не в виде отдельного слоя, а представляют собой дискретные тела в гнейсах.

Гранулиты, ксенолиты, нижняя кора, геохронология.

STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE LOWER CRUST OF THE DALDYN-ALAKIT DISTRICT IN THE YAKUTIAN DIAMOND PROVINCE (from data on xenoliths)

V.S. Shatsky, L.V. Buzlukova, E. Jagoutz, O.A. Koz'menko, and S.I. Mityukhin

Study of xenoliths from the Udachnaya and Leningradskaya kimberlite pipes has shown that, among the rocks of the bottom of the Earth's crust in the Daldyn-Alakit district, the garnet granulites make up no less than 50%. Geochemical features of garnet granulites (high percentage of potassium and incompatible elements) show that they cannot be considered restites but are fragments of deep-seated intrusions crystallized in the lower crust. According to estimated equilibrium pressure and temperature, the lower crust is dominated by garnet granulites (9–13 kbar), which upsection grade into two-pyroxene granulites (8.5–10 kbar).

The Sm-Nd dating of xenoliths of garnet granulites shows no isotope equilibrium. An inner isochron was obtained for none of the specimens. Model ages of the xenoliths evidence that most of the lower crust in the Yakutian Diamond Province was formed in the Archean (2.97–2.75 Ga). At the same time, the inner Pb-Pb isochron (1424±21 Ma) for a specimen of garnet granulites from the Leningradskaya kimberlite pipe as well as the model age (1.24 Ga) of granulite from the Udachnaya kimberlite pipe indicate a Neoproterozoic stage of thermal activity.

On the basis of data on the velocities of travel of compressional waves in the lower crust (6.8–7.0 km/s) and obtained estimates of xenoliths of garnet granulites in kimberlite pipes, a conclusion is made that in the lower crust of the Daldyn-Alakit district, garnet granulites are separate bodies in gneisses rather than a separate bed.

Granulites, xenoliths, lower crust, geochronology

ВВЕДЕНИЕ

Проведенные в последние годы интенсивные исследования ксенолитов коровых пород из кимберлитовых и лампрофировых трубок, а также щелочных базальтов дали важную информацию о составе и структуре нижней континентальной коры [1—11]. Многие исследователи отмечают, что большинство нижнекоровых ксенолитов имеют базитовый состав. В то же время в гранулитовых комплексах, обнажающихся на щитах, преобладают породы кислого и среднего составов [4, 5, 7]. Это дает основание рассматривать ксенолиты основных гранулитов либо как рестины после плавления нижних частей коры, либо как продукты андерплейтинга [4, 7]. В последнее время также высказана идея, что нижняя кора может состоять из аккрецированных и поддвинутых океанических плато и островодужных базальтов [12].

В Якутской алмазоносной провинции ксенолиты нижнекоровых гранулитов широко распространены в кимберлитовых трубках Далдын-Алакитского района [13—16]. В то же время их исследованию уделялось значительно меньше внимания по сравнению с ксенолитами мантийных пород. Вследствие этого целый ряд вопросов, касающихся эволюции состава коры Якутской алмазоносной провинции, остается открытым. В частности, нет однозначности в оценке соотношения ксенолитов метабазитов с ксенолитами пород среднего и кислого составов. Не достаточно точно определены *P-T* параметры нижнекоровых ксенолитов. Ощущается нехватка данных о возрасте нижнекоровых ксенолитов. Минеральная Sm-Nd изохрона была получена только для одного ксенолита из кимберлитовой тр. Новинка (1,88 млрд лет) [17]. Это значение интерпретируется либо как время закрытия самарий-неодимовой системы после гранулитового метаморфизма (2 млрд лет), либо как палеопротерозойское термальное возбуждение. Кроме того, имеется значительное количество определенных Nd-модельного возраста ксенолитов. Так, А.П. Смелов с соавторами [18] на основании модельных возрастов ксенолитов Якутской алмазоносной провинции приходят к выводу о двух этапах формирования коры: архейском (2,9—3,3 млрд лет) и раннепротерозойском (2,1—2,5 млрд лет). Принимая во внимание данные по определению модельного возраста двух ксенолитов из тр. Удачная, О.М. Розен с соавторами [19] приходят к заключению о нижнепротерозойском возрасте фундамента Далдынского террейна (2,5 млрд лет). В этой связи необходимо отметить имеющиеся сложности в интерпретации значений модельного возраста ксенолитов. Во-первых, магма, явившаяся протолитом для ксенолитов гранулитов, могла происходить из обогащенного источника, во-вторых, она могла быть контаминирована неодимом из древней континентальной коры. Нельзя исключить также возможность контаминации ксенолитов кимберлитовым расплавом. Однако эти вопросы остаются за рамками обсуждения в работах, где рассматриваются вопросы строения фундамента Северо-Азиатского кратона.

С целью уточнения перечисленных выше вопросов нами проведено исследование ксенолитов из кимберлитовых трубок Далдын-Алакитского района (Удачная, Ленинградская). Чтобы исключить влияние фактора выборочного отбора ксенолитов, в полевых условиях проводился подсчет процентного содержания ксенолитов в негабаритах кимберлитов тр. Удачная. Коллекция исследованных ксенолитов насчитывает более 1 тыс. образцов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Согласно заключению О.М. Розена с соавторами [19], Сибирский кратон сформировался в позднем палеопротерозое (2,0—1,8 млрд лет) в результате амальгамации разновозрастных террейнов. Основание кратона состоит из двух главных элементов первого порядка — гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных ареалов. По мнению авторов, гранулит-гнейсовые ассоциации представляют собой нижнекоровые образования, в то время как гранит-зеленокаменные — верхнекоровые комплексы. Предполагается, что сначала формировались супертеррейны. Выделяется пять таких супертеррейнов — Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский, Становой. Кимберлитовые поля расположены в пределах Анабарского и Оленекского супертеррейнов. Кимберлитовые трубки Далдын-Алакитского района, согласно этой схеме, относятся к Мархинскому гранит-зеленокаменному террейну, который входит в Анабарский супертеррейн (рис. 1). Согласно О.М. Розену и др. [19], нижнекоровые гранулиты из кимберлитовых трубок этого террейна не имеют аналогов на дневной поверхности. Возраст протолитов гранулит-гнейсовых террейнов составляет 3,1 млрд лет, возраст гранулитового метаморфизма — 1,9—1,8 млрд лет. Гранулитовые комплексы состоят главным образом из двупироксеновых плагиогнейсов, эндербитов, основных кристаллосланцев [19].

Несколько иную схему строения фундамента предлагают А.П. Смелов с соавторами [18]. Они выделяют два главных типа структур фундамента: протократоны (гранит-зеленокаменные области) и подвижные (гранулитовые) пояса, террейны которых подразделяются на два типа: гранулит-ортогнейсовые и гранулит-парагнейсовые. Обе схемы достаточно близки, однако, согласно О.М. Розену, трубки Далдын-Алакитского поля попадают в гранит-зеленокаменный террейн, а согласно А.П. Смелову — в гранулит-ортогнейсовый Тунгусский террейн.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов анализировались (ИМиП, г. Новосибирск) на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом „Сamebaх-Micro“ фирмы „Сameca“ (Франция) (оператор Л.В. Усова). Определение валового состава пород было проведено методом рентгенофлюоресцентного анализа на рентгеновском анализаторе VRA-20 R (производства фирмы „Карл Цейс Йена“, ГДР) (аналитик Л.Д. Холодова) и рентгеновском квантометре „СРМ-25“ (аналитики А.Д. Киреев, Н.А. Глухова). Стандартное отклонение составляло для Si, Al, Mg, Ca 1,3, для Fe 0,9, для остальных 0,4.

Определение содержания редких земель и ряда рассеянных элементов было проведено в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (аналитики

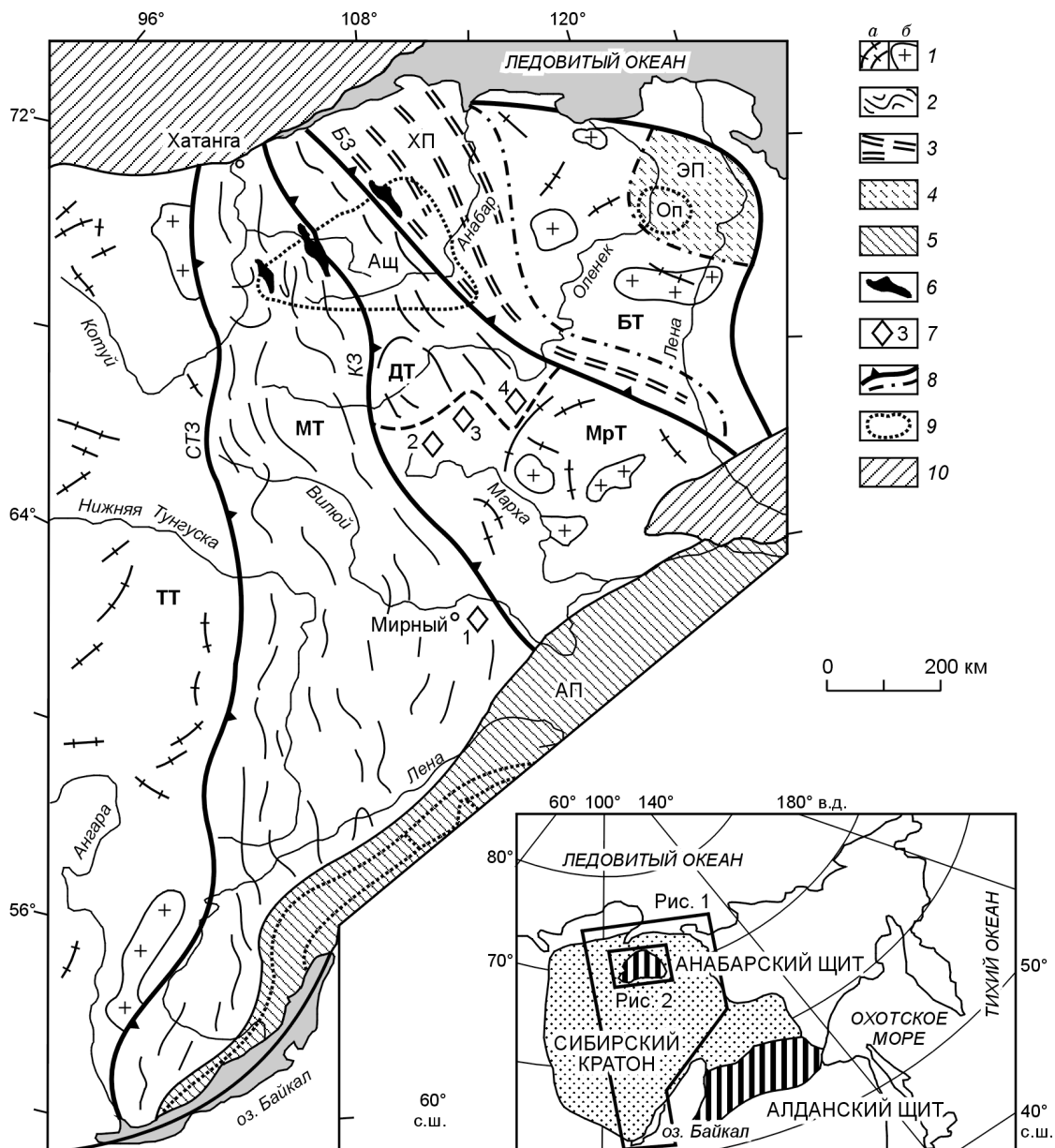


Рис. 1. Фундамент северо-востока Сибирского кратона [17].

1 — гранит-зеленокаменные ареалы: *а* — зеленокаменные пояса и основные ультраосновные интрузии, *б* — гранитные плутоны (по геофизическим данным); 2 — гранулит-гнейсовые ареалы — плагинейсы, эндебиты, чарнокиты и метабазиты (далдынская и верхнеанабарская серии в пределах Анабарского щита); 3 — гранулитовые парагнейсы и карбонаты (хапчанская серия Анабарского щита); 4 — зеленосланцевые кислые вулканы, терригенные отложения (экильская серия Оленекского поднятия) и гранитоиды; 5 — известково-щелочные вулканы, осадки и гранитоиды, зеленосланцевая до амфиболитовой фации (Акитканский складчатый пояс); 6 — анортозитовый комплекс; 7 — кимберлитовые поля, в которых датированы коровые ксенолиты (1 — Мирнинское, 2 — Алакит-Мархинское (Алакитское), 3 — Далдынское, 4 — Верхнемунское (Мунское)); 8 — главные разломы, зоны расланцевания и прочие разломы; 9 — границы обнаженного фундамента; 10 — области повышенной мощности чехла (более 8 км). Буквами обозначены: ТТ, МТ, ДТ, МрТ, БТ — Тунгусский, Маганский, Далдынский, Мархинский, Биректинский террейны; СТЗ, КЗ, БЗ — Саяно-Таймырская, Котуйканская, Билляхская коллизионные зоны; ХП, ЭП, АП — Хапчанский, Экильский и Акитканский складчатые пояса; Ащ, Оп — Анабарский щит и Оленекское поднятие.

С.В. Палесский и И.В. Николаева). Погрешность определения этих результатов оценивалась по стандартам BCR-1, G-2, BHVO-1. Относительное стандартное отклонение составляло 5—8 % для всех элементов, кроме Nb, Ta, Hf, Zr, для которых эта величина была около 20 %.

Определение концентраций Sm, Nd, Pb, U и их изотопных отношений были выполнены методом термоионизационной масс-спектрометрии с изотопным разбавлением в Институте химии им. М. Планка (г. Майнц, Германия). Методики и аналитическая погрешность приводятся в работах [20, 21]

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ

В тр. Удачная основная часть ксенолитов представлена гранатовыми гранулитами (51 % от всех изученных ксенолитов) — $Grt + Crx + Pl \pm Orx \pm Amp \pm Scp \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Ky \pm Ilm \pm Bt$ (обозначения минералов даны согласно [22]). Встречаются также двупироксеновые гранулиты (10 %) — $Crx + Orx + Pl \pm Amp \pm Rt \pm Ap \pm Zrn \pm Bt \pm Ilm$, амфиболиты — $Amp + Pl \pm Crx \pm Grt \pm Bt \pm Ilm \pm Ap$ (10 %), плагиогнейсы — $Pl + Qtz \pm Orx \pm Kfs \pm Bt \pm Amp \pm Ilm$ (30 %) и эндербиты ($Pl + Orx + Qtz$). В тр. Ленинградская отмечены ксенолиты гранатовых гранулитов — $Grt + Crx + Orx + Pl \pm Amp \pm Scp \pm Ap \pm Zrn \pm Ilm$ (65 %), двупироксеновых гранулитов — $Crx + Orx + Pl + Amp \pm Zrn \pm Bt \pm Kfs$ (30 %) и амфиболитов — $Amp + Pl + Bt \pm Ilm \pm Ap$ (5 %).

Для **гранатовых и двупироксеновых гранулитов** характерна гранобластовая и нематогранобластовая структуры, текстура неравномерно-зернистая. В некоторых гранулитах отмечена полосчатость, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых полос шириной 1—3 мм. Наблюдаемые реакционные структуры в виде гранатовых кайм вокруг ильменита и Ti-магнетита, а также обрастание ортопироксена клинопироксеном интерпретируются как реакции эклогитизации [13]. В клинопироксенах встречаются ламелли ортопироксена двух типов [23], включения ильменита, гематита, шпинели и иглы рутила. Амфибол находится в структурном равновесии с клинопироксеном, а также присутствует и в виде включений в гранатах. В породе отмечен биотит двух генераций: первый встречается как в виде включений в гранате (размером около 0,1—0,2 мм), так и в матрице, вторичный наблюдается в виде каемки вокруг порфиробластов граната. Скаполит находится в структурном равновесии с плагиоклазом и в виде включений в гранате. В отдельных ксенолитах в гранулитах присутствует кианит.

Структура **плагиогнейсов** гетеробластовая, гранолепидобластовая. Текстура неоднородная, иногда отмечена явно выраженная полосчатость, которая определяется разным содержанием темноцветных минералов. Характерны антипертитовые вроски калиевого полевого шпата в плагиоклазах. **Эндербиты**, сопоставимые по минеральной ассоциации ($Pl + Orx + Qz$) с плагиогнейсами, отличаются отсутствием гнейсовидной текстуры.

Анализы минералов из различных пород представлены в табл. 1. Гранаты из гранатовых гранулитов отвечают по составу пироп-альмандинам (рис. 2). Они характеризуются широкими вариациями альмандинового (23—52 мол.%), пиропового (36—52 мол.%) и гроссулярового компонентов (15—65 мол.%). Все гранаты этого типа пород химически однородны. Зональность проявляется в узкой кайме (20 мкм), где наблюдается увеличение содержания FeO . Гранаты амфиболитов характеризуются пониженным содержанием гроссулярового (16—22 мол.%) и пиропового (20—28 мол.%) компонентов.

Клинопироксены гранатовых гранулитов и амфиболитов практически не отличаются по составу и относятся к диопсид-геденбергитам с содержанием жадеитового компонента от 7,5 до 14 мол.% (рис. 3). Клинопироксены со структурами распада, представленными ламеллями ортопироксена, а также с выделениями гематита и ильменита, характеризуются повышенной железистостью. Ромбические пироксены по составу относятся к ряду энстатит—ферросилит и соответствуют гиперстену (см. табл. 1). Плагиоклазы из гранулитов отвечают по составу андезинам с содержанием ортоклазового компонента от 2 до 5,5 мол.%.

В плагиогнейсах плагиоклаз относится к олигоклазу ($An_{20}-An_{30}$). В некоторых плагиоклазах из плагиогнейсов присутствует значительная примесь ортоклаза (до 10 мол.%), что свидетельствует о высоких

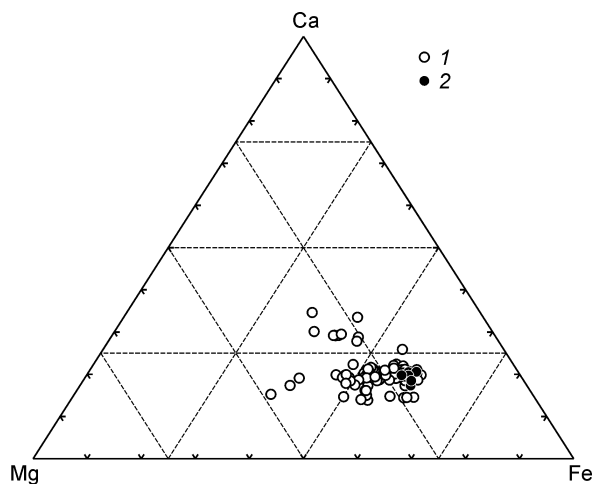


Рис. 2. Составы гранатов из ксенолитов основных гранулитов и амфиболитов.

1 — гранулиты, 2 — амфиболиты.

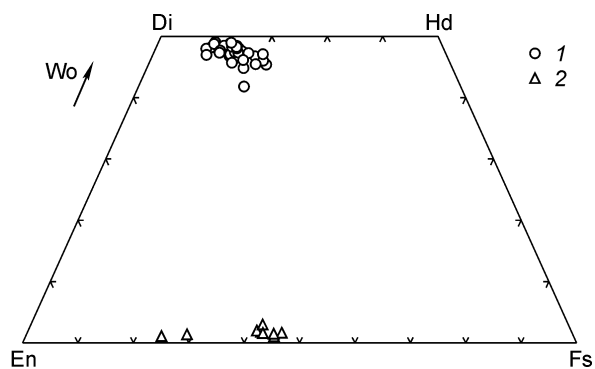


Рис. 3. Составы пироксенов.

1 — клинопироксены, 2 — ортопироксены.

Таблица 1.

**Представительные анализы составов минералов различных типов пород
из ксенолитов кимберлитовых тр. Удачная и Ленинградская**

Компо- нент	Обр. Лен 9-02					Обр. ЛМХ				Обр. Лен 6-02			
	Grт	Срх	Pl	Bt	Amp	Срх	Gr	Kfs	Pl	Opх	Срх*	Pl	Ilm
SiO ₂ , мас.%	38,34	51,40	58,27	37,82	40,75	49,70	39,9	63,62	56,31	50,61	49,91	60,10	0,01
TiO ₂	0,08	0,41	0,00	5,05	2,32	0,98	0,09	0	0,00	0,05	0,37	0,04	43,96
Al ₂ O ₃	20,80	4,93	25,91	13,74	12,79	8,96	21,8	18,22	28,00	1,65	3,53	25,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0	0,00	0,02	0,02	0,00	0,298
MnO	1,91	0,04	0,01	0,03	0,11	0,04	0,36	0	0,01	0,96	0,47	0,10	0,07
FeO	25,33	8,42	0,07	11,04	14,56	4,8	18,1	0,047	0,01	27,53	12,74	0,08	52,71
MgO	7,06	11,96	0,01	17,37	11,27	11,6	9,3	0,012	0,02	18,12	11,50	0,00	1,16
CaO	6,89	20,30	8,61	0,01	11,56	21,2	9,65	0,021	9,48	0,49	19,82	7,17	—
Na ₂ O	0,04	2,13	6,81	0,16	1,77	1,53	0,04	1,84	5,85	0,04	0,97	7,33	—
K ₂ O	0,01	0,01	0,21	9,67	2,37	0	0	13,64	0,32	0,00	0,00	0,47	—
Сумма	100,5	99,63	99,90	94,89	97,50	98,82	99,27	97,42	100,0	99,47	99,34	100,3	98,3
Si, ф.е.	2,98	1,91	2,98	2,79	6,11	1,84	3,03	2,99	2,53	1,95	1,92	2,67	0
Ti	0,01	0,01	0,00	0,28	0,26	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,88
Al	1,91	0,15	1,03	1,20	2,26	0,39	1,95	1,01	1,48	0,08	0,16	1,32	0,003
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,006
Mn	0,13	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,002
Fe	1,65	0,39	0,00	0,68	1,83	0,15	1,15	0,00	0,00	0,89	0,41	0,00	1,175
Mg	0,82	0,68	0,01	1,91	2,52	0,64	1,05	0,00	0,00	1,04	0,63	0,00	0,046
Ca	0,57	0,83	0,01	0,00	1,86	0,84	0,78	0,00	0,46	0,02	0,82	0,34	—
Na	0,01	0,06	0,14	0,02	0,51	0,11	0,01	0,17	0,51	0,00	0,07	0,63	—
K	0,00	0,00	0,83	0,91	0,45	0,00	0,00	0,82	0,02	0,00	0,00	0,03	—
Сумма	8,06	4,03	5,00	7,80	15,83	3,99	8,00	5,00	4,99	4,01	4,03	5,00	2,11
Компо- нент	Обр. Уд 71-18					Обр. Уд 79-14				Обр. Уд 80-28			
	Amf	Gr	Opх	Pl	Срх	Opх	Gr	Pl	Срх	Gr	Срх	Pl	Dost
SiO ₂ , мас.%	43,20	39,40	55,50	57,80	53,16	51,50	39,53	62,88	51,40	40,90	50,00	58,50	37,40
TiO ₂	1,86	0,16	0,00	0,00	0,46	0,13	0,10	0,00	0,38	0,08	0,32	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	12,60	21,40	0,12	26,40	5,00	3,19	21,96	22,81	3,96	22,50	11,70	26,20	63,40
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,00
MnO	0,00	0,56	0,18	0,00	0,00	0,10	0,33	0,00	0,09	0,26	0,01	0,01	0,00
FeO	11,40	24,60	23,30	0,05	5,85	23,00	22,56	0,00	9,65	13,30	3,08	0,01	0,10
MgO	13,80	7,94	20,90	0,00	12,22	18,60	9,50	0,00	12,10	11,50	10,80	0,02	0,03
CaO	11,30	6,10	0,27	8,79	20,49	2,57	6,45	4,13	21,20	11,90	21,05	8,36	0,00
Na ₂ O	2,58	0,00	0,00	6,51	2,33	0,10	0,00	9,00	1,35	0,03	2,05	6,13	0,00
K ₂ O	1,14	0,00	0,00	0,19	0,07	0,04	0,00	0,49	0,00	0,07	0,00	0,41	0,00
Сумма	97,88	100,2	100,3	99,74	99,52	99,21	100,4	99,32	100,1	100,6	99,55	99,64	100,9
Si, ф.е.	6,27	3,03	2,00	2,59	1,95	1,96	2,99	2,80	1,93	3,01	1,82	2,62	1,00
Ti	0,20	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	2,16	1,94	0,01	1,40	0,22	0,15	1,96	1,20	0,17	1,95	0,50	1,39	1,99
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe	1,38	1,58	0,79	0,00	0,18	0,72	1,43	0,00	0,30	0,82	0,09	0,00	0,02
Mg	2,99	0,91	1,18	0,00	0,67	1,05	1,08	0,00	0,67	1,26	0,59	0,00	0,00
Ca	1,76	0,50	0,01	0,42	0,81	0,10	0,53	0,20	0,84	0,94	0,82	0,40	0,00
Na	0,73	0,00	0,00	0,57	0,17	0,01	0,00	0,78	0,10	0,00	0,14	0,53	0,00
K	0,21	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Сумма	15,69	8,00	3,99	4,99	4,01	3,99	8,02	5,00	4,02	8,01	3,99	4,96	3,01

Компо- нент	Обр. Ам-1з			Обр. Уд 79-20			Обр. Уд 79-17			Обр. Уд 48-01			
	Срх	Gr	Pl	Gr	Pl	Amf	Gr	Срх*	Орх	Pl	Amp	Kfs	Bt
SiO ₂ , мас.%	50,10	40,30	56,96	38,70	59,30	41,78	38,29	50,91	49,44	60,91	45,03	64,04	36,54
TiO ₂	0,95	0,08	0,00	0,04	0,03	2,10	0,11	0,24	0,05	0,01	1,58	0,04	4,53
Al ₂ O ₃	8,86	22,20	26,23	21,38	25,10	12,26	20,79	4,03	2,49	23,90	9,55	18,75	13,96
Cr ₂ O ₃	0,14	0,11	0,00	0,05	0,01	0,02	0,09	0,06	0,11	0,00	0,10	0,00	0,01
MnO	0,00	0,22	0,00	0,68	0,03	0,03	0,63	0,09	0,31	0,02	0,44	0,00	0,29
FeO	3,8	12,10	0,00	26,70	0,05	14,41	29,92	12,91	31,73	0,12	15,18	0,17	16,33
MgO	12	8,96	0,02	6,44	0,00	11,36	5,64	10,33	15,29	0,01	11,94	0,02	14,00
CaO	21,2	15,60	8,45	6,43	7,26	11,24	6,10	19,49	0,92	5,64	11,54	0,53	0,00
Na ₂ O	2,1	0,03	7,95	0,00	7,27	2,34	0,02	1,44	0,05	9,02	1,71	2,13	0,18
K ₂ O	0,02	0,06	0,40	0,00	0,31	1,65	0,00	0,24	0,02	0,41	1,36	13,41	10,38
Сумма	99,17	99,66	100,0	100,4	99,36	97,18	101,59	99,75	100,41	100,1	98,43	99,09	96,22
Si, ф.е.	1,84	3,01	2,57	3,00	2,66	6,25	2,98	1,93	1,93	2,72	1,74	2,98	2,75
Ti	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,26
Al	0,38	1,96	1,40	1,95	1,33	2,16	1,91	0,18	0,11	1,26	0,44	1,02	1,24
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Fe	0,12	0,76	0,00	1,74	0,00	1,80	1,95	0,41	1,03	0,00	0,49	0,01	1,03
Mg	0,66	1,00	0,00	0,74	0,00	2,54	0,66	0,59	0,89	0,00	0,69	0,00	1,57
Ca	0,83	1,25	0,41	0,53	0,35	1,80	0,51	0,79	0,04	0,27	0,48	0,02	0,00
Na	0,15	0,00	0,69	0,00	0,63	0,68	0,00	0,11	0,00	0,78	0,13	0,19	0,03
K	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,32	—	0,01	0,00	0,02	0,07	0,80	1,00
Сумма	4,01	8,00	5,09	8,02	5,00	15,80	8,06	4,03	4,02	5,04	4,09	5,01	7,89

Примечание. Здесь и далее: обр. Ам-1з, ЛМХ, Лен — из тр. Ленинградская, Уд — из тр. Удачная. Проверк — не определялось.

температурах [24]. Амфиболы данных парагенезисов по классификации [25] относятся к группе кальциевых, а именно, к ряду эденита—паргасита и эденита—магнезиогастингсита. По содержанию Al₂O₃ и TiO₂ амфиболы из гранулитов близки к таковым из пород гранулитовой фации, а амфиболы из амфиболитов — к амфиболитовой фации.

ОЦЕНКА *P-T* ПАРАМЕТРОВ РАВНОВЕСИЯ

Для оценки *P-T* параметров минералообразования пород были использованы минеральные геотермометры и геобарометры, включающие равновесия с участием Grt, Срх, Орх, Amp, Pl, Bt и Kfs [26—37].

Как показывают результаты минералогических исследований ксенолитов, в ряде случаев имеются признаки отсутствия минерального равновесия. В частности, составы пироксенов в одном образце могут значительно различаться (FeO — 8,6—11,44 мол.%). С учетом этого при определении *P-T* параметров равновесия нами использовались только краевые части соприкасающихся зерен.

Температуры были рассчитаны для 150 пар минералов. Для оценки температуры равновесия необходимо независимое определение давления, которое входит в уравнение расчета. Полученные значения температур по Grt-Срх термометрам приведены на гистограммах (рис. 4). Оценки температур равновесия для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 700—850 °С [26], для дупироксеновых гранулитов — 750—800 °С [30], для плагиогнейсов 700—750 °С [32], для амфиболитов — 600—690 °С [30]. Исследование структур распада в клинопироксенах из гранатовых гранулитов методом просвечивающей электронной микроскопии [23] показало, что в них присутствуют ламеллы инвертированного пижонита. Наличие таких ламелл в клинопироксене указывает на то, что температуры кристаллизации пироксенов превышали 1000 °С.

Полученные оценки давления для гранатовых гранулитов укладываются в интервал 9—13 кбар [33—37], для дупироксеновых гранулитов $P = 8,5—10$ кбар [33, 36]. Для амфиболитов использовались амфиболовые геобарометры [36, 37]. Величины давлений составляют около 8 кбар.

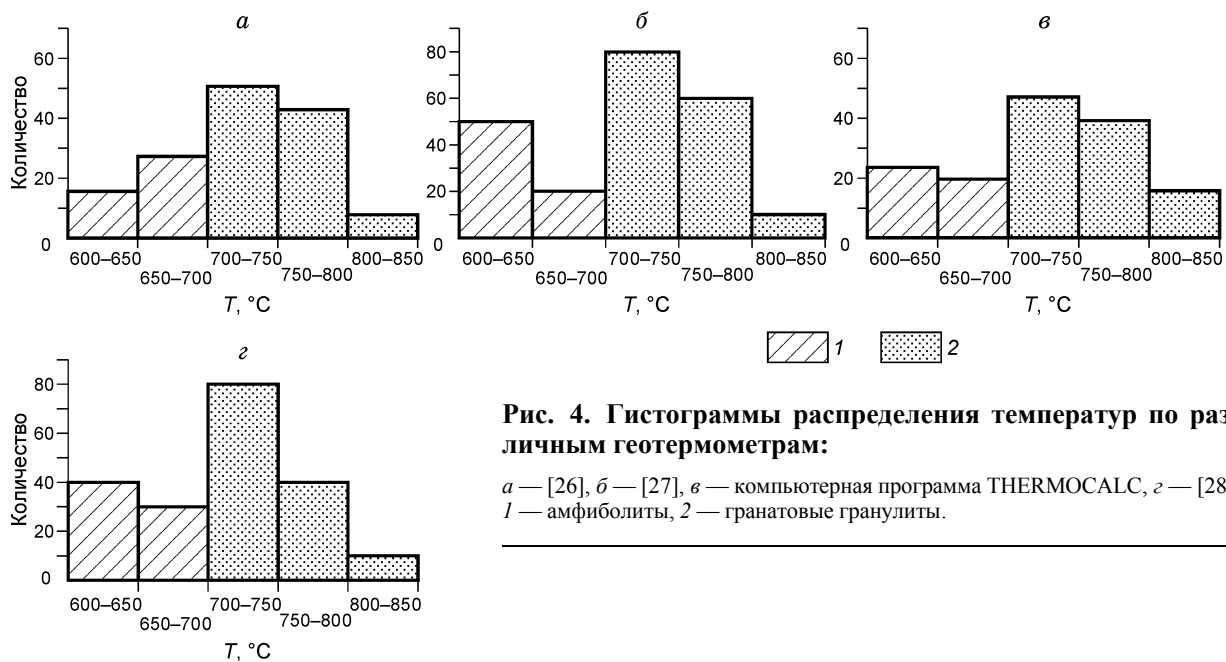


Рис. 4. Гистограммы распределения температур по различным геотермометрам:

a — [26], *б* — [27], *в* — компьютерная программа THERMOCALC, *г* — [28].
 1 — амфиболиты, 2 — гранатовые гранулиты.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ

Для 56 образцов ксенолитов был сделан силикатный анализ (табл. 2). Содержание SiO_2 в ксенолитах гранатовых гранулитов варьирует от 41,2 до 53,2 мас.%, со средним значением 45,5 мас.%. Это значение близко к среднему в ксенолитах из Эйфеля (Германия) [7], Венгрии [7], Кольского п-ова [11], а также ксенолитам из кимберлитов Финляндии [8], но ниже, чем в ксенолитах из Южной Африки [1]. Половина образцов содержат нормативный оливин, половина — кварц. Другие петрогенные элементы также имеют близкое значение к ксенолитам Европы. Исключение составляют натрий и калий. Среднее содержание натрия ниже в ксенолитах из Якутии (от 0,46 до 3,26 мас.%), в то же время содержание калия выше. Особенно большие вариации наблюдаются в содержании калия (0,2—5,6 мас.%). В широких пределах варьирует $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 0,2 до 3. Рассматривая содержание калия необходимо учитывать контаминацию кимберлитовым расплавом. У основной части пород наблюдается положительная корреляция калия и алюминия. В то же время обр. Ам-13, Уд 80-28 и Уд 90-591 не отвечают этому тренду. Наблюдающаяся отрицательная корреляция магния и кремния, магния и алюминия, а также кальция и алюминия (рис. 5) свидетельствует о фракционной кристаллизации.

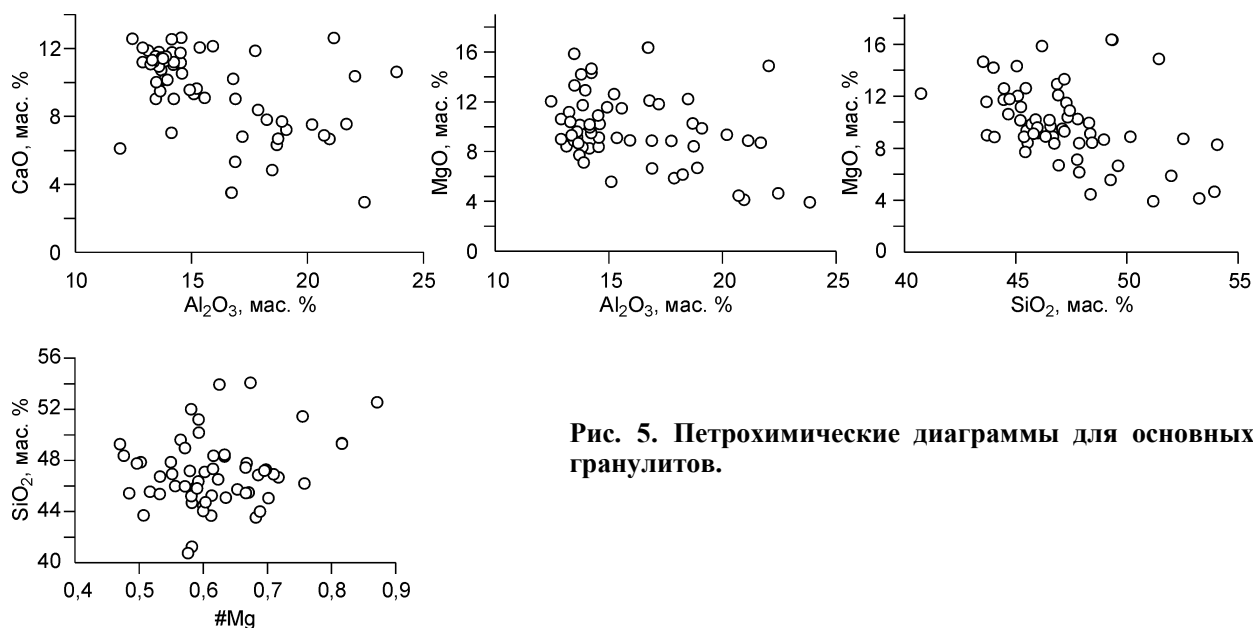


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для основных гранулитов.

Таблица 2.

**Представительные анализы составов пород ксенолитов
из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская**

Компонент	Лен 3-02	Лен 6-02	Лен 9-02	Лен 12-02	ЛМХ	Ам-1з	Уд 47-01	Уд 48-01	Уд 62-01	Уд 90-02
SiO ₂ , мас.%	47,79	49,27	48,36	45,49	43,90	51,19	66,18	64,07	63,93	54,06
TiO ₂	0,87	1,77	1,30	1,55	0,32	0,18	0,23	0,42	0,22	0,82
Al ₂ O ₃	18,68	15,11	20,71	20,19	23,52	23,84	15,33	16,24	14,11	14,14
Fe ₂ O ₃	10,96	13,47	10,54	9,85	8,86	5,78	3,14	4,25	2,83	8,59
MnO	0,16	0,24	0,17	0,16	0,16	0,13	0,13	0,14	0,12	0,19
MgO	10,26	5,56	4,46	9,36	12,70	3,92	1,37	1,7	6,25	8,26
CaO	6,32	9,32	6,89	7,52	8,85	10,62	4,2	4,02	2,43	7,04
Na ₂ O	2,15	2,73	3,59	2,43	0,97	2,78	3,11	5,13	2,89	2,27
K ₂ O	2,35	2,02	3,59	2,51	0,61	1,43	5,55	3,31	4,85	4,01
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,15	0,69	0,11	0,13	0,16	0,16	0,1	0,34
Сумма	99,83	99,66	99,76	99,76	100	100	99,4	99,44	97,73	99,73
Cs, г/т	—	—	—	—	—	0,28	—	—	—	—
Rb	19,7	23,7	78,5	35,4	—	22,2	75,4	65,5	52,5	7,2
Ba	1536,1	3053,7	2230,2	2239,9	—	3462	1854,6	1198,0	1626,1	1175,6
Th	0,4	1,1	0,7	0,5	—	0,2	1,2	1,3	0,7	0,1
U	0,2	0,3	0,1	0,3	—	0,1	0,2	0,5	0,3	0,1
Nb	5,2	6,5	6,5	8,3	—	—	2,8	4,6	2,8	5,9
Ta	0,3	0,6	0,3	0,4	—	0,035	0,1	0,3	0,1	0,3
La	45,8	14,7	20,2	42,6	4,4	3	41,3	17,7	30,6	30,1
Ce	106,5	31,9	44,5	99,8	7,5	5,5	66,7	34,0	40,8	76,9
Pr	13,0	4,6	6,4	15,1	—	—	7,4	4,7	4,0	13,0
Sr	1401,5	796,0	1569,6	1570,6	—	1200	615,1	534,7	622,8	922,4
Nd	45,0	18,6	24,3	58,3	4,4	2,8	21,8	17,2	10,9	55,1
Zr	118,5	101,7	86,9	96,9	—	—	292,6	195,8	146,1	77,9
Hf	2,6	2,9	2,1	2,7	—	0,21	9,0	5,2	4,4	2,1
Sm	6,7	4,5	5,1	10,2	0,85	0,58	2,3	2,9	1,1	10,8
Eu	1,8	1,5	1,6	2,8	0,54	0,67	0,6	0,9	0,6	2,6
Gd	5,2	5,4	5,2	7,7	1	0,6	1,7	2,4	0,7	8,3
Tb	0,7	0,9	0,8	0,9	0,16	0,1	0,2	0,3	0,1	1,0
Dy	3,7	5,6	4,9	4,1	—	—	0,7	1,3	0,3	4,7
Y	19,4	32,4	28,3	20,5	—	—	3,3	6,2	1,2	21,8
Ho	0,7	1,1	1,0	0,7	—	—	0,1	0,2	0,1	0,8
Er	1,9	3,3	2,8	1,8	—	—	0,4	0,6	0,1	1,9
Tm	0,3	0,5	0,4	0,3	—	—	0,1	0,1	0,0	0,3
Yb	1,8	3,1	2,5	1,4	0,56	0,34	0,3	0,6	0,1	1,6
Lu	0,3	0,5	0,4	0,2	0,08	0,05	0,1	0,1	0,0	0,2

Однако на графике #Mg—SiO₂ (см. рис. 5) точки составов пород не образуют тренда, что может свидетельствовать об том, что ксенолиты не представляют единую магматическую серию. На диаграмме #Mg—SiO₂/Al₂O₃ [11] большинство точек составов попадают в поле „примитивных базальтовых магм“ (рис. 6). Ряд точек соответствуют тренду аккумуляции плагиоклаза. Стронций демонстрирует положительную корреляцию с калием, натрием и алюминием и отрицательную — с магнием; совместимые элементы хром и никель положительную корреляцию с магнием, что может объясняться фракционированием оливина. На основании распределения редкоземельных элементов выделяются три группы ксенолитов. Ксенолиты первой группы характеризуются спектрами РЗЭ, обогащенными легкими редкими

Компо- нент	Уд 201-02	Уд 71-18	Уд 71-37	Уд 79-3	Уд 79-20	Уд 80-28	Уд 90-591	Уд 79-14	Уд 79-17
SiO ₂ , мас.%	53,25	48,36	45,54	43,70	52,00	46,68	49,6	45,45	46,56
TiO ₂	0,16	0,88	1,57	2,00	0,92	0,15	0,82	1,14	1,62
Al ₂ O ₃	20,94	14,56	13,13	12,90	17,87	21,14	16,9	15,22	9,50
Fe ₂ O ₃	6,36	12,21	16,90	18,80	9,08	7,51	11	13,56	17,94
MnO	0,15	0,20	0,26	0,25	0,15	0,15	0,19	0,23	0,27
MgO	4,13	9,12	8,42	9,00	5,87	8,89	6,65	12,61	9,70
CaO	6,68	12,64	11,87	11,20	8,38	12,62	9,03	9,64	12,58
Na ₂ O	4,72	1,59	1,32	1,18	3,07	0,99	2,81	1,23	1,20
K ₂ O	2,9	0,37	0,86	0,70	2,31	1,76	2,68	0,78	0,54
P ₂ O ₅	0,26	0,06	0,13	0,26	0,341	0,110	0,32	0,14	0,09
Сумма	99,55	100	100	100	100	100	100	100,00	100,00
Cs, г/г	—	0,15	0,3	0,43	0,49	0,36	0,28	—	—
Rb	13,3	9,1	29	6,4	37,2	17,2	36,4	—	—
Ba	76,2	148	776	413	2354	1280	502	—	—
Th	2,6	0,3	0,46	0,8	0,4	0,3	3,3	—	—
U	0,9	—	0,09	0,5	0,3	0,2	0,4	—	—
Nb	11,2	5,1	10,5	8,7	6,9	9,3	11	—	—
Ta	0,4	—	—	0,47	0,12	0,045	0,23	—	—
La	59,3	3,62	9,99	9,5	22,1	2,5	28,9	9,20	3,9
Ce	107,3	10,96	30,4	23,5	51,6	5	67	25	10
Pr	14,0	1,59	4,1	—	—	—	—	—	—
Sr	121,2	343	451	468	2030	1428	1024	—	—
Nd	47,1	8,13	20,3	16,8	28,7	2,3	32	19	8
Zr	254,4	52	102	66	118	—	113	—	—
Hf	7,2	1,12	2,6	2,6	3,2	0,3	2,9	—	—
Sm	7,6	2,24	5,17	5,29	5,87	0,46	6,5	5,3	3,4
Eu	1,8	0,78	1,46	1,48	1,54	0,29	1,59	1,3	1
Gd	6,8	2,51	5,69	6,17	4,3	0,5	5	—	—
Tb	0,9	0,47	1,06	1,21	0,67	0,07	0,73	0,9	0,8
Dy	4,9	3,08	6,66	—	—	—	—	—	—
Y	26,0	21,8	45	17	—	—	11	—	—
Ho	0,9	0,64	1,4	—	—	—	—	—	—
Er	2,5	1,8	4,17	—	—	—	—	—	—
Tm	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2,3	1,55	4	4,9	1,57	0,28	2,3	3,8	3
Lu	0,4	—	—	0,74	0,24	0,04	0,36	0,55	0,48

землями, La/Yb_N 8,48—9,5 (рис. 7,а). Для этих пород характерно повышенное содержание натрия (2,3—2,8 мас.%) (обр. Уд 90-591, Уд 79-20). Вторую группу составляют породы с относительно ровным характером распределения РЗЭ (Уд 79-3, Уд 79-14, Уд 79-17, Уд 71-37, Уд 71-18) (см. рис. 7,б). Некоторые демонстрируют слабую отрицательную европиевую аномалию, отношение La/Yb_N 1,25—1,68. В третью группу попадает один образец из кимберлитовой тр. Удачная (Уд 80-28) и два образца из кимберлитовой тр. Ленинградская. Все эти образцы характеризуются низкими содержаниями РЗЭ и положительной европиевой аномалией, La/Yb_N — 5,3—6,0 (рис. 7,в). Эти данные указывают на то, что эти ксенолиты могут рассматриваться как кумуляты. Низкое содержание иттербия может свидетельствовать о том, что дифференциация происходила с участием граната. Для этих пород отмечено чрезвычайно низкое содер-

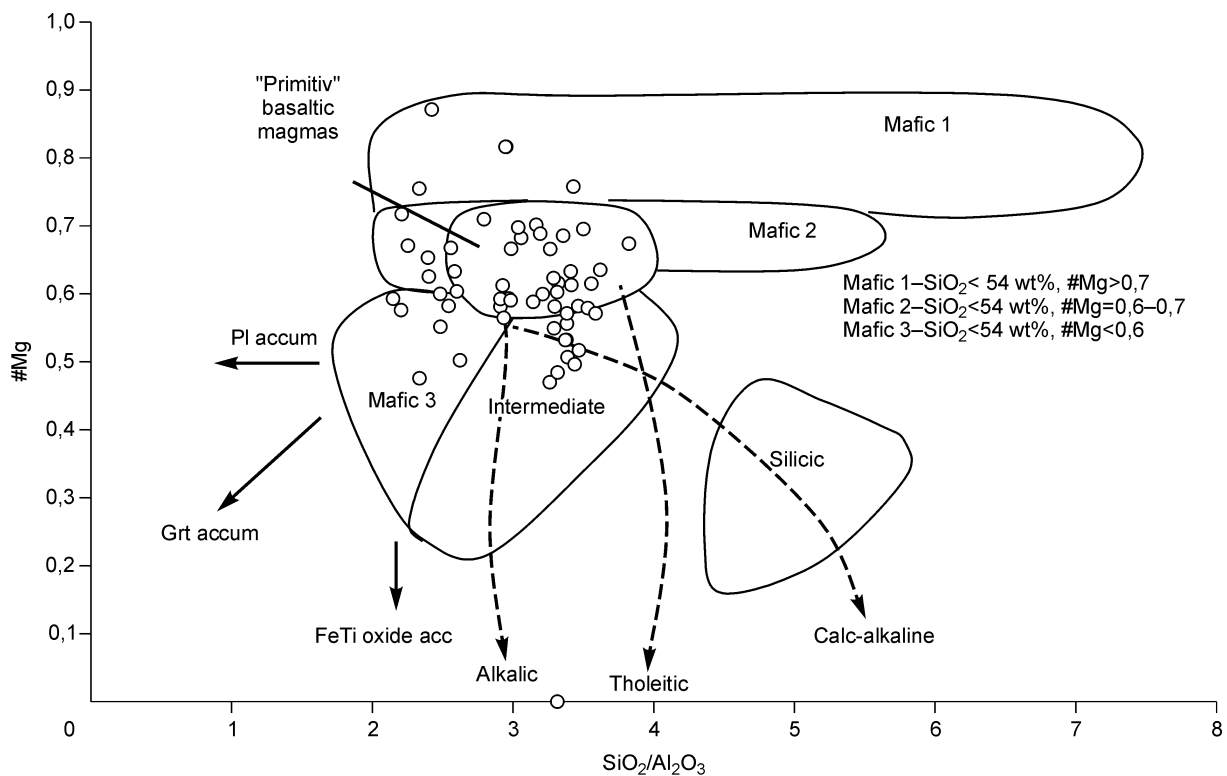


Рис. 6. Диаграмма #Mg— SiO_2/Al_2O_3 [11].

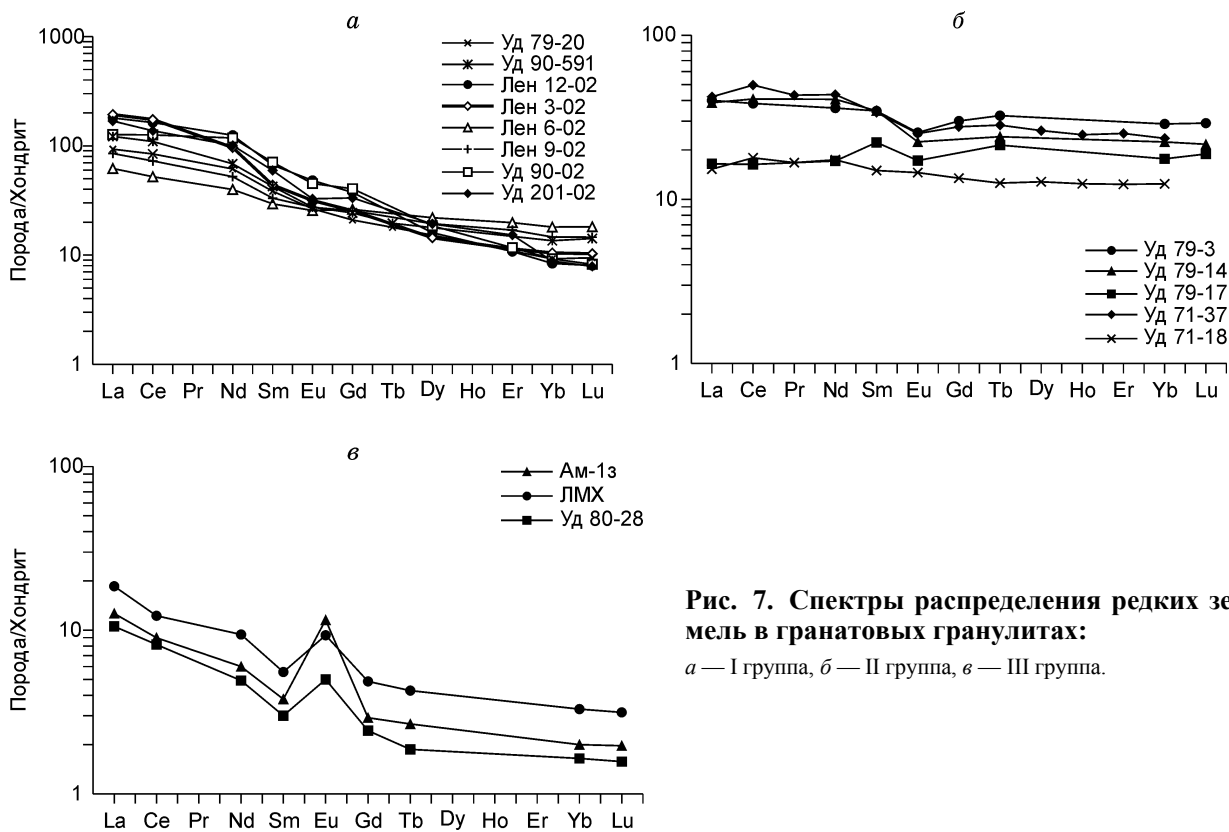


Рис. 7. Спектры распределения редких земель в гранатовых гранулитах:
 а — I группа, б — II группа, в — III группа.

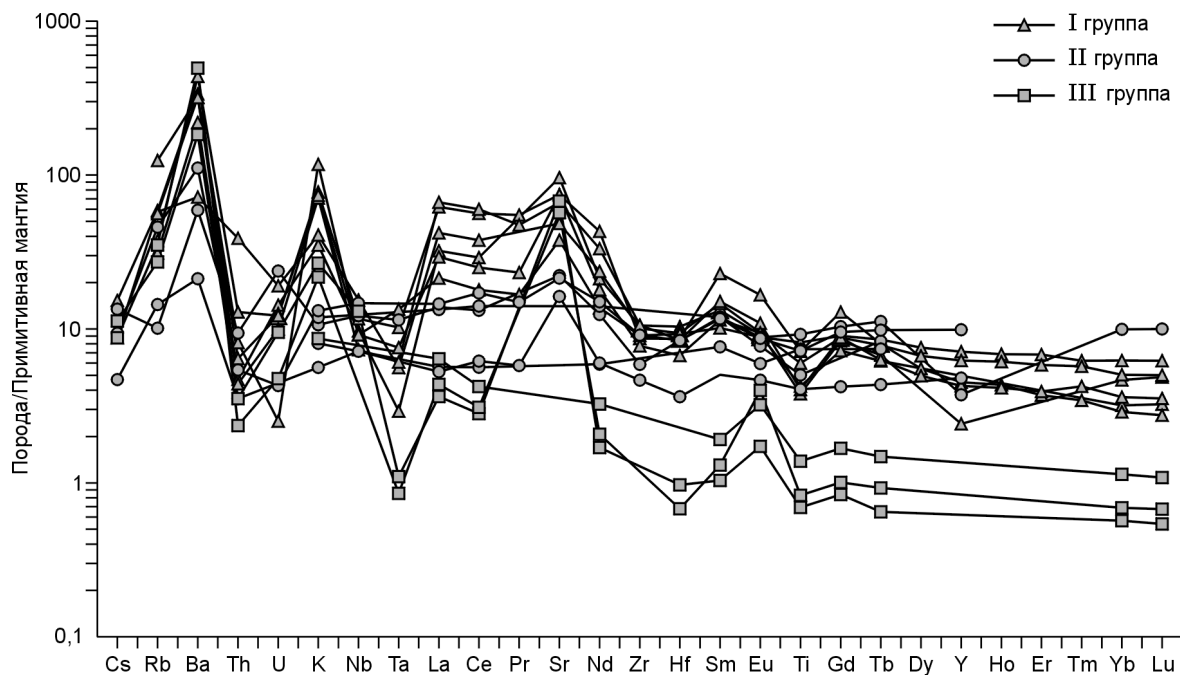


Рис. 8. Мультиэлементные спектры для гранатовых гранулитов.

жание титана (0,15—0,18 мас.%) и повышенное содержание алюминия (21,14—23,84 мас.%). В ксенолитах K/U варьирует от 76 до 143 тыс., что значительно выше значений для постархейских комплексов и ксенолитов из областей фанерозойской складчатости [6]. Такие же высокие значения наблюдаются в ксенолитах Шотландии [38].

На мультиэлементном графике несовместимых элементов, нормализованных на примитивную мантию, все образцы показывают обогащение легкими лантаноидами (рис. 8). Все характеризуются отрицательной аномалией титана, тантала, ниобия, циркония, гафния и положительной — стронция и бария. По распределению несовместимых элементов ксенолиты Якутии близки к ксенолитам Белоруссии [9].

Образцы ЛМХ, Уд 80-28 и Ам-1з, имеющие положительную европиевую аномалию, имеют другой характер распределения. Они характеризуются сильными максимумами по стронцию и барю. Это может интерпретироваться как следствие кумулятивной природы этих образцов, для которых отмечаются и наиболее высокие концентрации Al_2O_3 .

По содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , CaO плагиогнейсы соответствуют дацитам [39]. Магнезиальность пород меняется от 1,37 до 6,3 %. Редкоземельные спектры характеризуются наличием слабой положительной Eu аномалии и сильной дифференцированностью распределения редких земель (рис. 9), $(La/Yb)_N$ — 17,6—195,5. Содержания высокозарядных элементов низкие, с заметным дефицитом Ta (рис. 10). Наличие высокого содержания Sr

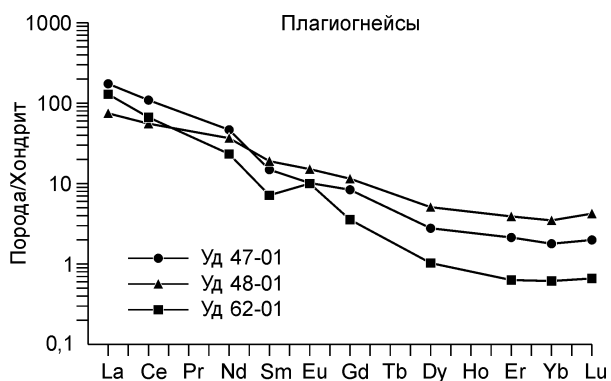


Рис. 9. Спектры распределения редких земель в плагиогнейсах.

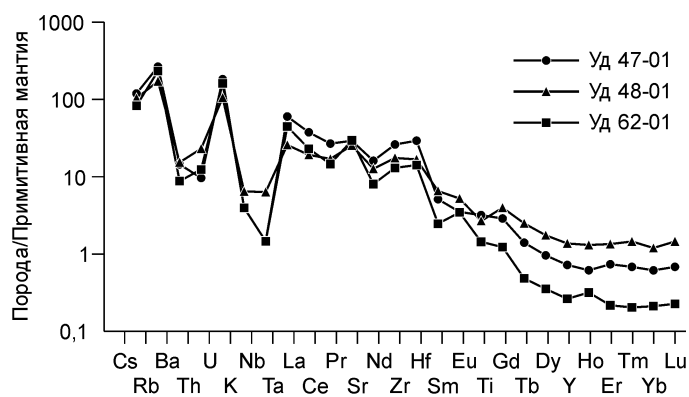


Рис. 10. Мультиэлементные спектры для плагиогнейсов.

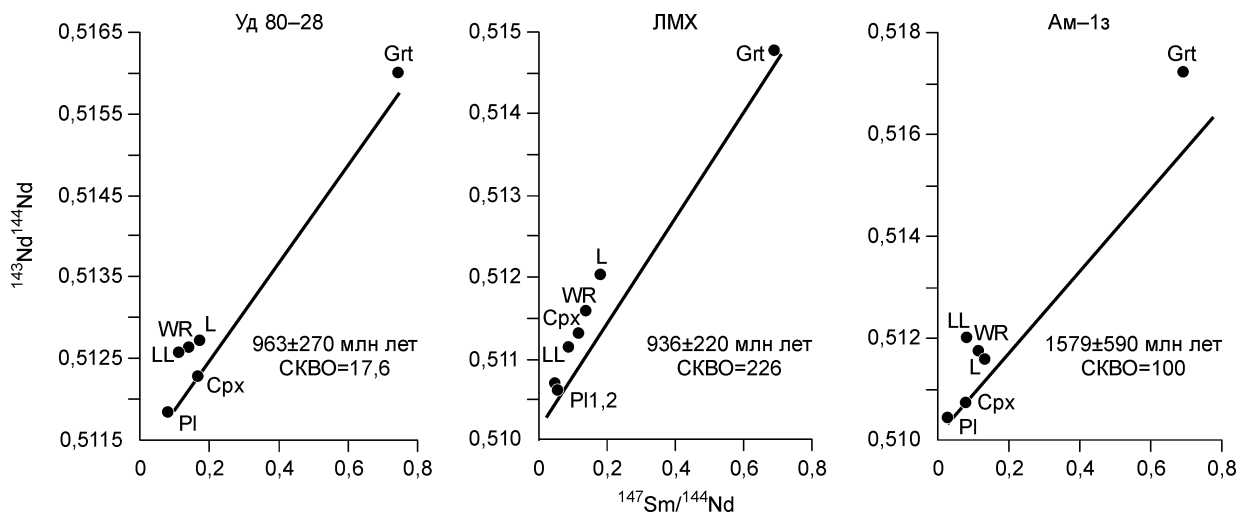


Рис. 11. Sm-Nd изохронные диаграммы.

и Ва в сочетании с низким содержанием Eu, Sm, Gd, свидетельствует о кристаллизационной дифференциации исходного расплава с участием плагиоклаза и существенного количества амфибола.

ДАТИРОВАНИЕ ГРАНАТОВЫХ ГРАНУЛИТОВ

Для определения абсолютного возраста самарий-неодимовым методом были отобраны образцы наиболее свежих пород из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская. Для выяснения влияния контаминации кимберлитовым расплавом на изотопный состав неодима ксенолитов были проведены эксперименты по выщелачиванию гранатовых гранулитов Уд 80-28 (тр. Удачная), Ам-13 и ЛМХ (тр. Ленинградская).

Как видно на приведенных изохронных диаграммах, ни для одного образца не были получены изохронные соотношения (рис. 11). Эксперименты по выщелачиванию свидетельствуют о контаминации ксенолитов кимберлитовым расплавом. Эта контаминация сильно проявлена в образцах Ам-13 и Уд 80-28. На графиках точки пород после выщелачивания сдвигаются в сторону линии регрессии, построенной по мономинеральным фракциям, а состав выщелоченного неодима смещается к изотопному составу кимберлита тр. Удачная (см. рис. 11). Эрохронный возраст ксенолитов ЛМХ и Уд 80-28 соответствует верхнему протерозою.

В отличие от этих двух ксенолитов при выщелачивании обр. ЛМХ происходит увеличение изотопного отношения $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$. Такой же результат был получен при выщелачивании ксенолитов гранатовых гранулитов Балтийского щита [11]. Авторы предполагают, что это связано с частичным растворением

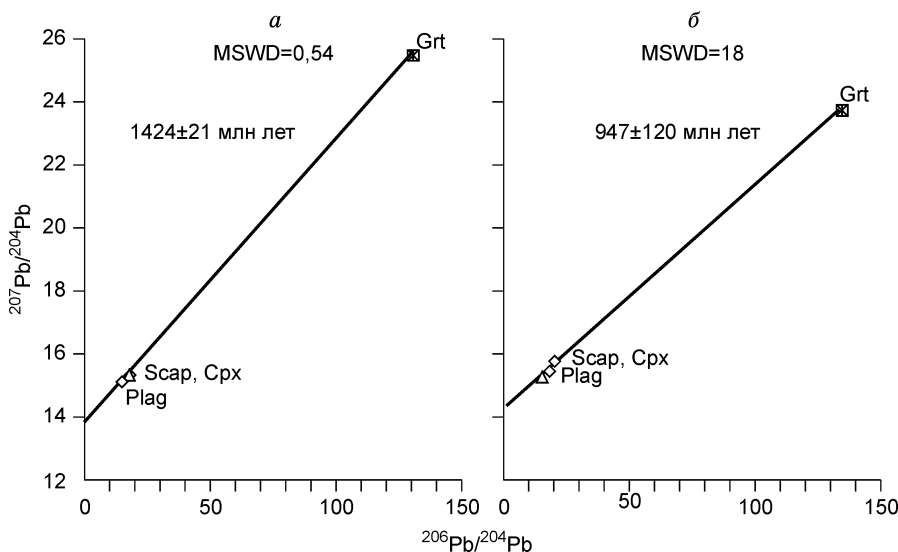


Рис. 12. Pb-Pb изохронные диаграммы:

а — обр. ЛМХ, б — обр. Ам-13.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные образцов из трубок Удачная и Ленинградская

Образец		Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Погрешность $\pm 2\sigma$	T(DM)
Уд 80-28	Grt	0,6707	0,544	0,7457	0,515991	0,00002	0,84
	Cpx	0,391	1,417	0,1669	0,512277	0,000017	1,39
	Plg	0,0416	0,305	0,0825	0,511841	0,000025	2,48
	Порода	0,4876	2,075	0,1421	0,51264	0,000023	0,86
	(в)	1,312	7,02	0,1130	0,512558	0,000019	—
	(ост)	0,234	0,811	0,1743	0,512716	0,000016	1,24
Ам-1з	Cpx	1,568	11,81	0,0803	0,510733	0,000017	2,64
	Grt	1,362	1,192	0,6911	0,517198	0,000018	1,33
	Plg	0,0724	1,499	0,0292	0,510423	0,000014	2,16
	Порода	0,5955	3,09	0,1166	0,511724	0,000017	2,06
	(в)	3,18	23,19	0,0829	0,511989	0,000015	—
	(ост)	3,57	16,24	0,1330	0,51159	0,000011	2,75
ЛМХ	Grt	0,977	0,856	0,6903	0,514772	0,00002	0,55
	Cpx	2,54	13,12	0,1171	0,511306	0,000017	3,03
	Plg 1	0,39	4,264	0,0553	0,510616	0,000015	2,32
	Plg 2	0,1393	1,7476	0,0482	0,510689	0,000016	2,15
	Порода	0,625	2,734	0,1383	0,51158	0,000009	2,97
	(в)	0,179	1,219	0,0888	0,511149	0,000026	—
	(ост)	0,439	1,471	0,1805	0,512022	0,000016	—
Кимберлит	Kim LL	—	—	0,0955	0,51256	0,00001	—
	Kim L	—	—	0,0803	0,51262	0,00002	—

Примечание. (в) — кислотная (6NHCl) вытяжка породы; (ост) — остаток породы после кислотной вытяжки.

плагноклаза. Минеральная эрохрона для этого образца дает среднепротерозойский возраст. Модельный возраст для обр. ЛМХ, который не был контаминирован кимберлитовым расплавом, отвечает архею (табл. 3). Модельный возраст для обр. Ам-1з отвечает протерозою. Но если для расчетов использовать изотопный состав породы после выщелачивания, то значение модельного возраста получается близким к модельному возрасту обр. ЛМХ. Ксенолит дистенсодержащего гранатового гранулита Уд 80-28 имеет значительно более молодой модельный возраст, даже после выщелачивания.

Ксенолиты из тр. Ленинградская были датированы свинец-свинцовым методом (табл. 4). Для обр. ЛМХ свинец-свинцовым методом получена четырехточечная минеральная изохронна, наклон которой отвечает возрасту 1424 ± 21 млн лет (рис. 12). В то же время эрохрона обр. Ам-1з отвечает возрасту 947 ± 120 млн лет (см. рис. 12).

Таблица 4. Pb-Pb изотопные данные образцов из трубок Удачная и Ленинградская

Образец		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Погрешность $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Погрешность $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Погрешность $\pm 2\sigma$
Уд 80-28	Cpx	16,987	0,03	14,977	0,032	37,278	0,076
	Grt	19,61	0,06	15,423	0,05	37,96	0,13
	Pl	17,266	0,027	15,309	0,023	36,898	0,05
ЛМХ	Cpx	18,11	0,08	15,33	0,07	58,03	0,2
	Grt	130,7	0,2	25,49	0,1	207,8	0,4
	Scp	17,813	0,042	15,33	0,03	37,115	0,096
	Pl	14,936	0,006	15,117	0,006	34,542	0,018
Ам-1з	Cpx	20,237	0,07	15,773	0,06	57,904	0,22
	Grt	134,6	1	23,74	0,1	91,76	0,4
	Pl	15,21	0,01	15,27	0,01	34,789	0,03
	Sp	18,198	0,02	15,454	0,02	37,696	0,05

ДИСКУССИЯ

Высокое содержание калия в образцах из кимберлитов Якутии, а также характер распределения несовместимых элементов не дают основания считать породы реститами. Ряд ксенолитов могут рассматриваться в качестве кумулятов на основании европиевой аномалии и валового состава. Кроме того, отмеченная положительная корреляция хрома и никеля с магнием позволяет предполагать фракционирование оливина, хотя в настоящее время он в породах не наблюдается.

Однако основная часть ксенолитов попадает в поле примитивных базальтов и на вариационных диаграммах образует узкое поле. Как и ксенолиты из Финляндии и Балтийского щита [8, 10], ксенолиты из кимберлитов Якутии содержат большое количество амфибола. Встречаются ксенолиты с биотитом. Возможны два объяснения присутствия водосодержащих минералов: согласно одному протолитами ксенолитов были обогащенные летучими остаточные расплавы [8], согласно другому появление амфибола является результатом взаимодействия мантийных флюидов с нижней корой [10]. На основании имеющихся данных трудно сделать определенное заключение. По характеру распределения редкоземельных элементов ксенолиты Якутии близки к ксенолитам из других областей с протерозойской и архейской корой (Белоруссия, Архангельск, Каапвальский кратон, Шотландия). В то же время ксенолиты из кимберлитов Финляндии в отличие от ксенолитов Далдын-Алакитского района часто имеют отрицательную европиевую аномалию. Ксенолиты из Архангельской провинции характеризуются спектрами РЗЭ, отвечающими обогащенному типу гранулитов в ксенолитах Якутии.

При датировании ксенолитов Sm-Nd методом ни для одного образца ксенолитов не было получено изохронной зависимости. Ранее Л.А. Неймарком с соавторами [17] была получена трехточечная изохрона для образца амфиболита из тр. Новинка. Минеральный возраст отвечает 1885 ± 5 млн лет. Однако как и в нашем случае, авторам не удалось получить изохрону для образца гранатового гранулита из кимберлитовой тр. Удачная. Аналогичная ситуация наблюдается для ксенолитов гранулитов из Шотландии [38], Кольского п-ова [11], Финляндии [8]. Это может быть связано с тем, что при метаморфизме нижнекорových пород изотопное равновесие либо не достигалось, либо было нарушено при поздних термальных воздействиях.

Одно из возможных объяснений отсутствия изотопного равновесия может быть различие температур закрытия самарий-неодимовых систем для разных минералов. Согласно данным Дж. Ормана с соавторами [40], скорость диффузии редкоземельных элементов в гранате намного выше, чем в пироксене с большим содержанием кальция. Температура закрытия в медленно охлаждающейся породе для изотопов неодима в гранате на 200°C ниже, чем в пироксене. С учетом медленного охлаждения гранатовых гранулитов в нижних частях земной коры этот фактор может иметь значение. В пользу изобарического охлаждения свидетельствуют структуры распада твердых растворов, наблюдаемые в пироксенах гранулитов. В ряде случаев в клинопироксене отмечаются ламеллы инвертированного пижонита. Кроме того, в некоторых ксенолитах наблюдаются реакции эклогитизации, выраженные в появлении каевок клинопироксена вокруг зерен ортопироксена, а также развитие каевок граната вокруг ильменита.

Интерпретация данных модельного возраста также затруднена, хотя данные явно указывают на архейский возраст протолитов гранатовых гранулитов из обр. Ам-1з и ЛМХ. В то же время образец дистенсодержащего гранулита (Уд 80-28) дает более молодой возраст. Обсуждая результаты определения модельного возраста ксенолитов Шотландии, А.Н. Холидей [38] отмечает, что разброс значений может объясняться процессами внутрикоровой фракционной кристаллизации и ассимиляции (АFC). При этом мафические ксенолиты будут иметь высокое Sm/Nd и нерадиоγενный неодим, что приводит к аномально древнему модельному возрасту. Эта модель не согласуется с нашими данными. Образец Уд 80-28 имеет наиболее высокое Sm/Nd и наиболее радиогенный неодим. Как говорилось ранее, данный образец имеет следы контаминации кимберлитовым расплавом, а она уменьшает Sm/Nd, что ведет к занижению модельного возраста. В то же время и остаток после выщелачивания, который лежит близко к эрохроне, построенной по мономинеральным фракциям, дает мезопротерозойский модельный возраст. Поэтому мы можем высказать предположение, что в кимберлитовых трубках Якутии присутствуют ксенолиты гранулитов, протолиты которых имеют разный возраст. О неопротерозойском этапе активизации свидетельствует и Pb-Pb внутренняя изохрона обр. ЛМХ и эрохрона ксенолита Ам-1з. С учетом этого, более молодые эрохронные Sm-Nd возрасты могут объясняться медленным охлаждением ксенолитов после термального воздействия, которое датируется Pb-Pb изохроной.

Рассматривая значение модельного возраста других ксенолитов, который лежит в интервале 2,97—2,75 млрд лет, следует отметить, что в пределах Анабарского щита были выделены два этапа метаморфизма, отвечающие 2,7 и 1,97 млрд лет. Таким образом, первый этап гранулитового метаморфизма Анабарского щита может быть связан с внедрением базальтовых расплавов в нижнюю часть земной коры. Эрохронный минеральный возраст ксенолита Ам-1з близок к возрасту второго этапа метаморфизма пород Анабарского щита, если принимать во внимание большую ошибку. Эрохронный возраст обр. Уд 80-28 и ЛМХ может отражать событие, связанное с внедрением расплава, явившегося протолитом обр. Уд 80-28.

Отметим, что этот образец имеет наиболее высокие параметры равновесия и может интерпретироваться как наиболее глубокий.

Следовательно, если рассматривать ксенолиты гранатовых гранулитов как результат андерплейтинга, то следует учитывать возможность того, что этот процесс был не одноактный, а рост коры за счет поступления базальтовых магм продолжался и в верхнем протерозое.

Для алмазосного эклогита из кимберлитовой тр. Удачная была получена Pb-Pb изохрона, отвечающая возрасту 2,57 млрд лет [41]. Авторы статьи связывают образование эклогитов с субдукцией океанической коры. В принципе это значение возраста близко к модельному возрасту гранатовых гранулитов. Однако у нас нет никаких оснований связывать образование гранулитов с процессом субдукции, поскольку они имеют *P-T* параметры, не только не отвечающие зонам субдукции, но и лежащие выше континентальной геотермы. Таким образом, несмотря на имеющиеся сложности в интерпретации изотопных данных, можно определенно говорить, что большинство ксенолитов из трубок Далдын-Алакитского района имеют протолиты архейского возраста.

Скорости продольных волн в Далдынском и Алакит-Мархинском кимберлитовых полях, фиксируемые методом глубинного сейсмического зондирования (6,8—7,0 км/с) [42], указывают на то, что в нижней коре присутствуют породы основного и среднего составов. Вместе с тем, по полученным нами данным, более 50 % от общего числа нижнекоровых ксенолитов представляют гранатовые гранулиты, для которых характерны более высокие скорости (7,6—7,8 км/с) [43, 44]. Следовательно, мы можем сделать заключение, что в Далдын-Алакитском районе в низах коры гранатовые гранулиты присутствуют не в виде отдельного слоя, а представляют собой дискретные тела в гнейсах.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали широкое распространение гранулитов основного состава в нижней коре Далдын-Алакитского района. Геохимические данные свидетельствуют о том, что эти ксенолиты не могут рассматриваться в качестве реститов, а представляют собой фрагменты глубоких интрузий, кристаллизовавшихся в нижних частях земной коры.

Модельный возраст гранатовых гранулитов свидетельствует о том, что основной объем нижних частей земной коры в Якутской кимберлитовой провинции был сформирован в неархее. Однако рост земной коры продолжался в мезопротерозое путем подслаивания к низам коры базальтовых магм.

Соотношение ксенолитов разных петрографических типов в кимберлитовых трубках, а также данные сейсмических исследований свидетельствуют о том, что нижняя кора в Далдын-Алакитском районе состоит из пород основного и кислого составов. При этом доля гранатовых гранулитов составляет не менее 50 %.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Rogers N.W.** Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust // *Nature*, 1977, v. 270, № 22, p. 681—684.
2. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Is the continental Moho the crust-mantle boundary // *Geology*, 1987, v. 15, p. 241—244.
3. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pearson N.I.** Xenoliths of crustal origin // *Intraplate volcanism in Eastern Australia and New Zealand* / R.W. Johnson (ed.). Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1989, p. 275—288.
4. **Rudnick R.L.** Xenoliths: samples of the lower continental crust // *The continental lower crust* / D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay (Eds.). Amsterdam, Elsevier, 1992, p. 269—316.
5. **Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews Geophys.*, 1995, v. 33, p. 267—309.
6. **Rudnick R.L., Presper T.** Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites // *Granulites and crustal evolution* / D. Vielzeuf, P. Vidal (Eds.). Kluwer, Dordrecht, 1990, p. 523—550.
7. **Downes H.** The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1993, v. 79, p. 195—218.
8. **Holtta P., Huhma H., Manttari I. et al.** Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland // *Lithos*, 2000, v. 51, p. 109—133.
9. **Markwick A.J.W., Downes H., Veretennikov N.** The lower crust of S.E. Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // *Tectonophysics*, 2001, v. 339, p. 215—237.
10. **Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A. et al.** Garnet granulite xenoliths from the Northern Baltic Shield — underplated lower crust of the palaeoproterozoic large igneous province? // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 731—763.

11. **Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V. et al.** Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // *Lithos*, 1995, v. 36, p. 157—184.
12. **Condie K.C.** Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions // *Tectonophysics*, 2000, v. 322, p. 153—162.
13. **Алмазные** месторождения Якутии / Под ред. В.С. Соболева. М., Госнаучтехиздат, 1959, 526 с.
14. **Специус З.В., Серенко В.П.** Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М., Наука, 1990, 272 с.
15. **Соболев В.С.** Условия образования месторождений алмазов // *Геология и геофизика*, 1960, № 1, с. 3—20.
16. **Петрография** и минералогия кимберлитовых пород Якутии / Ред. В.С. Соболев. М., Недра, 1964, 191 с.
17. **Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др.** Sm-Nd-изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // *Докл. РАН*, 1992, т. 327, № 3, с. 374—378.
18. **Смелов А.П., Габышев В.Д., Ковач В.П., Котов А.Б.** Общая структура фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. М., МАИК „Наука/Интерпериодика“, 2001, с. 108—112.
19. **Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др.** Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 2, с. 163—180.
20. **Jagoutz E.** Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continental mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 1285—1293.
21. **Jacob D., Jagoutz E., Lowry D. et al.** Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 5191—5207.
22. **Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
23. **Стенина Н.Г., Шацкий В.С.** Структуры распада в клинопироксенах эцлогитоподобных пород // *Геология и геофизика*, 1985, № 3, с. 51—64.
24. **Marschall H.R., Kalt A., Hanel M.** *P-T* evolution of a Variscan lower-crustal segment: a study of granulites from the Schwarzwald, Germany // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 2, p. 227—253.
25. **Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.** Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Can. Miner.*, 1997, v. 35, p. 219—246.
26. **Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca garnet-clinopyroxene, Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 79, № 1, p. 13—22.
27. **Ai Yang.** A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺—Mg exchange geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 111, p. 467—473.
28. **Ravna E.K.** The garnet-clinopyroxene Fe²⁺—Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 221—229.
29. **Holland T.J.B., Powell R.** An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O—Na₂O—CaO—MgO—FeO—Fe₂O₃—Al₂O₃—TiO₂—SiO₂—COH₂—O₂ // *J. Metamorph. Geol.*, 1990, v. 8, p. 89—124.
30. **Wood B.J., Banno S.** Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 109—124.
31. **Wells P.R.A.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 62, p. 129—139.
32. **Elkins L.T., Grove T.L.** Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 544—559.
33. **Holland T.J.B.** The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1983, v. 82, p. 214—220.
34. **Harley S.L.** The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ and CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // *J. Petrol.*, 1984, № 25, p. 665—696.
35. **Mukhopadhyay B.** Garnet-clinopyroxene geobarometry: The problems, approximate solution with some applications // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, p. 512—529.
36. **Blundy J.D., Holland T.J.B.** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, № 2, p. 208—224.
37. **Schmidt M.W.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304—310.

38. **Halliday A.N., Dickin A.P., Hunter R.A. et al.** Formation and composition of the lower continental crust: evidence from Scottish xenolith suites // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 581—607.
39. **Петрографический кодекс.** Магматические и метаморфические образования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1995, 128 с.
40. **Orman J.A.V., Crove T.L., Shimizu N., Layne G.D.** Rare earth element diffusion in a natural pyrope single crystal at 2.8 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 142, p. 416—424.
41. **Jacob D.E., Foley S.F.** Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 317—336.
42. **Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В.** Глубинное строение Далдын-Алакитского кимберлитового района по результатам переинтерпретации данных ГСЗ и гравитационного моделирования по профилю р. Моркока—р. Муна (Западная Якутия) // *Физика Земли*, 2005, т. 41, № 5, с. 35—47.
43. **Jackson I., Arculus R.J.** Laboratory wave velocity measurements on lower crustal xenoliths from Calcuteroo, South Australia // *Tectonophysics*, 1984, v. 101, p. 185—197.
44. **Бузлукова Л.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Особенности строения низов коры в районе кимберлитовой трубки Загадочная (Якутия) // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45, № 8, с. 992—1007.

*Поступила в редакцию
18 июля 2005 г.*