

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.71+551.72+552.5+550.4

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ  
ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Ш.К. Балтыбаев, А.В. Юрченко, С.Б. Лобач-Жученко, В.В. Балаганский\*,  
О.Л. Галанкина, М.В. Морозов\*\*, Е.С. Богомолов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

*\*Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия*

*\*\*ООО «Теллур Северо-Восток», 190068, Санкт-Петербург, ул. Союза Печатников, 8, оф. 17, Россия*

Изучены глиноземистые гранатсодержащие гнейсы Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита методами THERIAK-DOMINO, THERMOCALC, WINTWQ и минеральной геотермобарометрии. Выделены поля устойчивости минеральных парагенезисов начальной, пиковой и постпиковой стадий метаморфизма гнейсов, отвечающие *PT*-параметрам:  $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P > 7$  кбар,  $T = 800\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = \sim 8$  кбар,  $T = 600\text{--}670\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4\text{--}5.5$  кбар соответственно. Установлен *PT*-тренд метаморфизма с развитием «по часовой стрелке». Время метаморфизма определено как палеопротерозойское —  $2014 \pm 11$  млн лет согласно Sm-Nd изотопному составу граната глиноземистого гнейса.

Описаны уникальные закономерно-ориентированные игольчатые микровключения гётита в гранате. В отличие от известных в литературе титансодержащих ориентированных минеральных включений в гранате, гётитовый состав включений предполагает высокую фугитивность кислорода в среде минералобразования, а не только экстремально высокие *PT*-параметры, как это обычно предполагается для возникновения титансодержащих ориентированных включений. Полученные данные расширяют представления о способах и условиях образования закономерно ориентированных минеральных фаз в гранате.

*Метаморфизм, гранат, глиноземистые гнейсы, ориентированные включения, протерозой, термобарометрия, Sm-Nd система.*

CONDITIONS OF METAMORPHISM OF GARNET-BEARING ALUMINOUS GNEISSES  
IN THE OREKHOV-PAVLOGRAD ZONE OF THE UKRAINIAN SHIELD

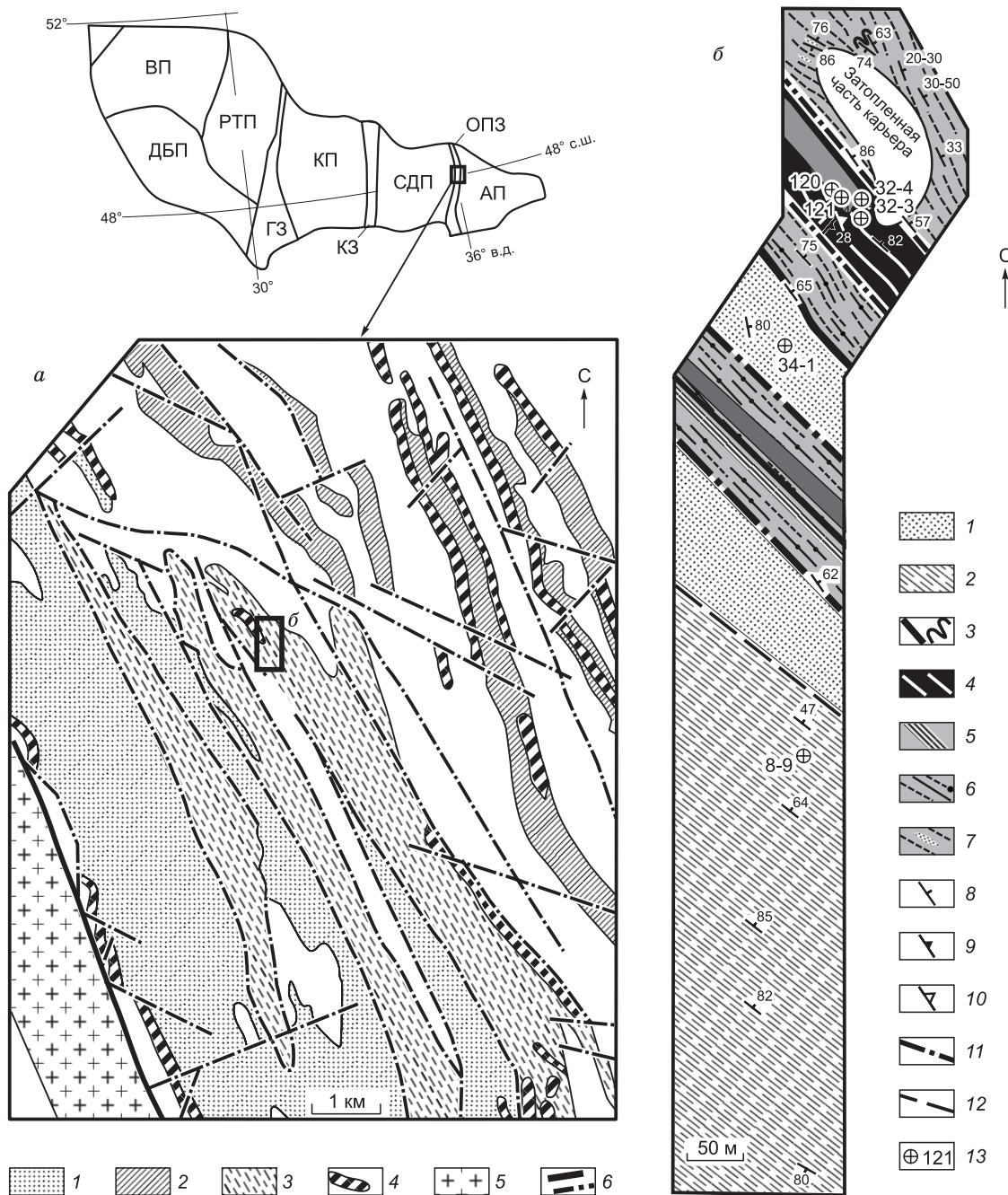
Sh.K. Baltybaev, A.V. Yurchenko, S.B. Lobach-Zhuchenko, V.V. Balagansky,  
O.L. Galankina, M.V. Morozov, and E.S. Bogomolov

Garnet-bearing aluminous gneisses in the Vasil'kovka area of the Orekhov-Pavlograd zone of the Ukrainian Shield were studied using the THERIAK-DOMINO, THERMOCALC, and WINTWQ software and mineral geothermobarometry methods. The stability fields of parageneses formed at the initial, peak, and post-peak metamorphic stages have been estimated:  $T = 500\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P > 7$  kbar,  $T = 800\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P \approx 8$  kbar, and  $T = 600\text{--}670\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P = 4.0\text{--}5.5$  kbar, respectively. A «clockwise» *PT* path has been established. Based on the aluminous gneiss, the age of metamorphism is determined as Paleoproterozoic ( $2014 \pm 11$  Ma). Unique regularly oriented acicular goethite microinclusions were described in garnet. In contrast to other known oriented Ti-bearing mineral inclusions in garnet, these goethite inclusions suggest not only extremely high *P* and *T* values (necessary for the formation of oriented Ti-bearing inclusions) but also a high oxygen fugacity. The obtained data broaden the concepts of the ways and conditions of formation of regularly oriented mineral phases in garnet.

*Metamorphism, garnet, aluminous gneisses, regularly oriented inclusions, Paleoproterozoic, thermobarometry, Sm-Nd system*

ВВЕДЕНИЕ

Орехово-Павлоградская зона (ОПЗ) представляет собой вытянутую шовную структуру между Среднеприднепровским и Приазовским тектоническим провинциями Украинского щита (рис. 1, врезка) и рассматривается рядом исследователей как палеопротерозойская коллизионная зона, формирование



**Рис. 1. Геологическая схема строения района исследования (а) и карта Васильковского участка (б) Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита.**

*а:* 1 — протерозойские породы: гнейсы биотитовые, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые, иногда графитсодержащие; 2—3 — нерасчлененные (архей—протерозой) кристаллосланцы двупироксеновые, гранат-двупироксеновые, гнейсы биотитовые и высокоглиноземистые, кварциты (2) и железистые кварциты (3); 4 — архейские мигматиты, кристаллосланцы, чарнокиты, гранатсодержащие и другие гнейсы; 5 — гранитоиды Среднеприднепровской провинции; 6 — разломы основные и второстепенные.

*б:* участок Васильковский: 1 — кварциты, 2 — породы железисто-кремнистой формации, 3 — дайка базитов, смятая в складки (вне масштаба), 4 — кристаллосланцы, 5 — бластомилониты по тоналиту, 6 — биотит-гранатовые гнейсы по тоналиту, 7 — тоналиты рассланцованные и мигматизированные, 8 — сланцеватость и полосчатость, 9 — мигматитовая полосчатость, 10 — реликтовая полосчатость в базитах, 11 — разломы, 12 — границы неуставленной природы, 13 — место отбора и номер пробы.

На врезке: схема тектонического строения Украинского щита (провинции: ВП — Волынская, ДБП — Днестровско-Бугская, РТП — Россинско-Тикичская, КП — Кировоградская, СДП — Среднеприднепровская, АП — Приазовская; шовные зоны: ГЗ — Голованевская, КЗ — Криворожская, ОПЗ — Орехово-Павлоградская).

которой обусловлено субдуцированием Среднеприднепровской плиты под комплексы Приазовской провинции [Щербаков, 2005 и ссылки в ней]. ОПЗ сложена глубокометаморфизованными, сложнодислоцированными осадочными и магматическими породами палеопротерозойского и архейского возрастов.

Полевые исследования показали, что метаморфические парагенезисы с гранатом встречаются только в палеопротерозойских породах и в узких тектонических зонах палеопротерозойской переработки архейских тоналитов [Лобач-Жученко и др., 2009]. Отсутствие гранатосодержащих парагенезисов архейского возраста позволяет целенаправленно изучить протерозойский этап метаморфизма, используя этот информативный минеральный парагенезис. Целью данной работы является реконструкция *PT*-режимов и стадийности метаморфизма палеопротерозойского времени путем анализа минеральных и химических преобразований в глиноземистых породах.

Рестаурация *PT*-режимов формирования полиметаморфических комплексов затруднена из-за многократного термального воздействия на породу, сопряженного, как правило, с разными деформационными событиями. Особенно сложно решается такая задача, если породы испытали гранулитовый метаморфизм, так как высокие температуры способствуют диффузионной подвижности химических элементов, ведущей к частичному или полному переуравновешиванию минеральных систем [Pattison, Begin, 1994; Fitzsimons, Harley, 1994; Pattison et al., 2003; и др.]. Учитывая это, предпочтительно использование минералов с низкими скоростями диффузии катионов, таких, например, как гранат [Pattison et al., 2003; Perchuk et al., 2009; Tigone, Ganguly, 2010; Лиханов и др., 2016], который часто сохраняет композиционную неоднородность при изменении физико-химических параметров среды [Spear, Selverstone, 1983; Spear, 1993]. Метаморфический гранат обычно имеет высокое Sm/Nd отношение, что позволяет также использовать его в качестве минерала-хронометра.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Термобарометрические оценки и расчет полей устойчивости минеральных парагенезисов выполнялись на основе программ THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987], TPF 2000 (ИЭМ РАН, авторы В.И. Фонарев и др.), THERMOCALC [Holland, Powell, 1998, 2011]. Были использованы термодинамические базы данных минералов и моделей твердых растворов JUN 92, B&A96 (Р. Берман, Л. Аранович, 1996—2005 гг.), TCDB 55 и модели активности для системы MnNCKFMASHTO [Holland, Powell, 1998; 2011].

Минеральные включения исследовались на Раман-спектрометре Renishaw InVia (СПГГУ, г. Санкт-Петербург) путем сравнения спектров рассеивания минералов.

Анализ содержания петрогенных и редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах выполнены в ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой ELAN-DRC-6100.

Анализ состава и строения минералов проводился в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭДС JED-2200. РЗЭ в гранате анализировались методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном зонде Cameca IMS—4F в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль).

Изотопный Sm-Nd анализ граната и U-Pb анализ монацита производились методом изотопного разбавления (ИГГД РАН, ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON. Избирательное растворение включений в гранате производилось серноокислотным выщелачиванием [Anczkiewicz, Thirlwall, 2003]. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста осуществлялось в программе ISOPLOT [Ludwig, 1999].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

В пределах ОПЗ распространены архейские интрузивные породы, слагающие комплекс фундамента и палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы палеочехла. На Васильковском участке (см. рис. 1, б) фундамент представлен метаморфизованными тоналитами возраста 3.5—3.6 млрд лет и прорывающими их дайками мафитов возраста 2.8 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 2010а,б]. Палеопротерозойский комплекс сложен глиноземистыми гнейсами и кварцитами с прослоями железисто-кремнистых пород и некоторым количеством кристаллосланцев. Наземные наблюдения и данные бурения показали, что перечисленные породы образуют ряд пластин северно-западного и субмеридионального простирания [Некряч, 1980; Азаров и др., 2005].

Глиноземистые гнейсы слагают несколько толщ (см. рис. 1, б) северо-западного (290—310°) простирания, залегающих субвертикально или с крутым падением преимущественно на северо-восток. Мощность толщ не превышает первые десятки метров, между ними находятся сопоставимые по мощности пластины кварцитов, амфиболитов и метатоналитов. Непосредственные контакты толщ сильно тектонизированны, по чередованию пластин с разной литологией можно предположить их первичные

стратиграфические соотношения. Породы мигматизированы, ориентировка мигматитовой полосчатости и гнейсовидности в целом совпадает с ориентировкой литологических границ. Некоторые пачки гнейсов секутся разноориентированными, обычно крупно- и гигантозернистыми гранитными жилами.

На рассматриваемом участке выделяются три этапа деформаций и структурно-метаморфической переработки в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Деформации  $D_1$  (палеоархейские?) сохранились как фрагменты наиболее раннего рассланцевания только в линзах тоналитов, и, по нашим наблюдениям, эта сланцеватость считается лейкосомой, предположительно имеющей возраст 3.5 млрд лет.

Деформации  $D_2$  (мезоархей?) выявлены в рассланцованных тоналитах и мафитовых дайках; судя по минеральным парагенезисам, они протекали в условиях амфиболитовой фации и привели к формированию сильно сжатых и изоклинальных складок с крутыми осевыми поверхностями, параллельно которым располагаются мигматитовые лейкосомы и линейные зоны рассланцевания. Шарниры складок и параллельная им линейность под пологими углами погружаются к юго-востоку на  $110\text{—}135^\circ$ .

Деформации  $D_3$  выявлены в архейских и палеопротерозойских породах в виде рассланцевания в условиях от амфиболитовой до гранулитовой ступени. Интенсивность рассланцевания растет к югу, к границе перехода от архейских тоналитов к метаосадочным комплексам палеопротерозоя. В зоне интенсивного рассланцевания  $D_3$  тоналитов появляются биотит-гранатовые гнейсы [Лобач-Жученко и др., 2009] и развиты микроклинсодержащие лейкосомы. Этап  $D_3$  определяет структурный план участка, в котором доминируют надвиги и взбросы к северо-востоку, отражающие сжатие по линии СВ-ЮЗ. Самые поздние структурные элементы фиксируются по агрегатам биотита в виде слабовыраженной линейности с крутым погружением на юго-запад.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГНЕЙСОВ

Макроскопически глиноземистые гнейсы выглядят как светло- и темно-серые грубозернистые породы с красно-розовыми шпировыми скоплениями граната. Состав их варьирует от  $Bt^* - Crd - Sil - Grt$  до  $Grt - Sil - Bt$ , реже они без высокоглиноземистых минералов. Количество Kfs вместе с Qtz увеличивается при мигматизации, с одновременной концентрацией Crd, Bt и Sil в меланосоме. Иногда Sil приурочен к зонам рассланцевания. Позднейшие изменения проявлены в виде слабой серицитизации Kfs и Pl и образования оксидов железа по темноцветным и рудным минералам.

Петрографический состав гнейсов варьирует: Bt (5—30 %), Grt (15—35 %), Crd (0—15 %), Sil (0—15 %), Qtz (20—40 %), Pl (10—25 %) и Kfs (15—25 %). В качестве аксессуарных минералов содержатся: Zrn, Ap, Mt, Mnz, Ru, Ilm и Py.

Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая, разномзернистая, гнейсовидная, участками микрогранобластовая, зернистость средняя, реже — крупная. Гнейсовидность подчеркивается ориентировкой Bt, Sil, иногда уплощенную форму имеют агрегаты Grt.

Гранат встречается в виде мелких зерен (первые мм) и крупных размером до 2 см и более (рис. 2, а, б). Крупные зерна имеют существенно гроссуляровое ядро (до 14—16 % grs), в то время как их краевые зоны содержат 3—7 % grs (табл. 1). По внутреннему строению выделяются два типа граната: 1) с обогащенным Ca ядром, слабым ростом содержания Mg и падением Fe к краевой зоне (см. рис. 2, в) и 2) практически гомогенные (см. рис. 2, г). Внешние зоны крупных зональных Grt имеют пироп-альмандиновый состав, сходный с составом мелких зерен ( $alm^{55-69}$ ,  $sps^{1-2}$ ,  $grs^{3-5}$ ,  $prp^{25-38}$ ). Другой особенностью крупных зерен Grt является значительное количество включений Bt, Sil, Pl, Qtz. В гранатах обоих типов также встречаются включения Ap, Ru, Ilm и Py.

Биотиты гнейсов условно подразделены на низко- и высокотитанистый типы: до 0.2 и 3—5 %, соответственно. В виде включений в Grt распространены более магнезиальные ( $mg\# > 0.65$ ) Bt, а в матриксе породы — с  $mg\# \sim 0.65$ . Содержание  $TiO_2$  в этих Bt примерно одинаковое — 3—5 мас. %. Низкотитанистый Bt развит по трещинам в Grt, что говорит о его относительно позднем происхождении.

Кордиерит ( $mg\# \sim 0.8$ ) образует агрегатные скопления в матриксе породы или каймы вокруг Grt. В нем встречаются лейсты Bt и кристаллы Sil; реже алюмосиликат отмечается в виде фибrolита.

Плагноклазы распространены в матриксе породы и как включения в Grt, их состав варьирует в пределах 30—45 an.

\* Сокращения для минералов и фаз: Als — алюмосиликат, And — андалузит, Ap — апатит, Bt — биотит, Chl — хлорит, Crd — кордиерит, Fsp — полевошпат, Ght — гётит, Grt — гранат, Ilm — ильменит, Hem — гематит, Kfs — калиевый полевошпат, Ku — кианит, L — расплав, Mnz — монацит, Ms — мусковит, Mt — магнетит, Орх — ортопироксен, Pl — плагноклаз, Py — пирит, Qtz — кварц, Ru — рутид, Sil — силлиманит, Zrn — циркон; an — анортит, alm — альмандин, ann — аннит, phl — флогопит, prp — пироп, grs — гроссуляр, sps — спессартин.

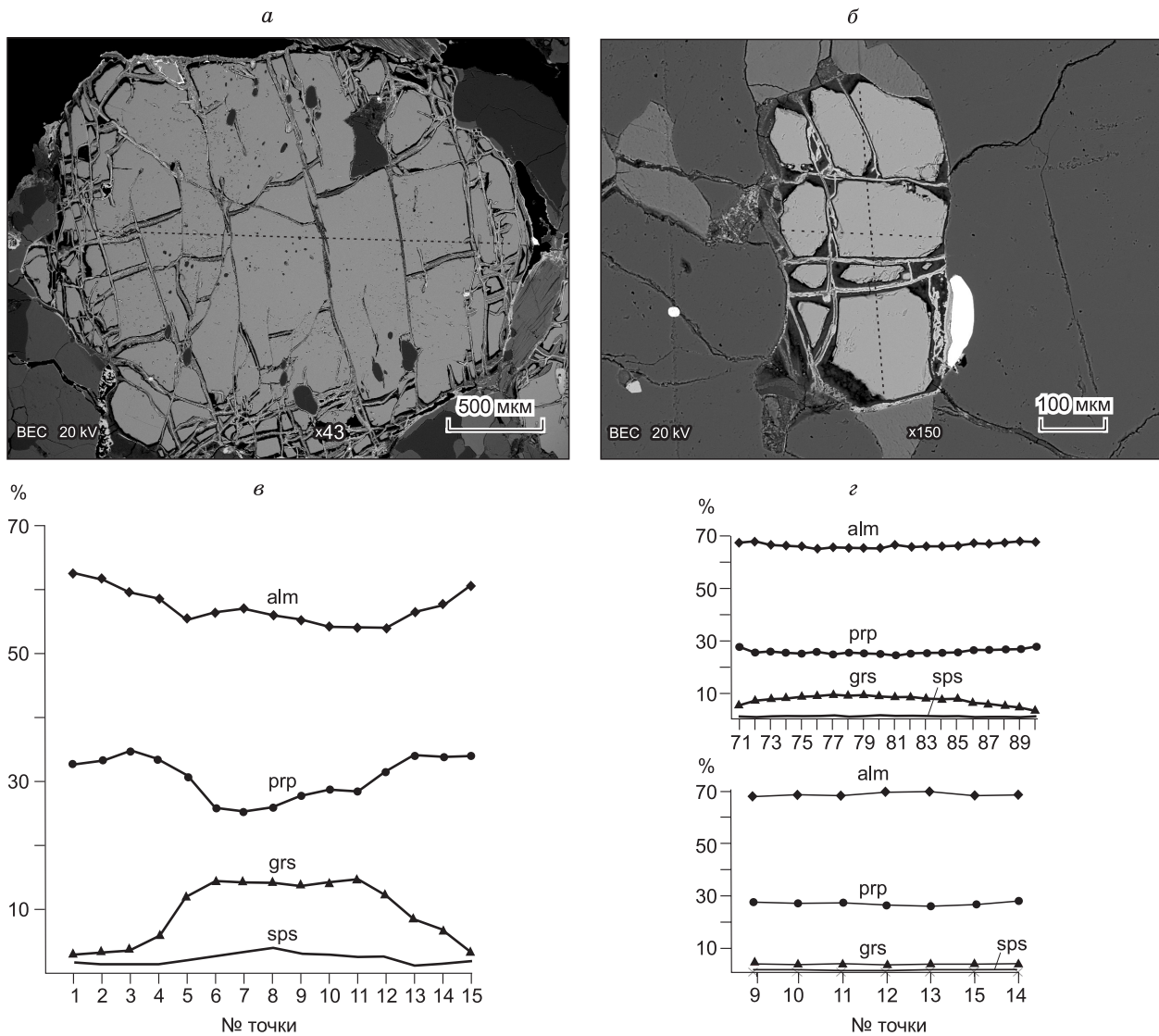


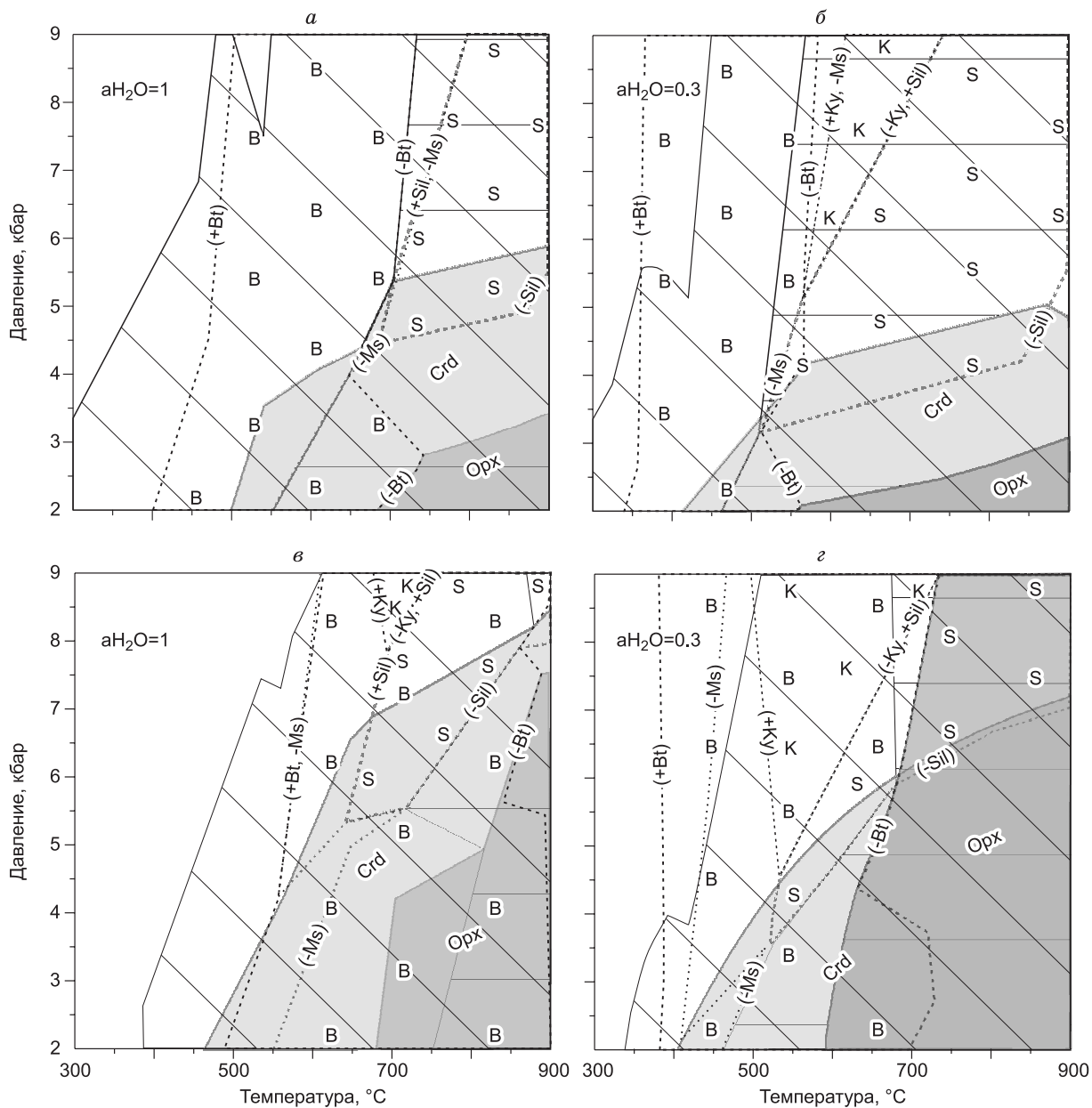
Рис. 2. Микрофотографии граната, сделанные на электронном растровом микроскопе.

*a* — зональное крупное зерно с высокогроссуляровым ядром (гроссуляр-пироп-альмандинный тип), *б* — слабозональное мелкое зерно (пироп-альмандинный тип), *в*, *г* — профили внутренней химической зональности гроссуляр-пироп-альмандинного и пироп-альмандинного типов граната. Направления профилей микрозонирования показаны штриховыми линиями, номера на оси абсцисса соответствуют номерам анализов.

**PT-условия метаморфизма глиноземистых гнейсов.** Термодинамический режим метаморфизма глиноземистых гнейсов оценивался с использованием химических составов пород и минералов с разными соотношениями Fe/Mg и Al/Ca, что имеет существенное влияние на сосуществование породообразующих минералов.

На диаграммах (рис. 3) показаны поля устойчивости минеральных парагенезисов с высоким (см. рис. 3, *a*, *б*) и относительно низким (см. рис. 3, *в*, *г*) Fe/Mg отношением в гнейсах. Рассчитанные минеральные парагенезисы соответствуют наблюдаемым в шлифах и согласуются с предположением о метаморфизме гнейсов в условиях гранулитовой фации. Для магнезиального гнейса UR 32-3 получено более широкое поле устойчивости Crd, чем для железистого UR 34-1. Высокотемпературными парагенезисами являются Grt+Kfs+Pl+Qtz+Sil+Ilm±Ru и Grt+Kfs+Pl+Qtz+Ilm±Ru(±Bt), которые по мере снижения *P* и *T* замещаются Crd и Bt парагенезисами, что также фиксируется петрографическими наблюдениями.

В глиноземистых гнейсах нет парагенезисов с Орх, которые присутствуют на Васильковском участке в породах основного состава. Орх оказался устойчив только при низких давлениях (см. рис. 3, *a*, *в*). Его поле устойчивости расширяется при снижении активности воды за счет более раннего температурного распада Bt в присутствии Qtz (см. рис. 3, *б*, *г*), в результате чего, помимо Орх или дру-



**Рис. 3.** Расчетные (на основе программы THERIAK-DOMINO) поля устойчивости метаморфических минеральных парагенезисов глиноземистых гнейсов при разной активности  $H_2O$ .

*a, б* — глиноземистый гнейс UR 34-1, *в, г* — высокомагнезиальный глиноземистый гнейс UR 32-3. Линиями выделены области развития полевых шпатов: плагиоклаза (диагональные) и калиевого полевого шпата (горизонтальные). Буквами показаны поля развития: В — биотита, К — кyanита, S — силлиманита. Появление или исчезновение минеральной фазы показано значками «+» и «-» соответственно. При моделировании использованы глиноземистые гнейсы следующих составов: обр. UR 34-1: Si (63.62) Al (17.99) Fe (10.02) Mg (1.92) Ca (1.00) Na (1.13) K (3.73); образец UR 32-3: Si (47.90) Al (27.27) Fe (8.46) Mn (0.10) Mg (9.91) Ca (1.43) Na (1.47) K (2.83). Подробности расчета приведены в тексте. Серым цветом выделены поля парагенезисов Opx и Crd.

ного безводного Fe-Mg минерала, образуется Kfs. В силу этого граница высокотемпературной области распада Bt (а при высокой активности воды — и Ms) практически совпадает с появлением Kfs (см. рис. 3).

В матрице гнейса UR 34-1 встречаются единичные зерна бурого Bt, по петрографическим наблюдениям их можно отнести к «гранулитовому» минеральному парагенезису. Если это так, то наблюдаемые парагенезисы отвечают высокотемпературной границе перехода от водосодержащих (биотитовых) парагенезисов к «сухим» гранулитовым.

Таблица 1. Выборочные составы минералов глиноземистых гнейсов

Компонент	Гранаты												Биотиты														
	Gr 3 121*	Gr 4t 120	Gr 1 120	Gr 2 120	Gr 116 34-1	Gr 124 34-1	Gr 1 32-4	Gr 68 32-4	Gr 0 32-3	Gr 54 32-3	Gr 55 32-3	Gr 31 32-3	Gr 1 8-9-1	Gr 8 8-9-1	Bt 22 121	Bt 33 120	Bt 36 120	Bt 46 120	Bt 6 32-4	Bt 8 32-4	Bt 29 8-9-1	Bt 30 8-9-1	Bt 21 32-3	Bt 38 32-3	Bt 34 34-1	Bt 29 34-1	
SiO <sub>2</sub> , мас. %	38.53	38.25	38.8	38.3	37.60	37.45	38.04	38.16	37.1	38.8	38.5	38	37.92	37.81	37.29	37.70	37.7	37.9	37.85	37.33	38.01	38.05	41.24	38.31	39.39	40.35	40.35
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.81	4.30	4.92	4.54	5.15	5.21	4.35	4.88	0.04	3.15	5.20	4.35	4.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.82	22.32	22.2	21.8	21.91	21.81	22.11	21.64	22	22.5	21.7	21.80	21.88	19.76	19.44	18.6	18.6	18.6	18.14	17.96	18.34	18.27	21.37	19.86	18.22	18.78	18.78
FeO	30.63	30.10	28.99	29.90	31.28	31.14	29.66	31.13	30.7	25.4	27.9	32.61	32.93	13.24	12.52	14.9	14.8	14.8	14.43	15.01	15.70	15.40	9.42	11.28	13.63	11.77	11.77
MnO	0.49	0.66	0.42	0.45	0.18	0.18	0.63	0.61	0.4	1.01	—	0.44	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	7.10	7.29	8.56	8.29	6.33	6.49	7.87	6.98	8.42	7.36	8.11	6.68	6.65	15.01	15.37	12.8	13	13.06	12.95	12.93	12.92	19.67	16.98	13.07	14.53	14.53	
CaO	1.42	1.38	1.03	1.33	2.71	2.94	1.70	1.48	1.45	5.48	5.41	1.82	0.84	0.73	—	0.24	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10.62	10.14	10.8	10.5	10.91	11.34	10.68	10.48	8.25	10.00	10.19	9.96	9.96
Si, ф.ед.	3.01	2.98	3.00	2.97	2.95	2.93	2.96	2.99	2.88	3	2.96	2.91	2.98	2.97	2.69	2.72	2.77	2.78	2.78	2.74	2.79	2.80	2.89	2.74	2.90	2.93	2.93
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.21	0.23	0.27	0.25	0.28	0.29	0.24	0.27	0	0.17	0.29	0.24	0.24
Al	2.01	2.05	2.03	1.99	2.03	2.01	2.03	2.00	2.01	2	2.04	1.96	2.02	2.03	1.68	1.65	1.61	1.61	1.57	1.56	1.59	1.58	1.77	1.67	1.58	1.61	1.61
Al <sup>IV</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.31	1.28	1.23	1.22	1.22	1.26	1.21	1.20	1.11	1.26	1.11	1.07	1.07
Al <sup>VI</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.38	0.38	0.38	0.38	0.35	0.30	0.38	0.38	0.66	0.41	0.47	0.53	0.53
Fe	2.00	1.96	1.87	1.87	1.97	1.92	1.86	2.01	1.76	1.63	1.58	1.56	2.12	2.13	0.80	0.76	0.91	0.90	0.89	0.92	0.96	0.95	0.55	0.67	0.84	0.71	0.71
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.07	—	0.03	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0.83	0.85	0.99	0.96	0.74	0.76	0.91	0.81	0.97	0.85	0.93	1.14	0.78	0.78	1.62	1.65	1.40	1.42	1.43	1.42	1.42	1.42	2.05	1.81	1.43	1.57	1.57
Ca	0.12	0.12	0.09	0.11	0.23	0.25	0.14	0.12	0.12	0.45	0.45	0.15	0.07	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	0.02	0.03	1.01	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.98	0.93	—	0.98	1.02	1.06	1.00	0.98	0.74	0.91	0.96	0.92	0.92
ppp, %	28	29	33	32	25	26	31	27	34	28	31	40	26	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
alm	67	66	63	63	67	65	63	67	61	54	54	54	71	72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sps	1	1	1	1	0	0	1	1	1	2	0	1	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
grs	4	4	3	4	7	8	5	4	4	15	15	5	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	71	70	65	66	73	72	67	71	64	66	63	58	73	73	33	31	39	39	38	39	40	40	21	27	37	31	31





Таблица 2. Результаты геотермобарометрии глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ

Биминеральные геотермометры	Grt-Bt <sup>c</sup>	Grt-Bt <sup>r</sup>	Grt-Crd <sup>c</sup>	Grt-Crd <sup>r</sup>		
	T, °C					
[Thompson, 1976]	615—667	566—615	712—750	571—604		
[Holdaway, Lee, 1977]	604—629	561—585	687—719	567—595		
[Лаврентьева, Перчук, 1981а, б]	645—580	605—543	680—719	560—594		
Геотермобарометры	Crt <sup>c</sup> -Crd <sup>c</sup> -Als-Qtz		Crt <sup>r</sup> -Crd <sup>r</sup> -Als-Qtz		Crt <sup>r</sup> -Crd <sup>r</sup> -Als-Qtz	
	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар
[Perchuk et al., 1984]	751	7.9	726	7.6	600	5.2
[Aranovich, Podlesskii, 1989] Crd	769	5.3	745	5.1	688	4.1
» H <sub>2</sub> O Crd	784	8.0	759	7.8	699	6.4
» CO <sub>2</sub> Crd	776	6.6	751	6.4	692	4.9

Примечание. <sup>c</sup> — центр, <sup>r</sup> — край. Расчеты произведены с использованием компьютерной программы TPF 2000 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка, авторы В.И. Фонарев, А.А. Графчиков, А.Н. Конилов, Д.М. Солтанов).

Наиболее магнезиальный Crd в гнейсе (UR 32-3) устойчив на гранулитовой ступени при давлении 7—8 кбар (рис. 3, в, з). Это на 2—3 кбар выше устойчивости Crd в более железистых системах (для сравнения — UR 34-1, рис. 4, а, б). Поскольку Crd замещает Grt, то можно заключить, что давление на пиковой гранулитовой ступени метаморфизма было выше 7 кбар (см. рис. 3, в). В менее магнезиальном гнейсе UR 34-1 Crd отсутствует, что указывает на давление не ниже 5—6 кбар в гранулитовую стадию метаморфизма (рис. 3, а, б).

Расчет минеральных реакций на основе THERMOCALC показал сходную последовательность образования минералов (рис. 4). Оба метода (THERIAK-DOMINO, THERMOCALC) указывают на вероятность частичного плавления глиноземистых гнейсов при *T* выше 680—700 °C и активности воды не ниже 0.7. Снижение *a*H<sub>2</sub>O до 0.3—0.1 повышает температуру начала плавления гнейсов на 100—150 °C при предполагаемых давлениях.

Применение методов минеральной геотермобарометрии дало *P* и *T* оценки, близкие к приведенным выше для глиноземистых пород (табл. 2).

Данные моделирования в сочетании с результатами минеральной термобарометрии позволяют ограничить *PT*-параметры разных стадий метаморфизма.

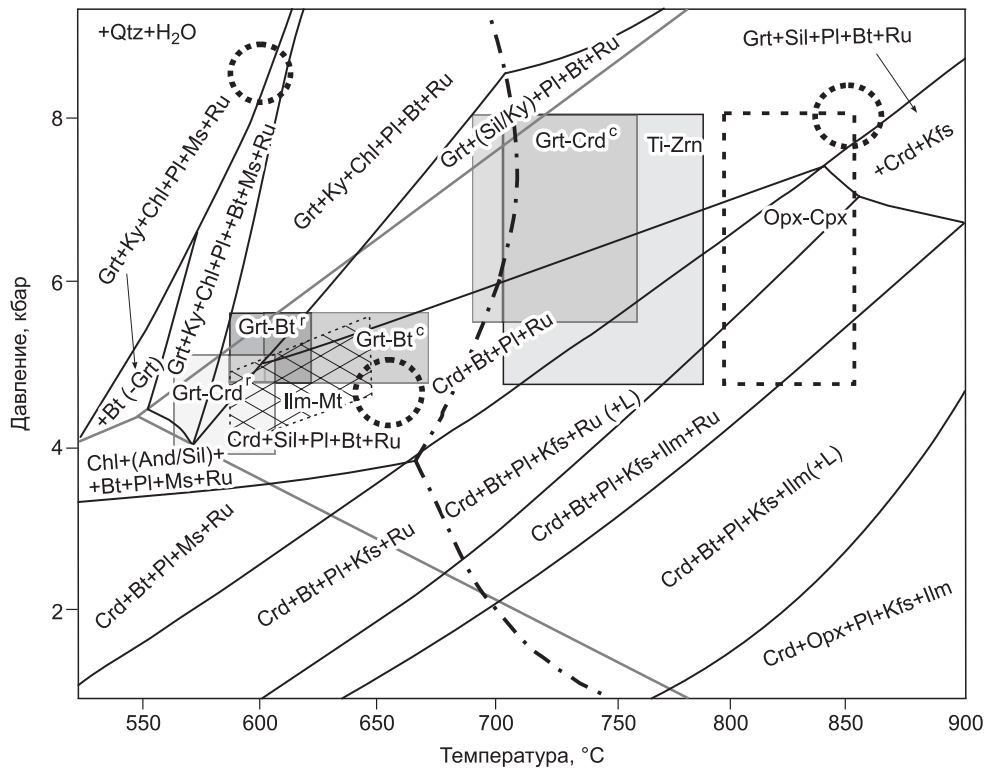
Малочисленность сохранившихся минералов **ранней стадии** метаморфизма препятствует использованию полноценной минеральной геотермобарометрии для этого этапа. Поэтому начальные условия метаморфизма определялись по сохранившемуся «раннему» химическому составу ядер крупных зерен Grt, а также по составу минералов-включений (Bt, Pl) в таких гранатах. Расчет с помощью THERIAK-DOMINO показал, что Grt с содержанием grs 10—20 %, prp 20—25 %, характерным для ядерных зон, образуется лишь в *PT*-области: *T* ~ 580—625 °C и *P* не ниже 7—8 кбар. Такой же температурный диапазон получен по реакциям Fe-Mg обмена в минеральной паре Bt (включение) и Grt с использованием TPF 2000.

**Высокотемпературная пиковая стадия** метаморфизма (*T* > 800 °C, *P* = 7—9 кбар) оценивается по полям устойчивости минеральных парагенезисов на расчетных *PT*-диаграммах (см. рис. 3, 4), соответствующих эмпирически наблюдаемым. Близкие температурные оценки были получены ранее [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] для пород основного состава с использованием дупироксеновых геотермометров (рис. 4).

Изменения на **регрессивной стадии** метаморфизма проявились на минеральном уровне в виде образования Crd и Bt. Составы этих минералов с учетом состава Pl в парагенезисе с Qtz и Sil и состава краевых зон зерен Grt позволяют оценить методами классической термобарометрии (см. табл. 2, рис. 4) смену условий метаморфизма от начальных *T* ~ 780—700 °C, *P* ~ 8—6 кбар до заключительных *T* ~ 675—550 °C, *P* ~ 5.8—4.0 кбар. По содержанию Ti в цирконе палеопротерозойского возраста получены температуры, близкие с данными термометрии по Fe-Mg обмену Crd-Grt<sup>c</sup> пары (см. рис. 4).

Методом THERIAK-DOMINO рассчитаны изменения мольных долей минералов и их составов вдоль предполагаемого *PT*-тренда (рис. 5) с координатами: *T* = 500 °C, *P* = 8 кбар, пиковой по температуре *T* = 825 °C, *P* = 8 кбар и постпиковой *T* = 635 °C, *P* = 4.7 кбар.

**Прогрессивный тренд** (500→825 °C) представлен моделью расчета без изменения валового состава системы (см. рис. 5, а, б) и с фракционированием Grt, предполагающим изменение состава системы из-за потребления части компонентов растущим Grt (см. рис. 5, в, з). Принятое в расчетах 30 %-е фракционирование Grt примерно соответствует доле высококальциевого Grt в крупных зернах. Оба ва-



**Рис. 4.** Расчетные поля устойчивости минеральных парагенезисов метаморфического глиноземистого гнейса (UR 34-1) на основе программы THERMOCALC и результаты классической минеральной термобарометрии с использованием программы TPF 2000 для парагенезисов Grt-Bt-Crd (+Sil)-Pl-Kfs-Qtz.

Для сравнения также приведены данные биминеральной Cpx-Opx, Ilm-Mt термометрии и оценка температуры по содержанию Ti в цирконе [Ferry, Watson, 2007] из других ассоциирующихся с глиноземистыми гнейсами пород Васильковского участка. При парном использовании составов зональных минералов их центральные части выделены индексом «с», а краевые — «г». Диапазоны давления для термометров принимались по данным Grt-Crd-Als-Qtz, Grt-Pl-Als-Qtz геобарометрии. Штрихпунктирной линией показана область начала парциального плавления пород с повышением температуры, а предполагаемые начальные координаты ранней, пиковой и постпиковой стадий метаморфизма — кружками. Другие пояснение даны в тексте.

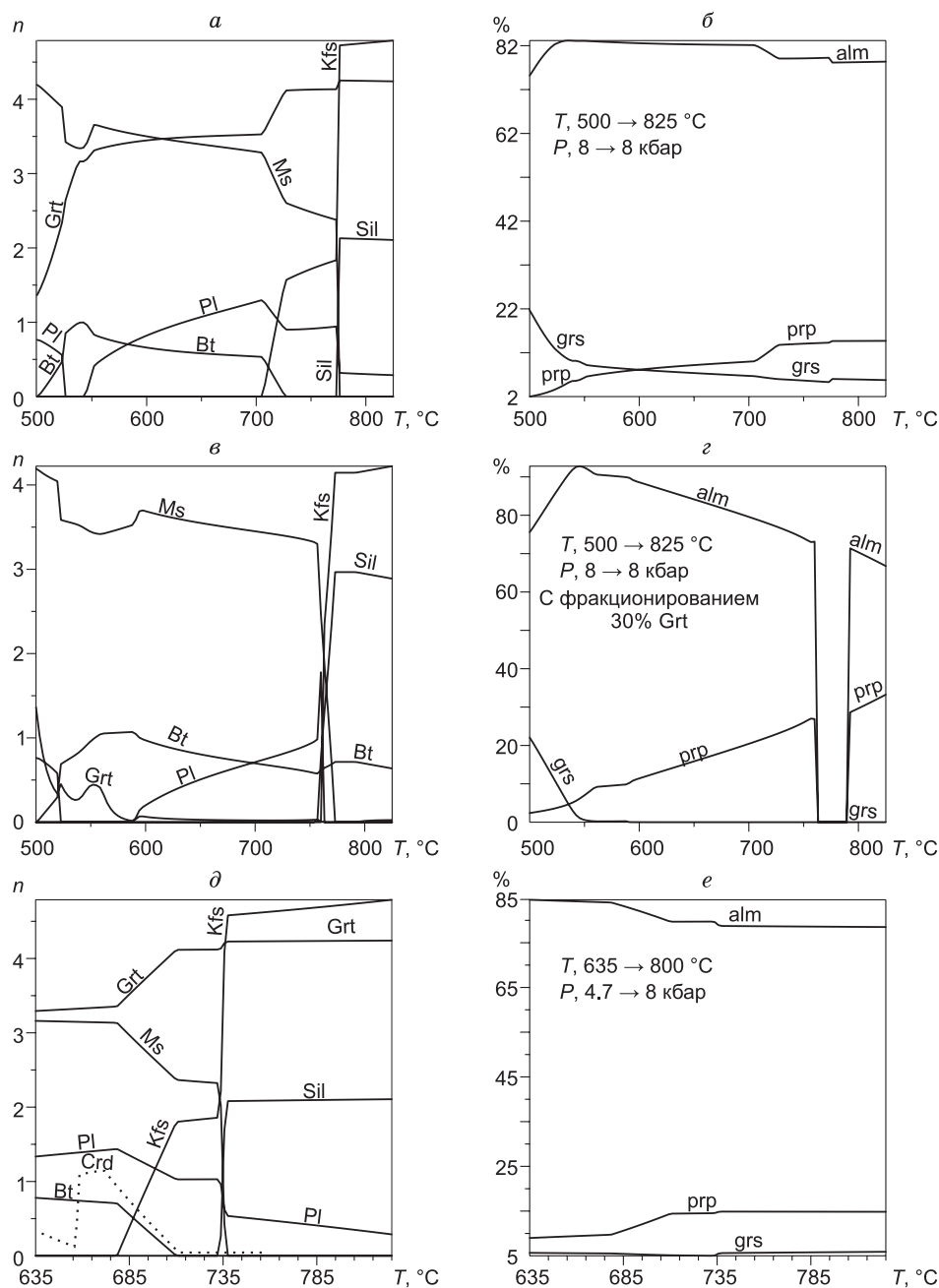
рианта моделирования достаточно адекватно описывают смену минеральных парагенезисов при прогрессивном метаморфизме. Например, изменение состава Grt на *PT*-траектории (см. рис. 5, б, з) хорошо описывает фактически наблюдаемую в нем зональность (см. рис. 2, в). Также при фракционной кристаллизации Grt (см. рис. 5, в, з) система истощается компонентами, необходимыми для роста Grt, соответственно, его содержание падает до нуля, и лишь при высоких температурах (выше 760 °C), благодаря разложению других минеральных фаз, образуется новый гранат – prp-alm состава. Такой гранат описывался выше как Grt 2.

**Регрессивный тренд** (825→635 °C, см. рис. 5, д, е) характеризуется появлением слюд и постепенным или резким снижением содержания Grt, Kfs и Sil в породе. В более магниезиальных породах на этом этапе образуется также Crd (см. рис. 5, д). Разница между расчетными содержаниями минералов и петрографическими наблюдениями в изученных гнейсах заключается лишь в преобладании биотита над мусковитом: последний распространен в наиболее кислых породах, включая кварциты.

#### ЗАКОНОМЕРНО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ГЁТИТА В ГРАНАТЕ

В гранате глиноземистого гнейса UR 34-1 встречены закономерно расположенные игольчатые минеральные включения. Они морфологически сходны с включениями в гранатах [Zhang et al., 1999, 2003; Hwang et al., 2007; Перчук, 2008; Ague et al., 2012] из метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений, но отличаются гётитовым составом [Юрченко и др., 2012].

В гнейсе присутствуют два типа Grt (см. рис. 2, а, б). Первый (Grt 1), содержащий ориентированные игольчатые включения, преобладает, имеет изометричные формы и размеры зерен от 1—2 мм и более. Гранат второго типа (Grt 2), без каких-либо включений, встречается в единичных зернах не крупнее

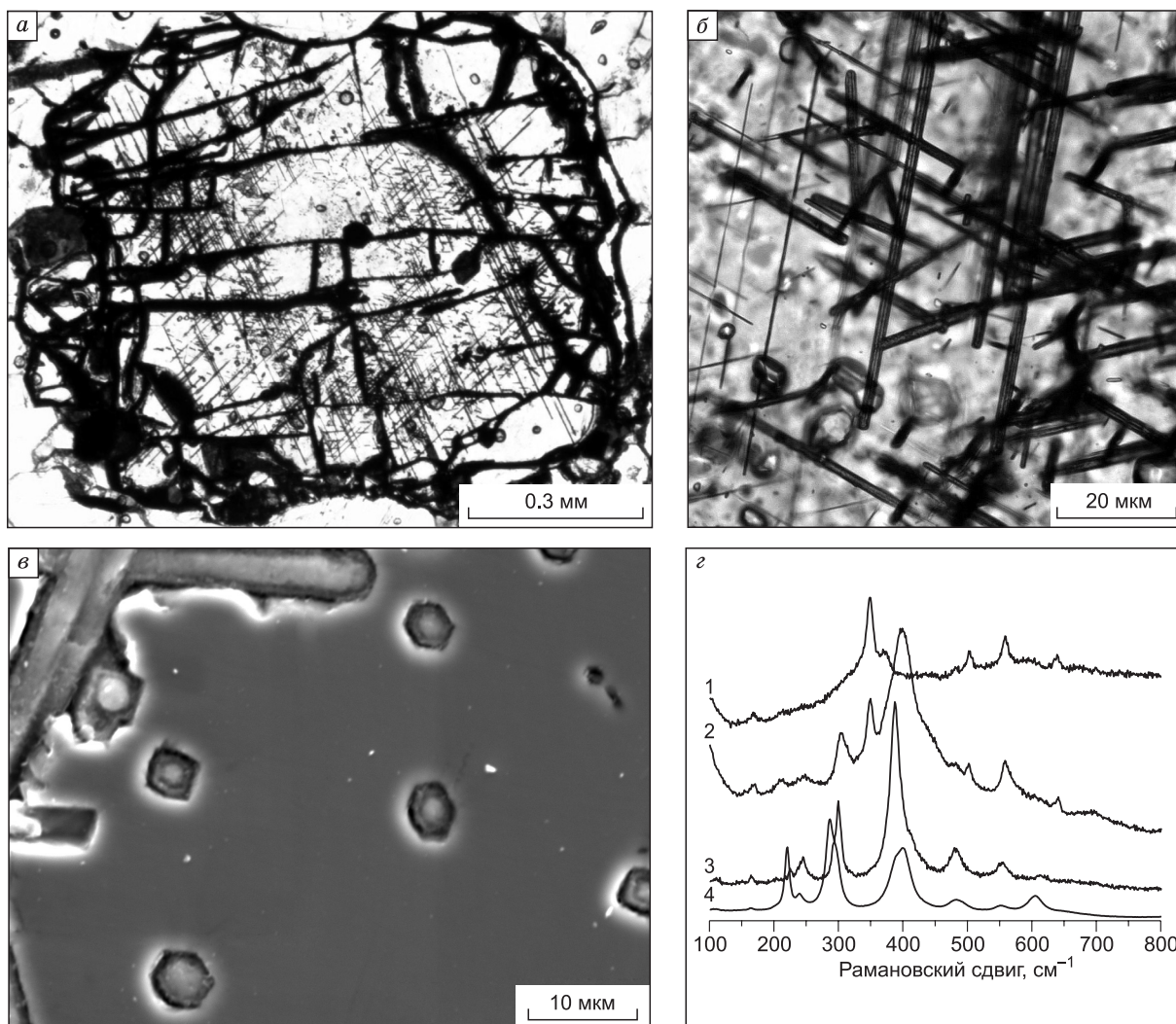


**Рис. 5. Изменение содержания главных минералов в глиноземистых гнейсах с изменением  $P$  и  $T$  вдоль линий предполагаемого прогрессивного и регрессивного трендов метаморфизма и сопряженное с этим изменение химического состава гранатов.**

*a, б* — диаграммы для прогрессивной ветви метаморфизма 500—825 °С, 8 кбар; *в, з* — аналогичные *a, б*, но с фракционированием 30 об. % граната; *д, е* — диаграммы для регрессивной ветви метаморфизма от 825 °С, 8 кбар до 635 °С, 4,7 кбар. Пунктирной линией показано (на диаграмме *д*) содержание кордиерита, возникающего при регрессивном метаморфизме высокомагнезиального глиноземистого гнейса. При моделировании использованы те же составы глиноземистых гнейсов, что и на рис. 3. Содержание минералов приводится в молях ( $n$ ).

0.3—0.5 мм и слегка удлинённой формы. Grt 2 приурочен к лейкократовой части породы, образовавшейся при мигматизации. Кроме Grt 1, Grt 2 (суммарно 20—25 об. %) гнейс содержит Bt (3—5 об. %), Kfs (~20 об. %), Pl (до 5—10 об. %), Qtz (до 40 об. %) и Sil (до 10 об. %) и единичные зерна Ap, Ilm, Zrn, Ru.

Кроме внешнего вида гранаты отличаются и составами: Grt 1 ( $\text{prp}^{25-27}\text{alm}^{67-69}\text{sps}^0\text{grs}^{8-4}$ ) зональный, в целом более кальциевый и менее магнезиальный. У Grt 2 распределение Ca, Mg, Fe однородное ( $\text{prp}^{27}\text{alm}^{69}\text{sps}^0\text{grs}^4$ ). Оба Grt имеют значительное количество разноориентированных трещин, заполненных преимущественно гидроксидами железа. По Grt 1 развивается вторичный Bt, что для Grt 2 не характерно.



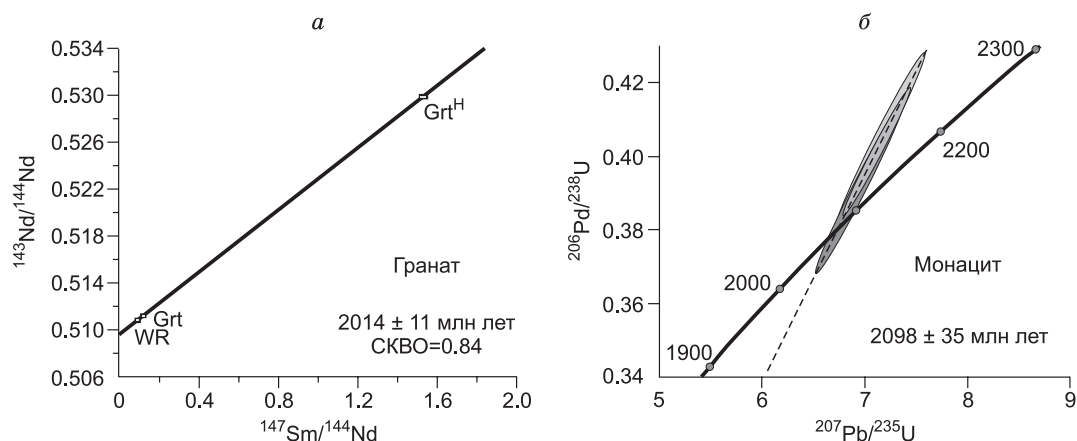
**Рис. 6. Закономерно ориентированные включения игольчатых фаз в гранате.**

*a* — распределение игольчатых включений внутри зерна граната (увел. 20, николи ||). Хорошо видно, что игольчатые включения отсутствуют в ядре зерна, а также на периферии; *б* — детализация участка с закономерно ориентированными игольчатыми включениями (увел. 50, николи ||); *в* — BSE COMPO электронно-микроскопическое изображение ориентированных включений. Хорошо видны дипирамидальные, шестигранные формы в поперечных срезах включений и концентрическая зональность; *г* — рамановские спектры граната и ориентированных включений в нем: 1 — спектр граната, 2 — микроигольчатое включение (комбинация спектров гётита и граната), 3, 4 — спектры гётита из образца сравнения при точечном и линейном сканировании радиально-лучистого агрегата.

Игольчатые включения в Grt 1 распределены по всему объему зерна за исключением краевых зон и небольшой области в центре (рис. 6, *a*). Ориентированные включения в ядрах отсутствуют у наиболее крупных зерен, тогда как в зернах меньшего размера такие включения есть. Вероятно, в последнем случае срезы проходят не через центр зерен граната: этим можно объяснить и наблюдаемый в шлифах относительно меньший размер таких зерен.

С помощью оптической и электронной микроскопии выявлена устойчивая «ромбовидная» ориентировка игольчатых кристаллов (см. рис. 6, *б*) с острыми углами  $\sim 70^\circ$ . В перпендикулярных удлинению сечениях наблюдаются дипирамидальные, ромбовидные или шестигранные формы с признаками концентрической зональности (см. рис. 6, *в*).

В игольчатых включениях преобладают оксиды Fe. Точный количественный анализ состава затруднен из-за их малых размеров ( $(3-5) \times (10-100)$  мкм), сопоставимых с площадью воздействия электронного пучка микроанализатора. Вероятно, по этой причине наблюдались пики Si, Al, входящих в структуру вмещающего граната, а также Ti, Mg и Mn — от долей процента до первых единиц. Усредненный по многим замерам состав включений в пересчете на оксиды:  $\text{SiO}_2 = 10-25$ ,  $\text{MgO} = 0-2$ ,



**Рис. 7. Результаты Sm-Nd и U-Pb изотопного датирования граната и монацита из изученных гранатосодержащих гнейсов.**

*а* — Sm-Nd изохрона для граната. WR — порода, Grt — монофракция граната, Grt<sup>H</sup> — гранат, обработанный серной кислотой; *б* — U-Pb диаграмма с конкордией для монацита. Фигуративные точки составов монацита расположены несколько выше линии конкордии, что указывает на нарушение U-Pb изотопной системы.

MnO = 0—2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 6—16, TiO<sub>2</sub> = 0—9, FeO = 60—80 мас. %. Как отмечалось выше, часть этих элементов, скорее всего, входит в структуру Grt. Поэлементное картирование на растровом микроскопе показало, что наибольшая примесь титана характерна для центральной части некоторых зерен, в то время как остальные элементы распределены более или менее равномерно.

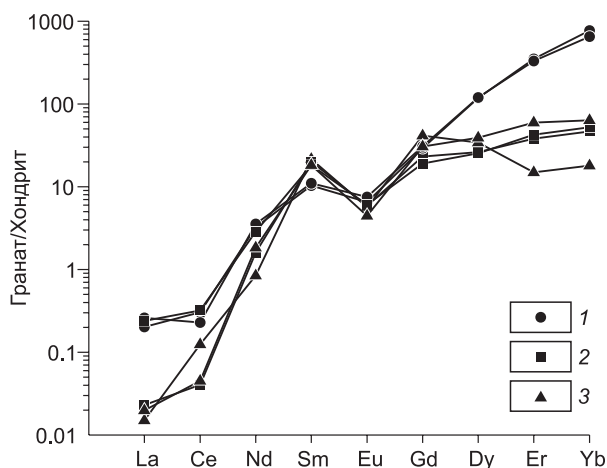
Изучение игольчатых включений с помощью Раман-спектроскопии позволило выявить полосы комбинационного рассеяния, соответствующие гётиту ( $\alpha$ -FeOOH): 246, 305, 482, а также широкий максимум 399 см<sup>-1</sup>, представляющий собой суперпозицию нескольких полос (см. рис. 6, *з*). Эти полосы мало перекрываются с полосами спектра граната и отличаются от спектра других минералов, включения которых возможны в гранате (рутил, ильменит, магнетит и титанит). От наиболее похожего спектра гематита полученный спектр отличается меньшим количеством полос, иным соотношением их интенсивностей, меньшей полушириной и сдвигом максимумов на 5—15 см<sup>-1</sup> в сторону больших частот. В совокупности приведенные данные позволяют заключить, что игольчатые включения представлены гётитом.

### ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ МЕТАМОРФИЗМА ГНЕЙСОВ

Для оценки времени метаморфизма гнейсов были выполнены Sm-Nd изотопные исследования граната (UR 34-1) и U-Pb исследования монацита (UR 2).

Трехточечная Sm-Nd изохрона (рис. 7, *а*, табл. 3) выявила возраст, равный 2014±11 млн лет. Этот возраст совпадает в пределах аналитической погрешности с возрастом граната 2004±18 млн лет из рассланцованных метатоналитов [Лобач-Жученко и др., 2009].

Содержание РЗЭ в гранатах коррелирует с внутренней химической зональностью граната (рис. 8). Снижение содержания тяжелых РЗЭ в краевых частях граната, вероятно, связано с одновременной кристаллизацией палеопротерозойских популяций циркона [Lobach-Zhuchenko et al., 2014], потребляющих эти элементы. Профиль содержания РЗЭ, построенный через зерно граната, имеет симметрич-



**Рис. 8. График распределения РЗЭ в метаморфическом гранате зонального строения (глинозистый гнейс UR 34-1).**

1 — ядро граната, 2 — промежуточная часть, содержащая ориентированные включения гётита, 3 — краевая зона. Снижение содержания тяжелых РЗЭ в краевой зоне зерен граната, возможно, связано с конкурентным перераспределением их в синхронно растущий циркон.

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований граната

Образец, фракция	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$t_{\text{DM}}$ , млн лет
	г/г				
UR 34-1, вал	4.587	30.39	0.0912	0.510860±7	2830
UR 34-1, гранат	5.314	26.74	0.1201	0.511226±7	—
UR 34-1, гранат H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	2.154	0.854	1.530	0.529931±12	—

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований монацита

Образец, навеска монацита, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Th/U	Возраст, млн лет		
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_a$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_b$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_b$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
UR-2, 0.56	5660	1190	9936	0.12790	12.4478	7.1243	0.40398	0.99	42.30	2087.4	2127.1	2069.3±0.6
UR-2, 0.33	6985	1571	12257	0.12925	11.970	6.9750	0.39139	0.99	40.67	2129.3	2108.3	2087.9±2.7
UR-2, 0.38	7981	1770	5768	0.12821	11.7449	7.13518	0.40365	0.99	39.91	2185.8	2128.4	2073.5±1.1

Примечание. <sup>a</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; <sup>b</sup> изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho — коэффициент корреляции погрешностей отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

ное строение, что может косвенно указывать на отсутствие нарушения Sm-Nd системы граната с момента кристаллизации минерала.

Возраст монацита из гранатсодержащего гнейса получился древнее (2098 млн лет, см. рис 7, б; табл. 4). Некоторое расхождение с Sm-Nd возрастом граната, вероятно, связано с нарушением U-Pb изотопной системы монацита. Учитывая, что палеопротерозойский возраст (2004—2014 млн лет) метаморфического граната подтвержден минеральными Sm-Nd изохронами двух разных пород, а также то, что для района известна U-Pb датировка монацита ~2015 млн лет [Щербак и др., 2005], время формирования гранатсодержащих парагенезисов гнейсов можно уверенно ограничить интервалом 2.0—2.1 млрд лет.

### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Химические и изотопные составы метаморфических минералов активно используются для определения *PT-t*-режимов образования минеральных парагенезисов [Hollister, 1966; Spear, Selverstone, 1983; Lasaga, Jiang, 1995; Ganguly et al., 1996; O'Brien, 1999; Cooke et al., 2000; Escuder-Viruet et al., 2000; Spear, Daniel, 2001; Лиханов и др., 2016].

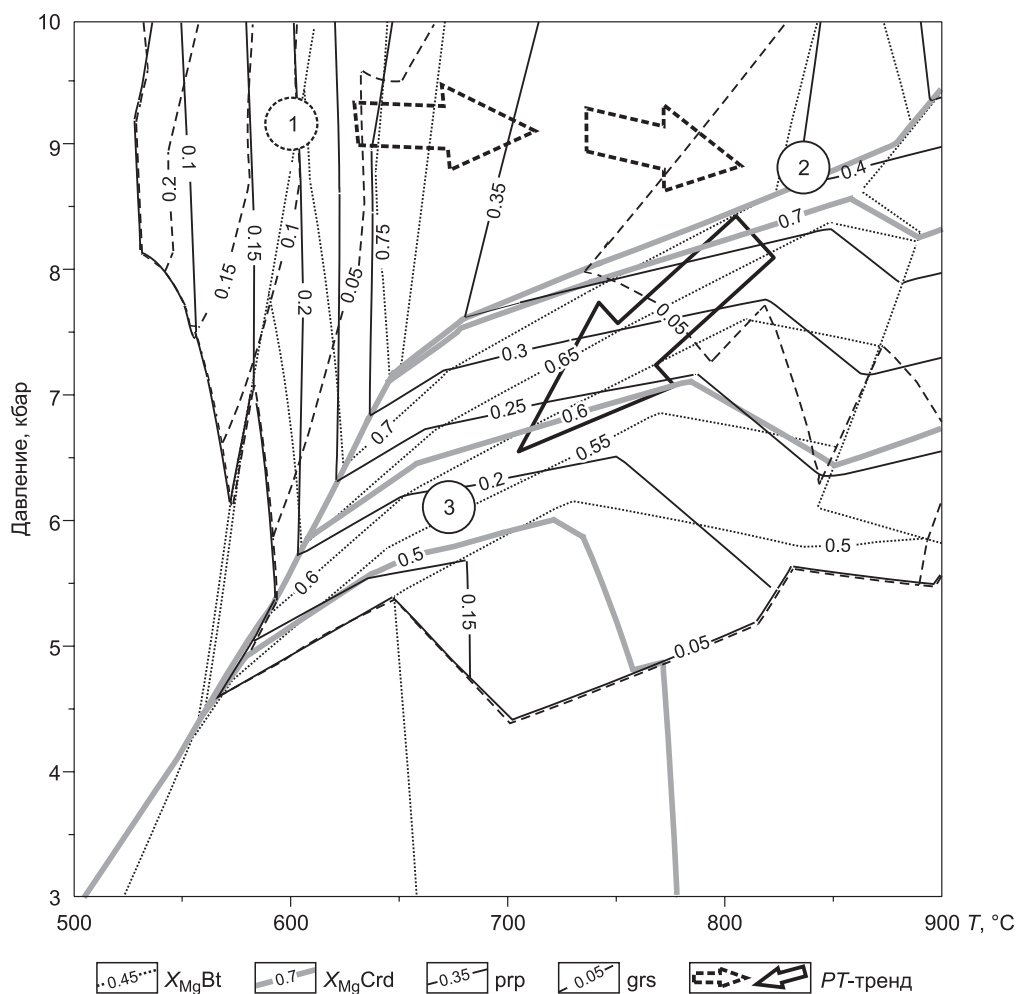
Наибольшая сложность применения термодинамического моделирования заключается в адекватном описании моделей смешения твердых растворов. Используемые в работе термодинамические базы минералов и моделей твердых растворов составлены при взаимном согласовании множества экспериментальных данных [Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996; Holland, Powell, 1998, 2011]. Близкие оценки режимов метаморфизма глиноземистых гнейсов, полученные с разными термодинамическими базами минералов, дают основание считать, что *PT*-параметры и тренд метаморфизма (рис. 9) соответствуют реальности.

Стадийность палеопротерозойского этапа метаморфизма выявляется в первую очередь благодаря композиционной неоднородности граната. Существует представление, что ростовая зональность граната является следствием фракционной кристаллизации и отражает изменение концентрации химических элементов в матрикс породы [Marmo et al., 2002]. Природные наблюдения позволяют выделить три типа равновесия растущего граната с матриксом [Chernoff, Carlson, 1997; Konrad-Schmolke et al., 2005]:

- 1) гомогенная равновесная кристаллизация всех минеральных фаз породы, включая гранат;
- 2) фракционная равновесная кристаллизация, при которой все фазы кроме граната гомогенные и равновесны между собой, у граната лишь края зерен равновесны с окружающими минералами, а его внутренняя часть изолируется и консервирует ранний состав;
- 3) фракционная неравновесная кристаллизация, при которой все фазы кроме граната гомогенные и равновесные, а края зерен граната находятся в равновесии с матриксом только в отношении тех элементов, которыми богат матрикс.

Наши данные в большей степени соответствуют второй модели, подразумевающей фракционную равновесную кристаллизацию минералов.

Гранат устойчив на большей части предлагаемого *PT*-тренда и лишь на регрессивном этапе частично замещается биотитом и/или кордиеритом. Учитывая, что железо в составе гётитовых включений в гранате находится в трехвалентной форме, их образование происходило в окислительных условиях.



**Рис. 9. *PT*-координаты и реставрационный тренд эволюции метаморфизма глиноземистых гнейсов.**

Цифрами в кружках показаны усредненные координаты ранней (1), пиковой (2) и послепиковой (3) стадий метаморфизма. Предполагаемая часть тренда лишь с частично сохранившимися минеральными парагенезисами ранней стадии метаморфизма показана штриховыми стрелками.

Такие условия обычно характерны для регрессивных стадий метаморфизма, когда существенно возрастает роль водного флюида. Но, судя по положению ориентированных включений гётита в промежуточной зоне зерен граната, окислительные условия должны бы на прогрессивном участке *PT*-тренда, на стадии роста граната. Отметим, что фугитивность кислорода ( $\lg O_2$  для  $P \sim 10$  кбар) для переходной реакции ( $Fe^{2+}$ ) магнетит  $\leftrightarrow$  ( $Fe^{3+}$ ) гематит или гётит ( $+H_2O$ ) при предполагаемых температурах кристаллизации граната 700—900 °C находится в пределах  $-12 \dots -16$ .

Среди обсуждаемых механизмов возникновения ориентированных включений в гранате [Zhang, Liou, 1999; Zhang et al., 2003; Hwang et al., 2007; Перчук, 2008; Ague, Eckert, 2012; и др.] можно выделить три основных: 1) унаследование и консервирование ранее существовавших ориентированных включений, 2) растворение/выделение компонентов из структуры граната при меняющихся параметрах минералообразования, 3) разрушение зерен граната с последующим залечиванием трещин и малоразмерных каналов минеральными фазами.

Достаточно хорошо известны ориентированные включения титансодержащих минеральных фаз — рутила, ильменита и сфена, которые возникают при экстремально высоких *PT*-параметрах, благоприятных для вхождения Ti в структуру граната [Hwang et al., 2007]. Образование таких включений объясняют снижением *P* и *T*, вызывающем «отторжение» Ti из структуры граната. Для включения гётитового состава можно было бы предположить реакцию окисления Fe-Mg граната с образованием магнетита (и дальнейшим окислением до гётитового состава):  $alm + O_2 = prp + Fe_3O_4$  (магнетит) [Савко, Кальмуцкая, 2002].

Но в рассматриваемом случае в зоне образования многочисленных включений гётита не происходит комплементарного обогащения граната пироповым миналом. Важно также, что такая реакция сама по себе не объясняет закономерной ориентировки гётитовых включений внутри зерна граната.

Маловероятно также, что гётит мог появиться вследствие преобразования минерала иного состава, ранее существовавшего в гранате, например, титансодержащих рутила или ильменита, так как нет признаков растворения и выноса (малоподвижного) титана. Против этого предположения говорит и практическое отсутствие титана в гранате.

Согласно ориентировке вытянутых включений кристаллов гётита, они, скорее всего, должны располагаться вдоль определенных кристаллографических направлений, сходящихся под углом  $\sim 70^\circ$ . Такой угол (согласно расчету  $70.5^\circ$ ) возможен, если включения ориентированы вдоль ребер ромбододекаэдра  $\langle 111 \rangle$  граната. Ростовые ступени на  $(110)$  ориентированы вдоль  $\langle 111 \rangle$ , а перпендикулярны к ним —  $(211)$ . В таком случае, при росте граната возникает входящий угол, где зарождение новой фазы может быть облегчено (данные А.Г. Штукенберга, СПбГУ). При минимальном подобии решеток, когда поверхностная энергия хотя бы незначительно понижается при образовании сростаний, зарождение новых фаз наиболее вероятно в торцах ростовых ступеней — естественных входящих углах и неровностях грани. Подобное происходит при эпитаксиальном зарождении  $\text{SrSO}_4$  на ступенях спайности  $\text{BaSO}_4$  [Sánchez-Pastor et al., 2005].

Ориентированные включения приурочены только к промежуточной части зерен граната, которые характеризуются меньшей кальциевостью и умеренной магниальностью по сравнению с ядрами. При этом более магниальные составы внешних зон гранатов и их минеральные парагенезисы указывают на условия метаморфизма гранулитовой ступени.

Учитывая вышесказанное, можно предположить возникновение ориентированных включений в результате совместного роста граната и гётита при специфических высокотемпературных и высокобарических (?) окислительных условиях. Судя по литературным данным [Majzlan et al., 2003; Gleason et al., 2008], полная дегидратация гётита при реакции  $\text{Gth} \rightarrow \text{Hem} + \text{H}_2\text{O}$  должна происходить до температурных условий гранулитовой фации. Хотя при этом повышение давления сильно влияет на рост стабильности поля гётита [Baneyeva, Bendeliani, 1973; Voigt, Will, 1981].

Нельзя также полностью исключить модель компрессионного (импактного?) разрушения кристаллов граната с возникновением системы трещин и микронных каналов по характерным для кристаллов граната кристаллографическим направлениям с последующим проникновением в них обогащенного Fe флюида. Определенную роль при этом могли сыграть разные модули объемной упругости и сдвига у гроссуляровых ядер и альмандин-пироповых внешних зон зерен граната, что и определило приуроченность включений к промежуточным зонам зерен граната. Однако подтвердить такую модель происхождения ориентированных включений могут только находки специфических «шоковых» преобразований в минералах, сосуществующих с гётитсодержащим гранатом.

Фигуративные точки измеренных Sm-Nd составов как обработанного кислотой, так и необработанного граната, располагаются практически на единой линии регрессии с малым СКВО (см. рис. 7, а). Это говорит в пользу одновременности образования граната и минеральных включений в нем, т. е. в данном случае — о синхронности формирования граната и гётита.

Следует отметить, что в породах гранулитовой фации метаморфизма даже в гранатах крайне редко можно обнаружить признаки проградной зональности. Зональные гранаты в высокобарических породах, испытавших гранулитовый метаморфизм [Cooke et al., 2000; Jedlicka et al., 2015; и др.], показывают рост содержания Mg от центра кристалла к краям при синхронном снижении Ca. Из литературных данных следует, что зональные «гранулитовые» гранаты встречаются, как правило, в тектонических обстановках, которым присуща быстрая смена геотермических градиентов. Такие условия, например, на активных континентальных окраинах. Причина сохранности проградной зональности, по мнению вышеуказанных авторов, состоит в весьма кратковременном пребывании пород в высокотемпературных условиях (обычно на больших глубинах). Эти условия после «быстрой» в масштабах геологического времени тектонической эксгумации сменились на низкотемпературные, когда диффузия катионов в минералах становится незначительной. Очевидно, что при обратной ситуации — более медленной эксгумации и остывания гранулитов — гранат успевает гомогенизироваться, а затем, взаимодействуя с окружающими минералами, сформировать ретроградную зональность в краевых частях зерен.

Результаты исследования глиноземистых гнейсов Васильковского участка ОПЗ показывают, что эволюция метаморфизма подразумевает прогрев пород до температур гранулитовой фации при умеренно высоких давлениях. История пород, предшествующая гранулитовой стадии, зафиксирована в реликтовых составах минералов и свидетельствует о том, что этот прогрев осуществлялся без одновременного изменения общего давления. Только послепиковая стадия развития пород характеризуется сопряженным снижением давления и температуры.



Обычно эволюции *PT*-параметров метаморфизма пород с движением «против часовой стрелки» и наличие высокого геотермического градиента рассматриваются как указание на формирование пород в тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов [Лиханов и др., 2015, 2016].

Для изученного региона Орехово-Павлоградской зоны можно предположить связь повышенных давлений с тектоническим фактором — взаимодействием Среднеприднепровского и Приазовского геологических блоков. Кинематический план движений на Васильковском участке ОПЗ, совпадающий с кинематикой поддвига комплексов Среднеприднепровской провинции под породы Приазовской, позволяет относить эти деформации к палеопротерозойскому времени. Повышенный тепловой поток, определивший развитие пород гранулитовой ступени, может быть связан с внедрением значительного количества палеопротерозойских магматических пород основного состава, которые весьма характерны для рассматриваемой площади [Lobach-Zhuchenko et al., 2014].

Несмотря на интенсивность привноса тепла интрузивными телами, длительность этого пикового по температуре этапа не была продолжительной, судя по сохранившейся проградной зональности в гранатах. Дальнейшая эволюция *PT*-параметров указывает на тренд сопряженного снижения температуры и давления, что определяет и общий эволюционный *PT*-тренд развития по модели «по часовой стрелке».

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Глиноземистые гранатосодержащие гнейсы Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны испытали многостадийный метаморфизм с развитием *PT*-тренда «по часовой стрелке». Смена минеральных парагенезисов и составы сосуществующих минералов позволяют выделить начальную, пиковую и постпиковую регрессивную стадии метаморфизма. Предполагается связь повышенных давлений ранних стадий метаморфизма с тектоническим фактором — взаимодействием пород Среднеприднепровской и Приазовской провинций в палеопротерозойское время. Интенсивный тепловой поток, обусловивший формирование гранулитовых парагенезисов, вероятно, возник за счет привноса тепла многочисленными палеопротерозойскими интрузиями базитового состава.

Время метаморфизма глиноземистых гнейсов определяется как палеопротерозойское (2.0—2.1 млрд лет). Эта оценка возраста основана на применении двух независимых изотопных систем: Sm—Nd в гранате и U—Pb в монаците.

Впервые описанные в гранате ориентированные игольчатые включения гётита расширяют представления о способах и условиях образования закономерно ориентированных минеральных фаз в гранате.

Авторы благодарят А.Г. Штукенберга (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) за консультации при подготовке статьи. Окончательный вариант статьи значительно улучшился благодаря ценным замечаниям рецензентов — И.И. Лиханова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), К.А. Савко (ВГУ, г. Воронеж), которым авторы выражают свою признательность.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-00160 Укр\_а, 12-05-31162мол\_а, 12-05-01036).

### ЛИТЕРАТУРА

**Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шерemet Е.М., Глевасский Е.Б.** Геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны. Киев, Наук. думка, 2005, 190 с.

**Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.** Фазовое соответствие в системе биотит — гранат. Экспериментальные данные // Докл. АН СССР, 1981а, т. 260, № 3, с. 731—734.

**Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.** Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН СССР, 1981б, т. 259, № 3, с. 697—700.

**Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В.** *P-T*-эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2015, т. 465, № 1, с. 82—86.

**Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского края и тектонические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 4, с. 423—440.

**Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Юрченко А.В., Балаганский В.В., Артеменко Г.В., Чекулаев В.П., Арестова Н.А.** Биотит-гранатовые гнейсы — результат структурно-метаморфической переработки древних тоналитов: состав минералов, характеристика и возраст процесса (Васильковский участок Орехово-Павлоградской шовной зоны) // Минералогический журнал, 2009, т. 31, № 1, с. 3—10.

**Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Арестова Н.А., Сергеев С.А., Юрченко А.В., Чекулаев В.П., Артеменко Г.В., Пресняков С.Л.** Изотопный U—Pb возраст основных пород Васильковского района Орехово-Павлоградской коллизионной зоны // Региональная геология и металлогения, 2010а, № 43, с. 5—17.

**Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Артеменко Г.В., Щербак Н.П., Пресняков С.Л.** Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // ДАН, 2010б, т. 433, № 2, с. 212—218.

**Некряч А.И.** Комплексное геолого-геофизическое изучение докембрийского складчатого пояса на примере Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита // Геологическая съемка дислоцированных комплексов / Под ред. В.Д. Вознесенского, Н.В. Горлова, В.Д. Доливо-Добровольского. Л., Недра, 1980, т. 6, с. 159—168.

**Перчук А.Л.** Необычные включения в гранате из алмазоносного гнейса, Рудные горы, Германия // Геохимия, 2008, № 3, с. 331—338.

**Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю.** Физико-химические условия метаморфизма магнетит-грюнерит-рибекитовых пород Приоскольского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии // Вестник Воронеж. ун-та, 2002, Серия Геология, № 1, с. 86—94.

**Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н.** Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев, Наук. думка, 2005, 244 с.

**Щербаков И.Б.** Петрология Украины. Львов, Изд-во ТЗОВ ЗУКЦ, 2005, 364 с.

**Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Морозов М.В., Галанкина О.Л.** Ориентированные включения гётита в метаморфическом гранате глиноземистых гнейсов Орехово-Павлоградской зоны (Украинский щит, район с. Васильковка) // ДАН, 2012, т. 446, № 6, с. 668—671.

**Ague J.J., Eckert J.O.** Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, USA // *Am. Miner.*, 2012, v. 97, p. 840—855.

**Anczkiewicz R., Thirlwall M.F.** Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures* / Eds. D. Vance, W. Muller, I.M. Villa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2003, v. 220, p. 83—91.

**Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K.** Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. *Evolution of metamorphic belts* // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1989, № 43, p. 45—61.

**Baneyeva M.I., Bendeliani N.A.** The Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O system at high pressures and temperatures // *Geochem. Int.*, 1973, v. 10, p. 840—842.

**Berman R.G.** Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Can. Mineral.*, 1991, v. 32, p. 833—855.

**Berman R.G., Aranovich L.Y.** Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO—MgO—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—TiO<sub>2</sub>—SiO<sub>2</sub> // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, p. 1—24.

**Chernoff C.B., Carlson W.D.** Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 421—438.

**Cooke R.A., O'Brien P.J., Carswell D.A.** Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 551—569.

**de Capitani C., Brown T.** The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1987, v. 51, p. 2639—2652.

**Escuder-Viruet J., Indares A., Arenas R.** P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting; an example from the Tormes gneiss dome (Iberian Massif, Spain) // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1489—1515.

**Ferry J.M., Watson E.B.** New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 429—437.

**Fitzsimons I.C.W., Harley S.L.** The influence of retrograde cation exchange on granulites and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 543—576.

**Ganguly J., Cheng W., Tirone M.** Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, p. 137—151.

**Gleason A.E., Jeanloz R., Kunz M.** Pressure-temperature stability studies of FeOOH using X-ray diffraction // *Am. Miner.*, 2008, v. 93, p. 1882—1885.

**Holdaway M.J., Lee S.M.** Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 175—198.

**Holland T.J.B., Powell R.** An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *J. Met. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—344.

**Holland T.J.B., Powell R.** An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.*, 2011, v. 29, p. 333—383.

- Hollister L.S.** Garnet zoning — an interpretation based on Rayleigh fractionation model // *Science*, 1966, v. 154, p. 1647—1651.
- Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., Schert H.P., Zhang R.Y., Liou J.G.** On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites // *J. Metamorph. Geol.*, 2007, v. 25, p. 349—362.
- Jedlicka R., Faryad S.W., Hauzenberger C.** Prograde metamorphic history of UHP granulites from the Moldanubian Zone (Bohemian Massif) revealed by major element and Y+REE zoning in garnets // *J. Petrol.*, 2015, v. 56, № 10, p. 2069—2088.
- Konrad-Schmolke M., O'Brien P.J., Zack T.** Fluid migration above a subducted slab constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia zone, Western Alps) // *J. Petrol.*, 2005, v. 52, p. 457—486.
- Lasaga A.C., Jiang J.X.** Thermal history of rocks —  $P$ - $T$ - $t$  paths from geospeedometry, petrological data, and inverse-theory techniques // *Am. J. Sci.*, 1995, v. 295, p. 697—741.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K., Bibikova E.V., Chekulaev V.P., Yurchenko A.V., Arestova N.A., Artemenko G.V., Egorova Yu.S., Bogomolov E.S., Sergeev S.A., Skublov S.G., Presnyakov S.L.** The Orekhov–Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // *Precambrian Res.*, 2014, v. 252, p. 71—87.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.05. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1999, № 1a, 49 p.
- Majzlan J., Grevel K.-D., Navrotsky A.** Thermodynamics of Fe oxides: Part II. Enthalpies of formation and relative stability of goethite ( $\alpha$ -FeOOH), lepidocrocite ( $\gamma$ -FeOOH), and maghemite ( $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) // *Am. Miner.*, 2003, v. 88, p. 855—859.
- Marmo B.A., Clarke G.L., Powell R.** Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia // *J. Metamorph. Geol.*, 2002, v. 20, p. 151—165.
- O'Brien P.J.** Asymmetric zoning profiles in garnet from HP to HT granulite and implications for volume and grain-boundary diffusion // *Miner. Mag.*, 1999, v. 63, p. 227—238.
- Pattison D.R.M.** Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase  $\pm$  quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, p. 21—34.
- Pattison D.R.M., Begin N.J.** Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implication for geothermometry // *J. Metamorph. Geol.*, 1994, v. 12, p. 387—410.
- Perchuk A.L., Burchard M., Schertl H.-P., Maresch W.V., Gerya T.V., Bernhardt H.-J., Vidal O.** Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments // *Contr. Miner. Petrol.*, 2009, v. 157, № 5, p. 573—592.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petrik I.** Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // *Geologicky Zbornik-Geologica Carpatika*, 1984, v. 35, № 1, p. 105—155.
- Sánchez-Pastor N., Pina C.M., Astilleros J.M., Fernández-Díaz L., Putnis A.** Epitaxial growth of celestite on barite (001) face at a molecular scale // *Surface Sci.*, 2005, v. 581, p. 225—235.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 1993, 799 p.
- Spear F.S., Selverstone J.** Quantitative  $P$ - $T$  path from zoned minerals; theory and tectonic applications // *Contr. Miner. Petrol.*, 1983, v. 83, p. 348—357.
- Spear F.S., Daniel C.G.** Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19, p. 179—195.
- Thompson A.B.** Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some  $P$ - $T$ - $X$ (Fe-Mg) phase relations // *Amer. J. Sci.*, 1976, v. 276, p. 425—454.
- Tirone M., Ganguly J.** Garnet compositions as recorders of  $P$ - $T$ - $t$  history of metamorphic rocks // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, p. 138—146.
- Voigt R. Will G.** Das System Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—H<sub>2</sub>O unter hohen Drücken // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 1981, v. 2, p. 89—96.
- Zhang R.Y., Liou J.G.** Exsolution lamellae in minerals from ultrahigh-pressure rocks // *Int. Geol. Rev.*, 1999, v. 41, p. 981—993.
- Zhang R.Y., Zhai S.M., Fei Y.W., Liou J.G.** Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 591—601.