

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.22+552.11

ЭМПИРИЧЕСКИЙ ГРАНАТОВЫЙ ТЕРМОБАРОМЕТР
ДЛЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ

И.В. Ащепков

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

Предложена новая версия гранатового мономинерального термобарометра, дающая оценки, более согласованные с традиционной мантийной полиминеральной термобарометрией, чем предыдущая, предложенная К.Г. Райаном и др. Используя KD внутренней обменной реакции $KD = \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2 / ((\text{CaO} + \text{MgO})^2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)$, получено уравнение $T(^{\circ}\text{C}) = 5272,5 \cdot (\ln KD/P)^3 + 10265 \cdot (\ln KD/P)^2 + 6472 \cdot \ln KD/P + 2113$ на основе корреляции ($R = 0,783$) с оценками по ортопироксеновому термометру Г. Брея и П. Келлера. Корреляционная зависимость с оценками по Gar-Cpx термометру Кроха дает хорошие оценки в высокотемпературной части геотерм. Используются сглаживающие полиномы, а для лучшей сходимости дополнительное вращение и дополнительная коррекция. Чтобы использовать Ni-гранатовую термометрию Гриффина и др., концентрации Ni выражены через другие компоненты и выполнена корреляция с оценками по термометру Гриффина и других.

Получены три варианта гранатовых барометров на основе эмпирической корреляции с результатами оценок по ортопироксеновому барометру Мак-Грегора (по ~1500 ассоциациям). Наиболее простой, калиброванный по предельным значениям Cr_2O_3 в пиропе применим в основном для пироксенитов и перидотитов импрегнационного типа. Второй — для магнезиальных перидотитовых ксенолитов кимберлитов. Третье универсальное уравнение имеет вид $P3_0 = (5,25 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{MnO} + 2 \cdot \text{FeO}))^{0,4} + 0,02 \cdot T + 22,5 \cdot \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO}/20 + 0,5 \cdot \text{CaO} + \text{FeO}/7 - \text{TiO}_2 - 15)^{2,5}$, со вторым приближением $P3 = -0,0001 \cdot P3_0^3 + 0,0081 \cdot P3_0^2 + 0,8078 \cdot P3_0 + 0,8308$.

Термобарометрия, мантия, кимберлиты, перидотиты, гранат, ксенолиты.

EMPIRICAL GARNET THERMOBAROMETER FOR MANTLE PERIDOTITES

I.V. Ashchepkov

A new version of garnet thermobarometer is proposed. It ensures better correlations of data with results of pyroxene-pyrope thermobarometry than the previous version proposed by Ryan et al. The dependence of KD of the internal exchange reaction, $KD = \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2 / ((\text{CaO} + \text{MgO})^2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)$, on temperature estimated with the Brey and Kohler orthopyroxene thermometer ($R = 0.783$) is as follows: $T(^{\circ}\text{C}) = 5272.5 \cdot (\ln KD/P)^3 + 10265 \cdot (\ln KD/P)^2 + 6472 \cdot \ln KD/P + 2113$. The correlation with the Krogh Gar-Cpx thermometer yields good estimates in the high-temperature region of geotherms. Smoothing polynomials and additional rotation and correction were used to achieve a higher reproducibility. For applying the Griffin Ni-garnet thermometry, concentrations of Ni were expressed via other components, and correlation of results with estimates made with the Griffin thermometer was performed. Three variants of garnet barometers were developed based on the empirical correlation of the obtained data with estimates made with the McGregor Opx barometer (over ~1500 mineral assemblages). The simplest barometer, calibrated against the limiting contents of Cr_2O_3 in pyrope, is applicable mainly to pyroxenites and impregnated peridotites. The second type of barometer is best suited to magnesian peridotite xenoliths from kimberlites. The third type can be used for a wider composition range of xenoliths. The pressure measured using this barometer is described by the equation $P3_0 = (5.25 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{MnO} + 2 \cdot \text{FeO}))^{0.4} + 0.02 \cdot T + 22.5 \cdot \text{Na}_2\text{O} + \text{MgO}/20 + 0.5 \cdot \text{CaO} + \text{FeO}/7 - \text{TiO}_2 - 15)^{2.5}$, with the second approximation $P3 = -0.0001 \cdot P3_0^3 + 0.0081 \cdot P3_0^2 + 0.8078 \cdot P3_0 + 0.8308$.

Thermobarometry, mantle, kimberlites, peridotites, garnet, xenoliths

ВВЕДЕНИЕ

Термобарометрия с участием составов гранатов широко применяется в мантийной петрологии [1—4]. Версия мономинеральной пироповой термобарометрии [4] позволила У. Гриффину с соавторами реконструировать мантийные разрезы под многими районами и построить траверс мантии Сибирской плат-

формы [5] и Североамериканского кратона [6]. Гранатовый термометр [7, 8] требует точных анализов содержания Ni в гранате, полученных ионным (SIMS) или протонным (PIX) зондом, либо индуктивно-связанной масс-спектрометрией с лазерной абляцией (LAM ICP MS), а прежняя версия гранатового барометра [4] часто дает заниженные оценки в сравнении с методами, основанными на растворимости Al в энстатите [1, 2, 9] и др.

Задача данной работы — на основе результатов микрозондовых анализов гранатов на главные компоненты, полученных по стандартной методике, построить термобарометр, который дает оценки, согласованные с пироксеновой термобарометрией [9—12]. Для калибровки использован метод, примененный при построении клинопироксенового барометра [11, 12], т. е. аппроксимация температур, полученных с помощью наиболее надежного ортопироксенового мономинерального термобарометрического [2—9] метода для гранатовых перидотитов при использовании статистических методов. Использована база данных, собранная из литературных источников — 6800 анализов, материалов диссертационных работ Ю.И. Овчинникова (400 ан.) [13], С.С. Кулигина [14] (150 ан.) и петрографического совещания (315 ан.) [15]. Кроме того, из публикаций взяты: данные экспериментальных работ в перидотитовых системах (более 850 ан.), составы минеральных включений в алмазах (~730 ан.), составы [13—30] минералов ксенолитов кимберлитов (4300 ан.). Выводы по обработке геотерм приведены в статье [31]. Также использованы более 7000 результатов оригинальных анализов минералов из кимберлитов Сибирской платформы, в основном опубликованные [30, 32—34 и др.]. Кроме того, в базы добавлены оригинальные анализы мантийных ксенокристов и ксенолитов других районов (Африка [35], Северная Америка [36]), выполненные автором статьи.

Широко применяемая версия гранатового термобарометра [4] часто дает оценки давления, которые не очень хорошо согласуются с полученными с помощью ортопироксен-гранатовой барометрии [1, 2]. Как и для предыдущей версии гранатового термобарометра [4], для термометрии и барометрии выбраны разные группы компонентов, чтобы сделать оценки температуры и давления более независимыми.

КАЛИБРОВКА ТЕРМОМЕТРОВ

При поиске коэффициентов распределения (KD) для термометрии использована схема изоморфизма гранатов: $\text{Fe}(\text{Mg}, \text{Ca})_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ — $\text{MgTiCr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ и $KD = \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} \cdot (\text{CaO} + \text{MgO})^2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)$. KD дает значимые корреляции с температурами, определенными по надежным термометрам для мантийных пород. Вместо формульных коэффициентов взяты весовые (массовые) концентрации, поскольку для малых содержаний вычисленные параметры могут увеличить ошибку. В результате статистического сравнения KD с результатами ортопироксеновой [2, 9] и клинопироксеновой термобарометрии [11, 12] использованы варианты KD , которые эмпирически дают наиболее значимые регрессионные зависимости с температурами, определенными для природных ассоциаций.

Применение при калибровке $KD = \text{MgO} \cdot \text{TiO}_2 / ((\text{CaO} + \text{MgO})^2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)$ без учета Cr_2O_3 , так как Cr является основным компонентом в барометрических зависимостях, значительно снизило дисперсию регрессионного уравнения ($R^2 = 0,752$ — среднеквадратичное отклонение) (рис. 1, а), аппроксимирующей оценки по ортопироксеновому термометру [2]. Чтобы увеличить сходимость с ортопироксеновыми температурами (T , °C), для построения регрессионной кривой задействованы только предельные, наиболее высокие значения KD для магнезиальных составов (см. рис. 1, б) и получена по 133 точкам аппроксимация вида:

$$T = 5272,5 \cdot (\ln(KD)/P)^3 + 10265 \cdot (\ln(KD)/P)^2 + 6472 \cdot \ln(KD)/P + 2113. \quad (1)$$

Для аппроксимации температур, определенных по клинопироксену [11], взят коэффициент распределения $KD = \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MnO} \cdot \text{TiO}_2 / ((\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)$. Полином 3-го порядка зависимости температур от KD имеет вид (см. рис. 1, б):

$$T_0 = 362,05 \cdot (\ln(KD)/P)^3 + 1880,4 \cdot (\ln(KD))/P^2 + 2659,6 \cdot \ln(KD)/P + 1695,5 \quad (R^2 = 0,82). \quad (2)$$

В компьютерной версии гранатового термобарометра [37] итерационная схема с последовательным приближением значений температур и давления приводит к некоторому завышению температур, так как Ti-гранатовый термометр более зависим от давления, чем орто- и клинопироксеновые [2, 11], и, в свою очередь, гранатовый барометр существенно зависит от температур. Это приводит к развороту облака точек на корреляционных диаграммах (рис. 2). Требуется дополнительное вращение для лучшего совпадения полученных температур с оценками по пироксенам. Для этого нижняя часть облака точек смещается в начало координат, изменяется угловой коэффициент его длинной оси, а затем возвращается в исходную область. Для уравнения (1) коррекция имеет вид $T = (T - 725) \cdot 1,20 + 923$, а для уравнения (2) $T = (T_0 - 800) \cdot 1,35 + 1023$.

Результаты расчетов зависят от качества анализов TiO_2 и Na_2O , и на однородных выборках анализов минералов перидотитовых ксенолитов с близкими значениями железистости и глиноземистости минералов оценки по гранатовым термометрам дают почти линейные регрессии с температурами, опре-

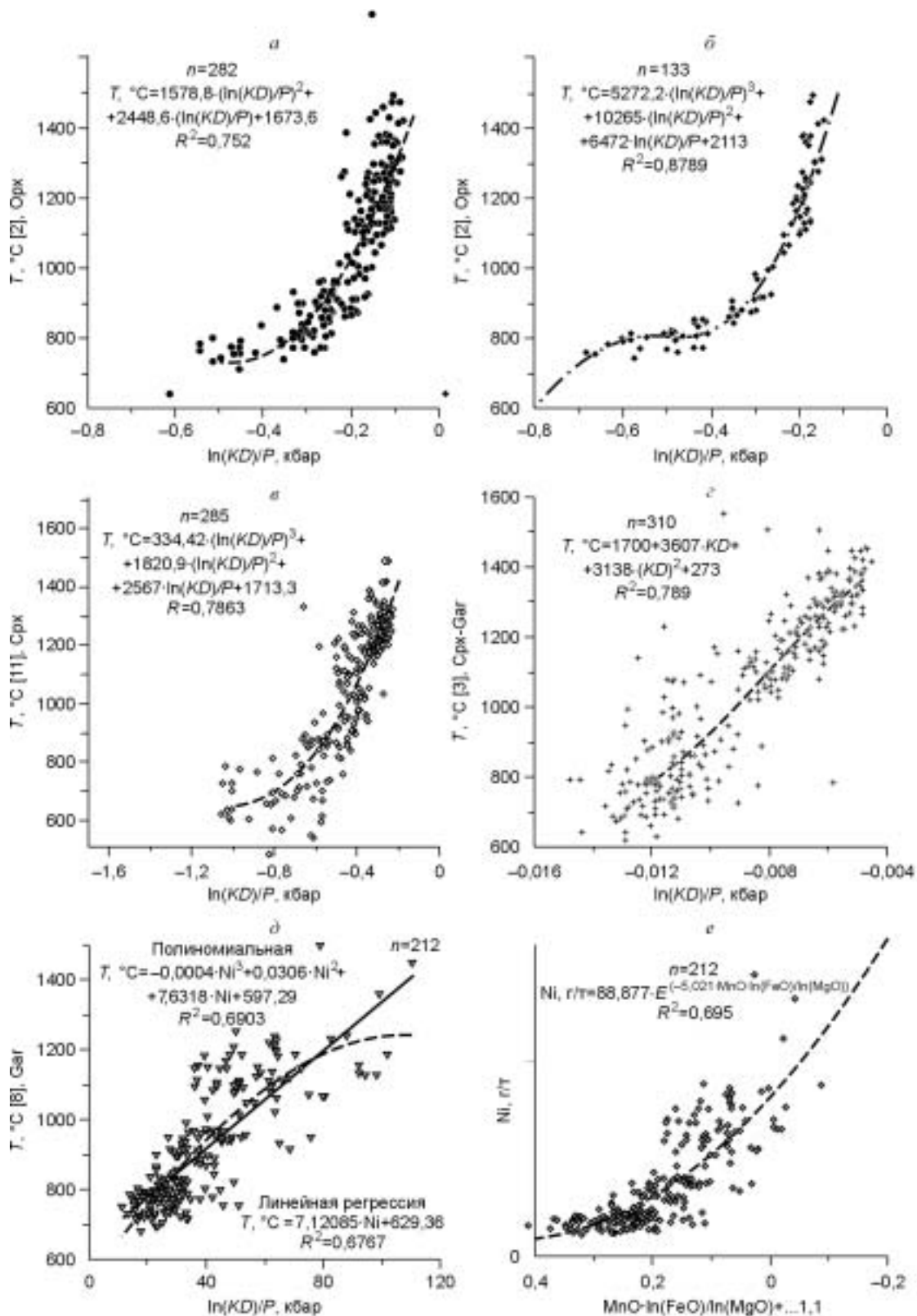
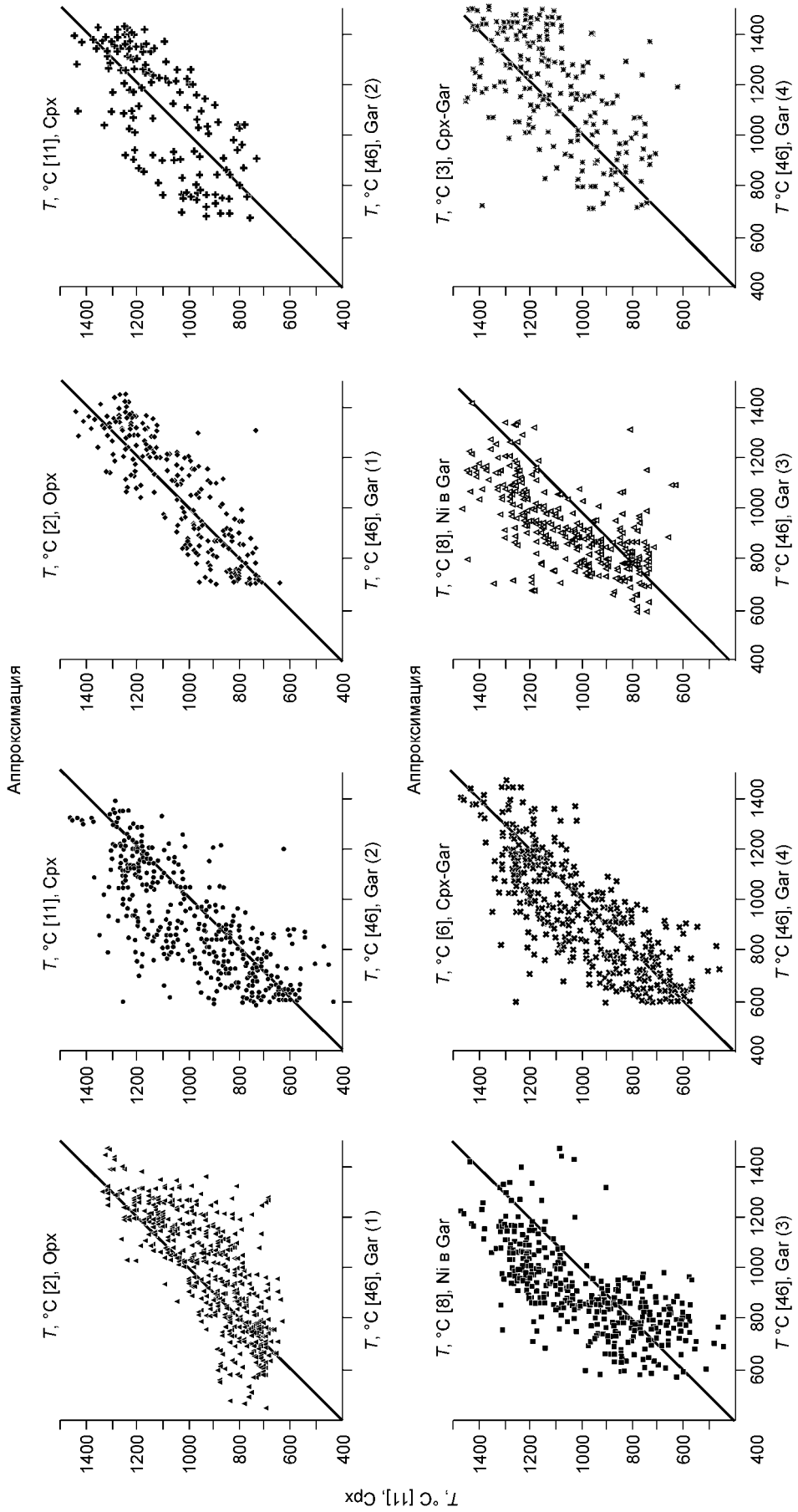


Рис. 1. Результаты калибровки гранатовых термометров.

Аппроксимация температур регрессионными зависимостями KD (см. текст) от температур, определенных: *а* — по ортопироксеновому термометру [2] с использованием выборки из несортированных составов минералов, *б* — то же, но для более ограниченной выборки из наиболее магнезиальных составов, *в* — по клинопироксеновому термометру [11], *г* — по гранат-клинопироксеновому термометру [3], *д* — Ni в гранате по термометру [8] с использованием определения Ni через состав оксидов других элементов (см. текст), *е* — калибровка зависимости Ni (г/т) в гранате, определенного с помощью протонного зонда, от концентраций главных элементов по результатам микрозондового анализа.

Начало рис. 2



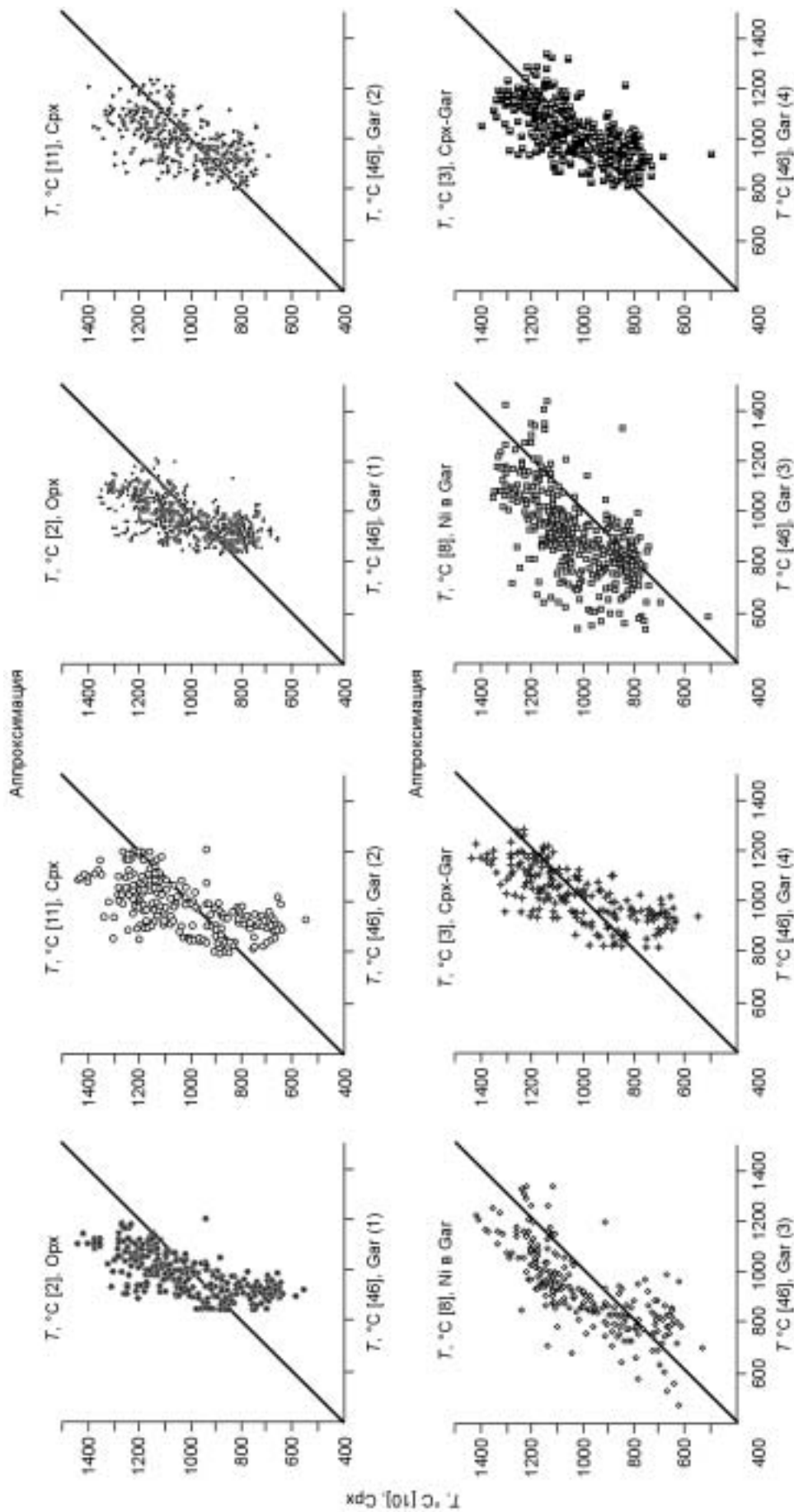


Рис. 2. Корреляции между значениями температур, определенными по гранатовым (1)—(4) и другим термометрам для мантийных перидотитов [2, 3, 8, 10].

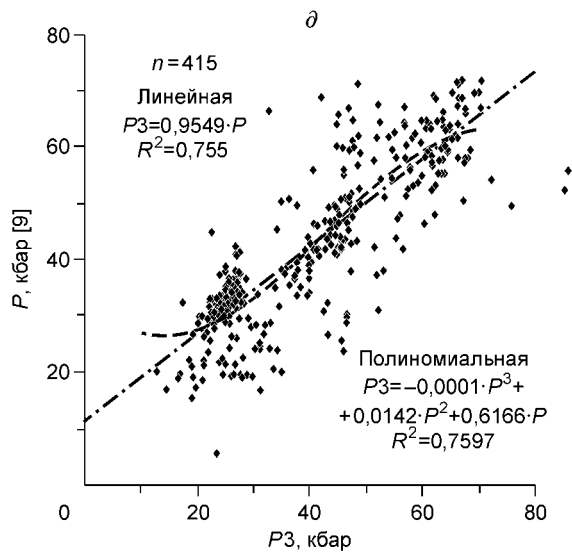
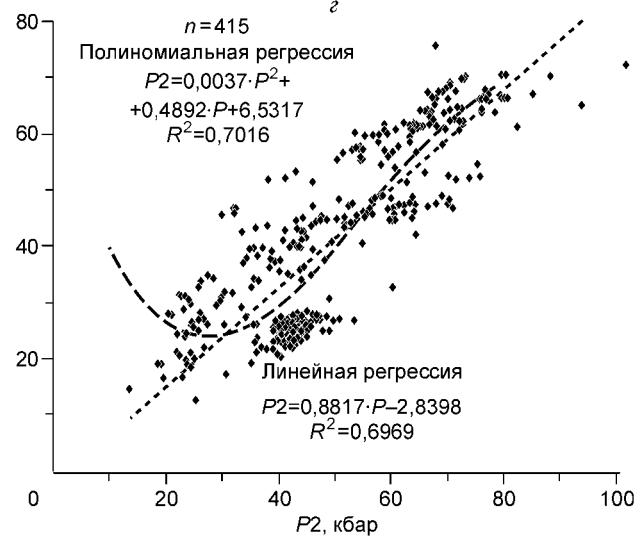
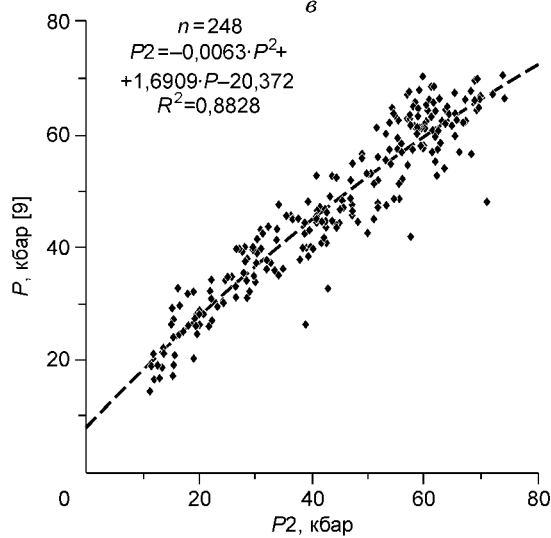
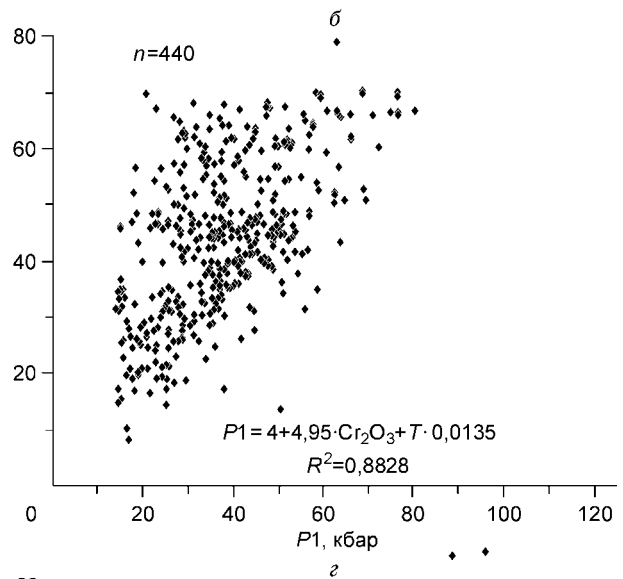
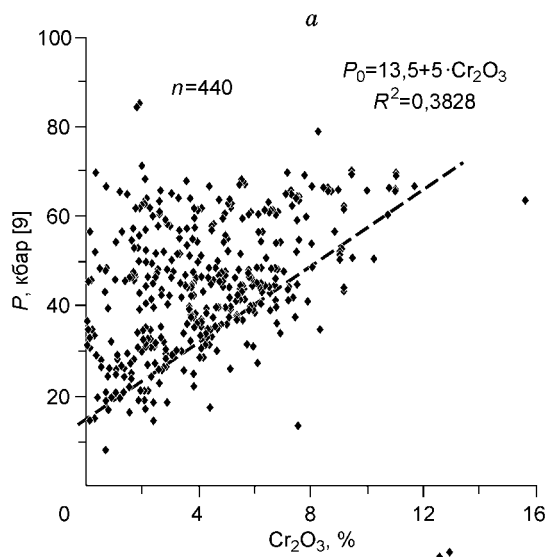


Рис. 3. Корреляционные зависимости между значениями давления, определенными по [9] и по уравнениям (5)–(7) предложенных гранатовых барометров.

a — зависимость P (кбар) от содержания Cr_2O_3 (%) в пиропе [9];
б — зависимости между первыми приближениями давления P_1 (5) от значений, определенных по барометру [9] для ограниченной выборки магнезиальных перидотитов; *в* — то же, для широкого спектра составов; *г* — то же, для P_2 (6); *д* — то же, для P_3 (7).

деленными пироксеновым [10, 11] и гранат-пироксеновым термометрами [1—3] ($R^2 > 0,9$) (рис. 3, а, в). К недостаткам термометров надо отнести большую дисперсию корреляционных графиков в высокотемпературной области для „ортопироксенового“ (1) (см. рис. 1, а) и в низкотемпературной для „клинопироксенового“ (2) (см. рис. 1, б) гранатовых термометров с температурами, определенными по [2] и [11] соответственно (см. рис. 2). Еще одно уравнение для аппроксимации температур, определенных по гранат-клинопироксеновому термометру [3] имеет вид (см. рис. 1, з):

$$T = 1700 + 3607 \cdot \ln(KD)/P + 3138 \cdot (\ln(KD)/P)^2. \quad (3)$$

В некоторых случаях данное уравнение дает оценки, которые ближе к определениям по клинопироксеновому [11] и клинопироксен-гранатовым термометрам [3].

Оценки температур по Ti-термометрам (1)—(3) не всегда согласуются с температурами, определенными по Ni-гранатовому термометру [8], который применим более к перидотитовой системе с содержаниями NiO ~ 0,3—0,4 в оливине, равновесном с гранатом, тогда как многие природные ассоциации из-за вариаций окислительного потенциала, летучести серы и состава системы имеют более широкие интервалы колебаний содержания NiO. Сходимость выше при высоких T .

При построении термобарометра проверены не менее 200 различных вариантов значений коэффициентов в уравнениях для достижения наиболее значимых регрессионных уравнений. Регрессионные полиномы имеют тенденцию излишнего сглаживания. Варьируя степень уравнений, а также набором анализов в выборке, можно получить разные варианты регрессионных уравнений, но все они стремятся выровнять результирующие геотермы. Дополнительная коррекция, для того чтобы воспроизвести изгиб природных геотерм, получена для всех гранатовых термометров (1)—(3) при приведении в соответствие с ортопироксеновой геотермой для тр. Удачная [30]: $T = T - 100 \cdot (T - 1500)/750 - 125 + 200 \cdot (1223 - T)/T + 2 \cdot \text{TiO}_2$.

Вращение позволяет получить более близкое совпадение температур, рассчитанных по данному уравнению и по опубликованным пироксеновым методам (см. рис. 2).

Используя данные У. Гриффина с соавторами [38] из отчета центра GEMOC для гранатов Тычанского (110 ан.), Тырадакского (92 ан.) районов, удалось выразить концентрацию Ni (Ni' , Ni'' — вычисленные значения) в гранате через главные компоненты ($R^2 = 0,69$) [33]:

$$\text{Ni}(r/t) = 175 \cdot E^{(-5,2231 \cdot \text{Ni}')} \quad (R^2 = 0,69),$$

где $\text{Ni}'' = \text{MnO} \cdot \ln(\text{FeO})/\ln(\text{MgO}) \cdot 1,1 - 0,182 \cdot \text{TiO}_2 + 0,00955 \cdot \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0,0035 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 + 0,003758 \cdot \text{CaO} + 0,0065 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,00005 \cdot \text{SiO}_2$. Уравнение из работы [9]:

$$T(\text{K}) = 1000/(1,506 - 0,189 \cdot \ln(\text{Ni})) \quad (4)$$

(см. рис. 1, е) для определения температур позволяет получить хорошую сходимость с оценками по пироксенам. Применение линейной аппроксимации температур, определенных с использованием точных анализов Ni (LAM ICP MS) и полученных с помощью вычисленных значений Ni (г/т), дает независимое уравнение термометра $T(^{\circ}\text{C}) = 7,12085 \cdot \text{Ni}'' + 629,36$ ($R^2 = 0,68$). Полиномиальная регрессия $T(^{\circ}\text{C}) = 0,0004 \cdot \text{Ni}''^3 - 0,0304 \cdot \text{Ni}''^2 + 7,6318 \cdot \text{Ni}'' + 597,2$ ($R^2 = 0,69$) (см. рис. 1, д) не намного уменьшает дисперсию корреляционных графиков, но такая точность уже позволяет применять его для вычислений.

Температуры, полученные по (4) для многих трубок, как, например, Удачная, Осенняя, Аэромагнитная и другие Далдынского поля, очень близки к вычисленным по двухпироксеновому термометру Брая—Келлера [2]. Однако данный термометр хорошо работает с гранатами из умеренно-истощенных перидотитов, где Ni в оливине ~ 0,35 %. Применение данного уравнения в сочетании с гранатовым барометром, о котором речь пойдет во второй части статьи, дает геотермы и T - P -параметры по гранатовым анализам, хорошо совпадающие с полученными по орто- и клинопироксену (см. рис. 5).

КАЛИБРОВКА УРАВНЕНИЙ БАРОМЕТРОВ

Основным барофильным компонентом в пиропсах является кнорингит [4, 39—41], но Cr_2O_3 для пиропов регулируется T - P -параметрами и составом системы (Al—Cr). При построении барометра использованы два подхода. Первый — это регрессионный метод только для „предельных“ по Cr_2O_3 оценок с квазилинейной корреляцией давления от содержания Cr_2O_3 в пиропсах (см. рис. 3). В первом приближении уравнение имеет вид $P(\text{кбар}) = 13,5 + 5 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$ (см. рис. 3, а). С поправками на температуру

$$P1 = 4 + 4,95 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 + 0,0135 \cdot T \quad (5)$$

(см. рис. 3, б) уравнение дает значения, которые коррелируются с оценками по [4] для выборки из перидотитов, отвечающими пограничным значениям облака точек на диаграмме Cr_2O_3 — P , определенных по Al-Орх барометру [9] (см. рис. 3, а).

Во втором варианте барометра учтена прямая зависимость $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ от давления для лерцолитовых пиропов [39] и сделана попытка учесть все значимые поправки на другие компоненты. Используются более 440 полиминеральных ассоциаций (Gar—Орх—Срх ± Ol ± Sp). По ним была определена зависимость

$$P_2 = ((13,5 + \text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 4,5 / (\text{CaO} + \text{MgO} + 0,25 \cdot \text{FeO})^{1,25} + \\ + 0,01685 \cdot T \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3) - 19 - \text{MgO}/7 - \text{CaO}/5 - 3,75 \cdot \text{TiO}_2) \cdot 5 \\ P_2 = -0,0064 \cdot P_2^2 + 1,3816 \cdot P_2 + 5,1442 \quad (6)$$

($R^2 = 0,81$ для 284 перидотитовых ассоциаций). Данный барометр по гранату воспроизводит давления, полученные по мономинеральным пироксеновым методам [9, 12] для типичных лерцолитовых парагенезисов. Для того чтобы исключить влияние пироксенитовых ассоциаций, для которых более подходит упрощенный вариант барометра (5), при калибровке из выборки сначала были убраны оценки из средней части интервала давлений (40—50 кбар). Здесь отклонения точек ковариаций давления, определенных по гранату и ортопироксену, от корреляционных линий максимальны. Данный интервал — это литологический раздел в мантии с изломом трендов Cr_2O_3 — CaO [41] для большинства изученных гранатовых выборок из кимберлитовых трубок и, судя по геохимическим данным, он представлен пироксенитами. Присутствие пироксенитового горизонта объясняется накоплением воды при субдукции и дегидратации перидотитов на данном уровне [42]. В интервале вблизи 40 кбар наблюдается обогащение пироксенами, разнообразие составов и неравномерный температурный градиент для перидотитов и пироксенитов, обычно более разогретых [29—34].

Использование второго приближения, а именно полинома $P_2 = 0,0064 \cdot P_2^2 + 1,3816 \cdot P_2 + 5,1442$, дает значения давления, которые очень близки к определенным по Al-ортопироксеновому барометру (см. рис. 3, в) ($R^2 \sim 0,8828$) для выборки перидотитов без средней части (40—50 кбар) интервала давлений $n = 0,248$ и $R = 0,7016$ для более полной выборки из 415 наиболее достоверных данных из перидотитов, см. рис. 3, з).

Последний третий вариант получен с использованием данных для гранатовых ксенолитов Витимского плато [43] и учетом Na_2O как барофильного компонента [44]. Этот метод более универсален, но на корреляционных графиках наблюдается большая дисперсия.

$$P_3 = (5,25 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{MnO} + 2\text{FeO})^{0,4} + 0,02 \cdot T + 22,5 \cdot \text{Na}_2\text{O} + \\ + \text{MgO}/20 + 0,5 \cdot \text{CaO} - \text{TiO}_2 - 15 + \text{FeO}/7)^{2,5}, \\ P_3 = -0,0001 \cdot P_3^3 + 0,0081 \cdot P_3^2 + 0,8078 \cdot P_3 + 0,8308 \quad (7)$$

при $R^2 > 0,755$ (см. рис. 3, д).

ПРОВЕРКА ТЕРМОБАРОМЕТРА

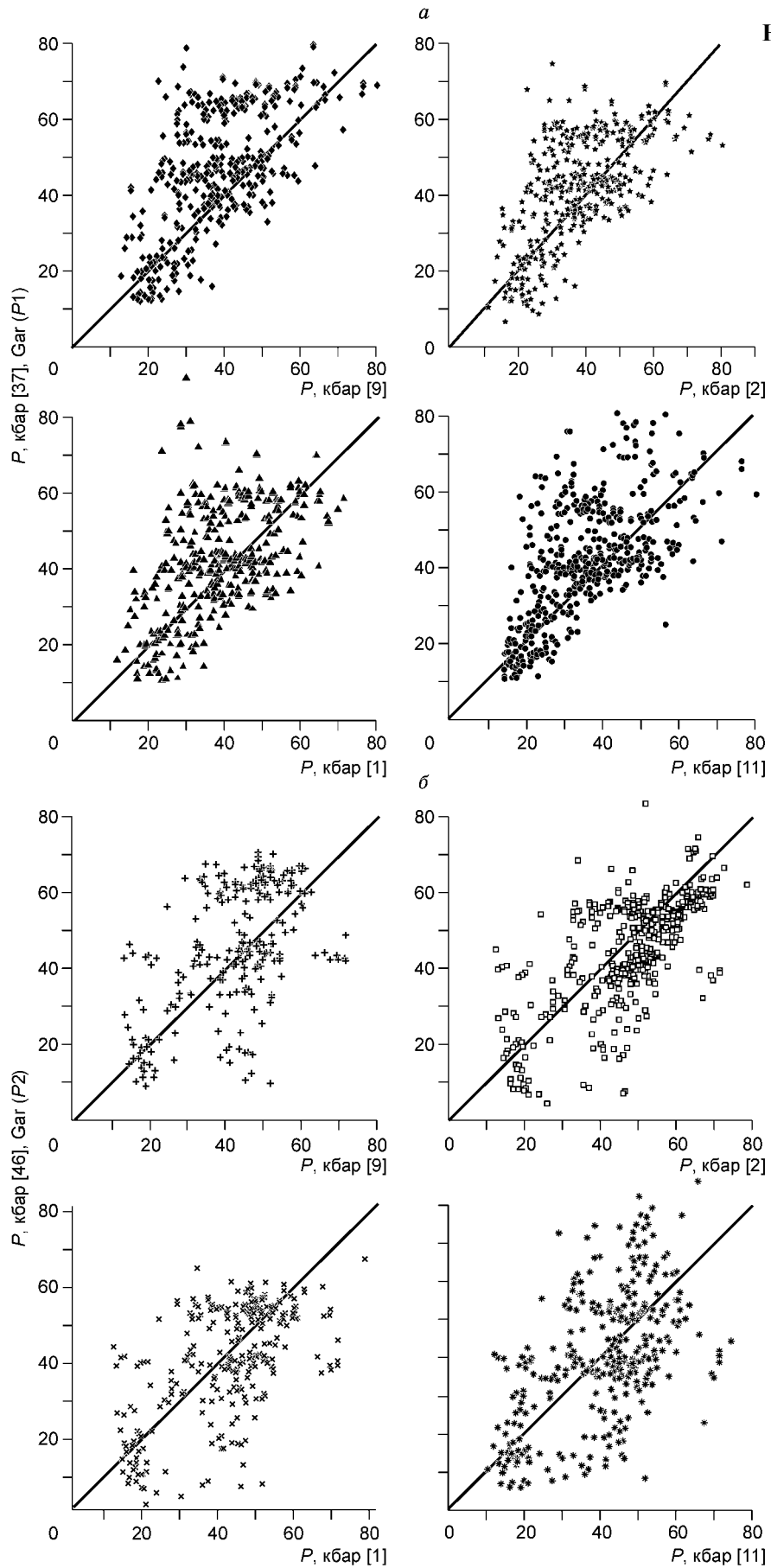
Применение гранатового термобарометра [45], описанного в данной статье, позволило получить T - P -диаграммы для многих трубок из разных районов мира [13—29, 46—50], которые очень близки к полученным по другим общепризнанным методам [1—4, 7—11].

Сравнительно гладкие корреляционные зависимости для термометров и барометров (см. рис. 3, б—з) верны лишь отчасти. При калибровке использованы взаимосогласованные значения T - P -параметров ортопироксеновой или клинопироксеновой пар, которые имеют большие взаимные поправки и работают как „внутренние корректоры“.

В компьютерном варианте, где уже не используются оценки по пироксенам, на сходимость T - P -определений влияет правильное определение температуры, которое зависит от первых приближений давления. На первом шаге вычислений приближенное значение давления находится по формуле (5). За счет высоких взаимных поправок при определении T и P по уравнениям (1)—(4) и (5)—(7) и применении итерационных вычислений регрессии между значениями оценок по пироксеновой термобарометрии и гранатовым методам несколько расплываются, что особенно заметно на результатах термометрии (см. рис. 2).

Помимо чисто статистических оценок при проверке надежности методов расчета температуры (см. рис. 2) и давления (рис. 4) использовалось сравнение с P - T -диаграммами, полученными по орто- [2—9] и клинопироксену [10—12], а также полиминеральным парагенезисам [1—3]. Рассчитанные по гранатовому термобарометру, т. е. по уравнениям (1)—(5), (7), геотермы для отдельных кимберлитовых трубок (рис. 5, а, б) весьма близки к полученным с помощью гранат-ортопироксеновой [1, 2] и ортопироксеновой барометрии [9] в сочетании с наиболее надежными термометрами для мантийных перидотитов.

Начало рис. 4



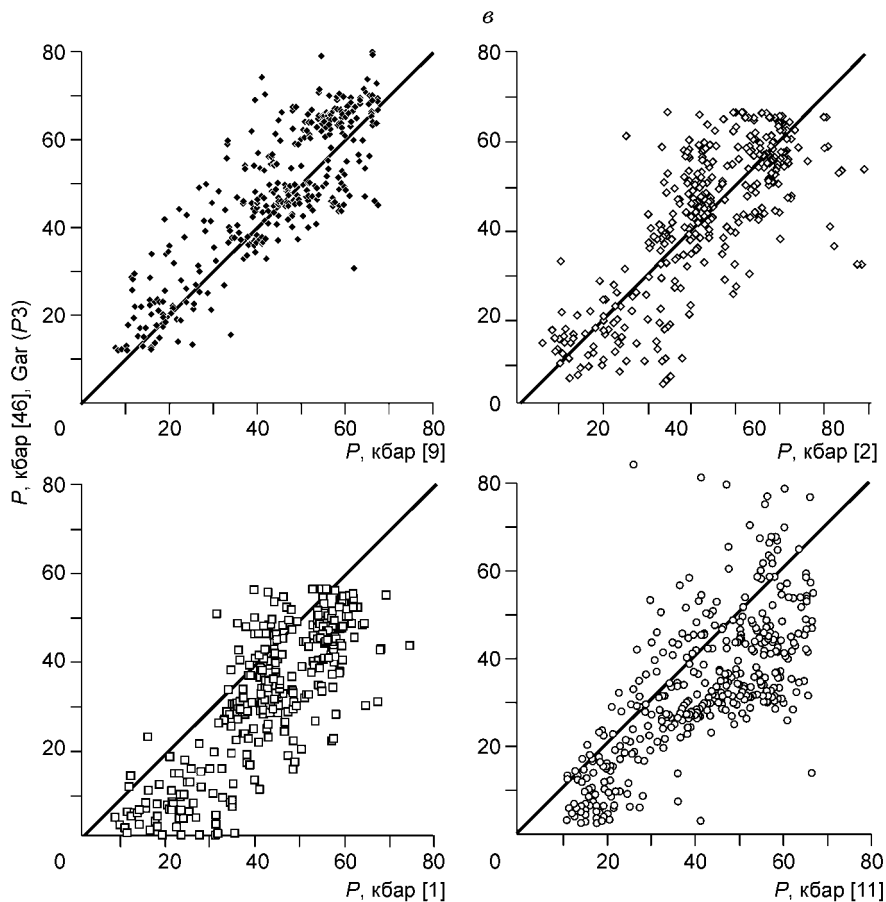


Рис. 4. Корреляции между значениями давлений, определенными по гранатовым барометрам: *a* — (5), *b* — (6), *c* — (7) и другим барометрам для мантийных перидотитов [1, 2, 9—11].

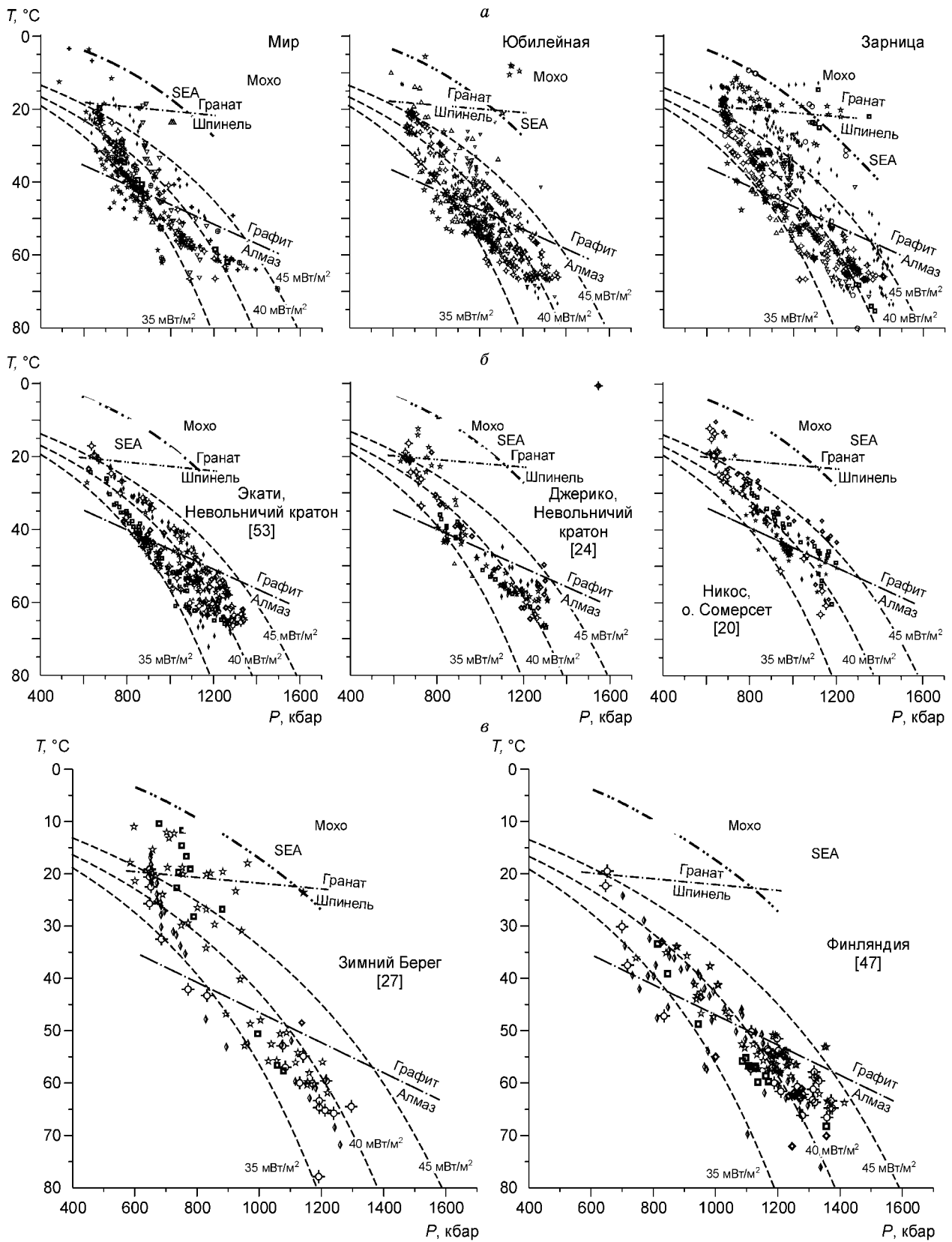
Используя уравнения из данной работы, были определены T - P -параметры для большой выборки перидотитов (число ассоциаций $n \sim 1750$) [13—30], которые весьма близко отражают геотермические градиенты отдельных трубок, полученные по другим достоверным методам [1, 2, 9—12] (см. рис. 5, *a—в*).

Применение первого метода (5) для оценки давлений часто дает более высокотемпературные геотермы, соответствующие тепловым потокам ~ 40 — 45 мВт/м² для глубоких и средних горизонтов мантии и более высоким значениям ~ 80 — 90 мВт/м² для верхних частей разрезов, что близко к „пироксеновым“ определениям для ксенолитов щелочных базальтов [31, 43]. Использование уравнений (6), (7) дает более низкотемпературные и высокобарические оценки, которые очень близки к полученным по пироксеновым методам [11, 12] и [2—9]. T - P -области, определенные с помощью гранатовых методов, распадаются на отдельные отрезки, часто „гладкие“, благодаря использованию регрессионных методов, однако перекрытия с T - P -определениями пироксеновой термобарометрии весьма высоки (см. вариант для тр. Зарница) [49], что позволяет считать данный мономинеральный метод оценки температур и давлений достоверным. Уравнение (7) дает приемлемые оценки и для средней части разрезов.

В оригинальной программе Ter5n7e (автор И.В. Ащепков) для определения T - P -параметров использованы итерационные схемы, пока разница между последовательными значениями температур не достигает 1° , при этом часть анализов с неприемлемыми значениями (KD) отбраковывается. Заблокированы также ошибки ввода данных. Комбинирование методов часто позволяет получить реальные данные для сложных разрезов (как для тр. Удачная [17]).

Данный термобарометрический метод позволяет работать с концентратом кимберлитовых трубок и получать надежные T - P -оценки для мантийных разрезов практически всех кимберлитовых трубок, где присутствуют пиропы. Он также позволяет построить геотермы для палеороссыпей, источник которых неясен [38], и проследить эволюцию T - P -параметров в древние времена, так же как и пироксеновая термобарометрия [31]. По конфигурации геотерм можно сделать выводы не только о глубинности, но и о типе мантийного субстрата, а также реконструировать слоистость. С использованием мономинеральной

Начало рис. 5



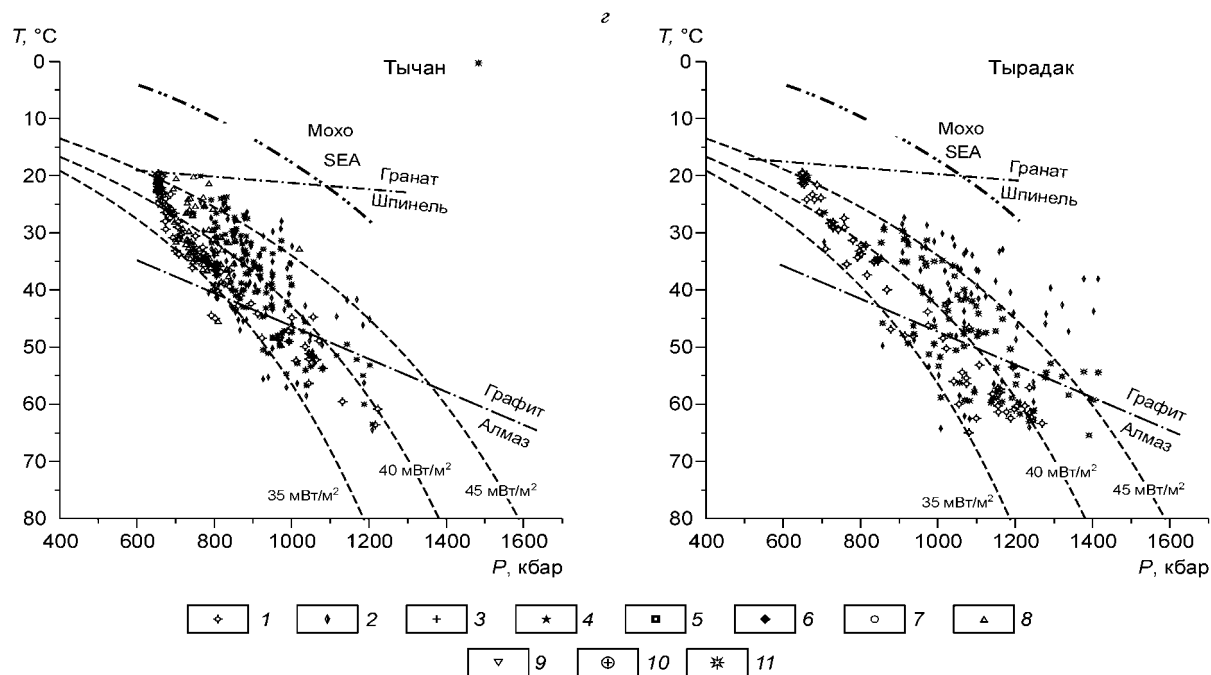


Рис. 5. Сравнение T - P -определений по гранату и другим термобарометрическим методам для отдельных кимберлитовых трубок:

a — Сибири [14—17, 30—37], *б* — Северной Америки [20, 24, 53], *в* — Феноскандии [27, 41, 48], *г* — для минералов из россыпей Тычанского и Тырадакского коллекторов [38]. Методы для определения температуры и давления соответственно: 1, 2 — по уравнениям: 1 — (1), (7), 2 — (4), (5); 3 — (3), (7); 4 — [11, 12]; 5 — [2, 9]; 6 — [2] (использован дупироксеновый термометр); 7 — [11]; 8 — [50]; 9 — [51]; 10 — [1, 10]; 11 — (4), (7). Мономинеральные T - P -оценки: 1—3 — по Gar; 4, 7 — по Crx; 5 — по Орх; 8 — по хромиту; 9 — по пикроильмениту; 6, 10 — по двум пироксенам и Саг.

гранатовой термобарометрии получены геотерма для пиропов Туманшетского грабена (оригинальные данные), для гранатов из Бразилии (Варгем) [47] и многих других районов мира. В Красноярском крае пиропы участков Тырадак и Тычан (по аналитическим данным У.Л. Гриффина) [38] разделились по строению мантийного разреза и положению геотерм (см. рис. 5, *г*), хотя на диаграммах Cr_2O_3 —СаО и по геохимическим признакам их было сложно разделить. Получены также шлиховые геотермы для Тамбукинского блока Прианабарья [30] и других районов мира.

Гранатовые методы дают очень близкие оценки, практически неотличимые от оценок по полиминеральным парагенезисам ксенолитов [1—3]. По типу геотерм можно определить принадлежность их к литосферной мантии отдельных микроконтинентов или блоков, а также приблизительно оценивать время формирования трубок, служивших источниками для палеороссыпей. Достаточно надежно выделяются „гладкие“ (40 мВ/м²) геотермы гондванского типа, соответствующие мезозойской истории [31]. Более холодные, характерные для центральных районов Сибирской платформы (см. рис. 5, *a*), отвечают палеозойским этапам формирования мантии. Ступенчатые, вероятно, отвечают сложным разрезам с резко гетерогенным субстратом. Дальнейшая детализация конфигураций геотерм позволит использовать данный метод в геодинамике.

Сравнение полученных и уже известных T - P -разрезов под кимберлитовыми трубками и результатов гранатовой термобарометрии из данной работы и новых шпинелевого [50] и ильменитового [51] методов показывает сходимость и дает дополнительную информацию. Так, почти на всех T - P -разрезах для кимберлитовых трубок появляются глубинные горизонты выше „астеносферного“ уровня, представленного деформированными перидотитами [16, 17], развивающимися по гигантозернистым гранатовым дунитам [52]. Эти горизонты часто отсутствуют на P - T -диаграммах, полученных с помощью пироксеновой термобарометрии. Появляются также дополнительные T - P -области, которые соответствуют метасоматитам, гранатовым глиммеритам и прочим редким породам. Гранатовая термобарометрия [41] дает также правдоподобные оценки для включений в алмазах [33].

Гранатовая термобарометрия показала хорошую сходимость с результатами, полученными с использованием мономинеральных пироксеновых и полиминеральных методов.

Иногда неизвестно заранее, какой гранатовый метод дает лучшую сходимость с определениями обычной мантийной термобарометрии [1—10] — это определяется тем, что при многоэтапном просачи-

вании расплавов сквозь мантийный субстрат и неполном установлении равновесий гранат бывает реально в парагенетической ассоциации с тем или иным минералом. Для истощенных перидотитов часто термометр, основанный на аппроксимации ортопироксеновых определений, работает лучше, а для неистощенных — лучше „клинопироксеновый“.

Можно создать компьютерную версию, которая сначала будет оценивать степень истощения материнских пород, тип парагенезиса и считать по отдельным схемам P - T -условия по гранатам разного состава. Однако опыт показывает, что просмотр разных вариантов иногда дает дополнительную генетическую информацию при работе с концентратами. В настоящее время получены схемы работы ильменитового [51] и хромитового термобарометров [50]. Сочетание оценок по этим термобарометрам с „гранатовыми и пироксеновыми“ T - P -определениями позволяет построить достаточно детальную модель мантийных колонн. К сожалению, для некоторых перидотитов, которые испытали разогрев в мезозое [20, 21], данный метод завышает давления. Это определяется тем, что при разогреве гранат часто просто разлагается с высвобождением глинозема, который обогащает структуру пироксенов, особенно новообразованных, а сам пироп не всегда испытывает перераспределение Cr-Al, оставаясь реликтовой фазой. Часто в результате в мантийных пиробазах наблюдаются зональности с уменьшением хромистости к периферии, что может быть связано с реакциями расплава. Этим объясняется то обстоятельство, что ряд точек для ксенолитов из кимберлитовых трубок Намибии [21] попадают в область устойчивости алмаза, однако для тр. Обнаженная [13, 22] значения T - P -параметров по мономинеральной гранатовой термобарометрии почти полностью совпадают с полученными полиминеральными методами [1—3].

ВЫВОДЫ

1. Гранатовая пироповая термобарометрия дает определения, взаимосогласованные с методами пироксеновой мономинеральной и другими типами мантийной термобарометрии.
2. Для гранатов, которые кристаллизовались из расплава в пироксенитах или импрегнационных лерцолитах, и гранатов реститового или реакционного типа схемы для определения давления разные.
3. Уравнения для определения температур надо в каждом случае подбирать для получения достоверных мантийных геотерм из-за неустановившихся полных равновесий в мантийных парагенезисах.
4. Гранатовую термобарометрию можно использовать для решения широкого круга проблем мантийной петрологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Nickel K.G., Green D.H.** Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 73, p. 158—170.
2. **Brey G.P., Kohler T.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 1353—1378.
3. **Krogh E.J.** The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer — a reinterpretation of existing experimental data // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 44—48.
4. **Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J.** Garnet geotherms: a technique for derivation of P — T data from Cr-pyrope garnets // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 5611—5625.
5. **Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*, 1999, v. 310, p. 1—35.
6. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. et al.** Lithospheric mapping beneath the North American Plate // *Abstr. of the 8th International Kimberlite Conference. Victoria, 2003, FLA_0271.*
7. **Canil D.** The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 136, p. 240—246.
8. **Griffin W.L., Cousens D.R., Ryan C.G. et al.** Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 103, p. 199—202.
9. **McGregor I.D.** The system MgO—SiO₂—Al₂O₃: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // *Amer. Miner.*, 1974, v. 59, p. 110—119.
10. **Bertrand P., Mercier J.C.-C.** The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward the absolute geothermometer for the natural system? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 76, p. 122—152.
11. **Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 2000, v. 139, № 5, p. 541—554.
12. **Ащепков И.В.** Уточненное уравнение Jd—Di барометра // *Вестн. РАН, Отд. наук о Земле*, 2003, № 1, с. 45—46.
13. **Овчинников Ю.И.** Глубинные ксенолиты кимберлитовой трубки Обнаженная и базальтов Минусинской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1990, 25 с.

14. **Кулигин С.С.** Комплекс ксенолитов пироксенитов различных регионов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1997, 19 с.
15. **Малыгина Е.В., Похиленко Н.П.** Ассоциация пироп—хромшпинелид в ксенолитах перидотитов из кимберлитов и особенности реакции гранатизации перидотитов в литосфере Сибирской платформы // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы (Материалы Второго всерос. петрограф. совещ., 27—30 июня 2000 г., Сыктывкар. Т. IV). Сыктывкар, 2000, с. 286—289.
16. **Lesotho kimberlites** / Ed. P.H. Nixon. Lesotho National Development Corporation. Cape Town, 1973, 350 p.
17. **Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G. et al.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, № 2—3, p. 228—246.
18. **Карвальо Дж.Б., Леонардос О.Х.** Гранатовые перидотиты из кимберлитовой трубки Трес Ранчос IV, провинция Альто Паранаиба, Бразилия: геотермобарометрические данные // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), p. 159—171.
19. **Leost I., Stachel T., Brey G.P. et al.** Diamond formation and source carbonation: mineral associations in diamonds from Namibia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 145, p. 12—24.
20. **Schmidberger S.S., Francis D.** Nature of the mantle roots beneath the North American craton: mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites // *Lithos*, 1999, v. 48, № 1—4, p. 195—216.
21. **Franz L., Brey G.P., Okrusch M.** Steady state geotherm, thermal disturbances, and tectonic development of the lower lithosphere underneath the Gibeon Kimberlite Province, Namibia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, № 1/2, p. 181—198.
22. **Taylor L.A., Gregory A., Keller S.R. et al.** Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 145, p. 424—443.
23. **Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A. et al.** Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 293—310.
24. **Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H.** Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 79—104.
25. **Griffin W.L., Doyle B.J., Ryan C.G. et al.** Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave Craton: composition, structure and origin // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 705—727.
26. **Schulze D.J., Valley J.W., Spicuzab M.J.** Coesite eclogites from the Roberts Victor kimberlite, South Africa // *Lithos*, 2000, v. 54, № 1—2, p. 23—32.
27. **Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.** Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология, 2000, т. 5, № 8, с. 518—548.
28. **Соболев Н.В.** Глубинные включения кимберлитов и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
29. **Kuligin S.S., Malkovets V.G., Pokhilenko N.P. et al.** Mineralogical and geochemical characteristics of a unique mantle xenolith from the Udachnaya kimberlite pipe // Extended abstracts of the 8th International Kimberlite Conference, 2003, FLA_0114.
30. **Ashchepkov I., Vladyskin N., Pokhilenko N. et al.** Clinopyroxene geotherms for the mantle columns beneath kimberlite pipes from Siberian craton // Extended abstracts of the 8th International Kimberlite Conference, 2003, FLA_0355.
31. **O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudium D., Morgan P.** Are lithospheres forever? // *GSA Today*, 2001, № 11, p. 4—9.
32. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Николаева И.В. и др.** О минералогии и геохимии мантийных включений и строении мантийной колонны кимберлитовой трубки Юбилейная, Алакатское поле, Якутия // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4, с. 1—7.
33. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др.** Применение новых версий термобарометрии гранатов для реконструкции строения мантии под кимберлитовыми районами Сибирской платформы и для оценки перспектив их алмазоносности // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50, 25—27 мая 2004 г.). СПб., 2004, с. 34—36.
34. **Ащепков И.В., Логвинова А.М., Афанасьев В.П. и др.** Петролого-геохимический анализ мантийных парагенезисов и создание моделей строения мантийных колонн под кимберлитовыми трубками для совершенствования критериев алмазоносности: Отчет по договору между ОИГТМ СО РАН и ЯНИГП ЦНИГРИ АК „АЛРОСА“ АК Алроса. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 2004, 420 с.
35. **Rotman A.Ya., Ashchepkov I.V., Nosskov S. et al.** Thermal structure and geochemistry of mantle minerals from three kimberlite pipes from Angola // *Geophys. Res. Abstracts*, 2004, v. 6, p. A-07626.

36. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Митчелл Р.Х. и др.** Мантийная эволюция под плато Колорадо: интерпретация изучения концентрата кимберлитовой трубки KL-1 // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 6, с. 721—726.
37. **Ashchepkov I.V.** Empirical garnet thermobarometer for mantle peridotites // Seattle GSA Annual Meeting (November 2—5, 2003). 2003, Paper 152-48.
38. **Griffin W.L., Ryan C.G., Win T.T.** Geochemical data on garnets and chromites from the South-Western part of the Siberian platform // GEMOS Report 7/99 for the Institute of Mineralogy and Petrography, Siberian Branch Academy of Sciences. Sydney, Australia, 1999, 55 p.
39. **Малиновский И.Ю., Годовиков А.А., Дорошев А.М., Ран Э.Н.** Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры // Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск, Наука, 1976, с. 135—146.
40. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.** Роль хрома в гранатах из кимберлитов // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 145—168. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, Вып. 403).
41. **Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И.** Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии // Геология и геофизика, 1973 (2), с. 66—73.
42. **van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M.** High-resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle // *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2002, v. 3, № 10, 20 p.
43. **Ащепков И.В.** Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1991, 160 с.
44. **Sobolev N.V., Lavrent'yev Y.G.** Isomorphic sodium admixture in garnets formed at high pressures // *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 31, p. 1—12.
45. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms // Abstracts of 32 MGC. Florence, 2004, p. 466. http://php3.cineca.it/32igc/compilazione2002/vis_modello.php3?password=&username=&modello=A&db=MURST&PREF_X_TABELLE=A321GCB88C&c=A321GCB88C&codice=A321GCB88C
46. **Kukkonen I.T., Peltonen P.** Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: implications for lithosphere—asthenosphere relations // *Tectonophysics*, 1999, v. 304, p. 301—315.
47. **Ashchepkov I.V., Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. et al.** Small note on the composition of Brazilian mantle // *Revista Brasileira de Geociencias*, 2001, v. 31, № 4, p. 653—660.
48. **Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P. et al.** Layered mantle at the Karelian Craton margin: *P-T* of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi—Kuopio kimberlites, Finland // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 593—608.
49. **Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я. и др.** Термобарометрия и геохимия глубинных минералов из трубки „Зарница“ — ключ к разгадке строения и состава верхней мантии района и алмазности трубки // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма (Труды III международного семинара „Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма“). Иркутск; Хабаровск, 2003, с. 206—219.
50. **Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.** Monomineral Cr-spinel thermobarometry for kimberlite peridotite xenoliths and concentrates // *Geophys. Res. Abstracts*, 2005, v. 7, p. A-00205.
51. **Ащепков И.В., Вишнякова Е.В.** Мономинеральная термо- и оксибарометрия по ильмениту и хромиту: применение к глубинным включениям кимберлитов // Эволюция континентальной литосферы, происхождение алмазов и их месторождений: Тез. докл. Междунар. симпозиума, посвящ. 70-летию акад. Н.В. Соболева. (Новосибирск, 3—5 июня 2005 г.). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2005, с. 13.
52. **Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Boyd F.R., Sobolev N.V.** Megacrystalline dunites: sources of Siberian diamonds // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1991, v. 90, p. 11—18.
53. **Menzies A., Westerlund K., Grutter H. et al.** Peridotitic mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati Diamond Mine property, N.W.T., Canada: major element compositions and implications for the lithosphere beneath the central Slave craton // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 395—412.

Рекомендована к печати 10 марта 2006 г.
Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию 30 июля 2003 г.,
после доработки — 7 июля 2005 г.