

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МАССОПЕРЕНОСА ПРИ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и геохронологические доказательства полиметаморфической истории гнейсов гаревского комплекса Енисейского кряжа. Установлены геохимические закономерности поведения главных и редких элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пелитов. Рост температуры и давления приводил к уменьшению концентрации Y и HREE в гранатах; повышение в содержании этих компонентов связано с понижением P - T параметров их образования. Выполнено совместное исследование мультикомпонентной химической зональности минералов с минеральными реакциями в метапелитах.

Показано, что основной причиной резкого роста содержания CaO в гранатах при коллизионном метаморфизме является массообмен между гранатом и плагиоклазом. Отклонения от этой закономерности, выраженные в синхронном увеличении содержания гроссулярового минала в гранатах и анортитового компонента в плагиоклазах, обусловлены протеканием метаморфических реакций, связанных с разрушением эпидота. Расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при коллизионном метаморфизме показали изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы. Минимальный объем такой системы, в котором происходил взаимный обмен всеми химическими элементами и достигался полный баланс главных и редких элементов между реагирующими фазами, не превышал $\sim 1 \text{ мм}^3$. Наибольшей миграционной подвижностью в процессах метаморфизма обладают HREE, требующие больший объем для сохранения материального баланса (до $\sim 8 \text{ мм}^3$). Особенности распределения и более высокие масштабы массопереноса HREE контролируются их гетеровалентным изоморфизмом с CaO в гранате.

Метаморфизм, химическая зональность минералов, минеральные реакции, главные и редкие элементы, анализ массопереноса.

QUANTITATIVE ANALYSIS OF MASS-TRANSFER DURING POLYMETAMORPHISM IN PELITES OF THE TRANSANGARIAN YENISEI RIDGE

I.I. Likhonov and V.V. Reverdatto

The study provides geological, structural, mineralogical, petrological, and geochronological evidence for polymetamorphic evolution of gneisses from the Garevka complex of the Yenisei Ridge. The results of the study provide significant insight into the geochemical behavior of major and trace elements in zoned garnet crystals and mineral inclusions formed during prograde and retrograde metamorphism of pelitic rocks. It was shown that the concentrations of Y and HREE in garnet decrease with increasing P and T and increase with decreasing pressure and temperature. The combined study of multicomponent chemical zoning patterns of coexisting minerals and metamorphic mineral reactions in metapelites was conducted. The results show that the main reason for a drastic increase in CaO content in garnets during collisional metamorphism is a mass exchange between garnet and plagioclase. The deviation from this trend, as indicated by the concurrent increase in the grossular content of garnet and anorthite content of plagioclase, arises from the breakdown of epidote. The calculated metamorphic reactions, mass balance analysis, and changes in mineral chemistry during metamorphism reinforce the evidence for the isochemical character of processes with respect to most components of the system. The minimum volume of the system in which chemical exchange between reacting phases is balanced for all major and trace elements did not exceed $\sim 1 \text{ mm}^3$. The total HREE balance requires a greater reaction volume (up to $\sim 8 \text{ mm}^3$) involved in the redistribution of these elements, which provide evidence for their relatively higher mobility during metamorphism relative to other rare earth elements. The specific distribution and quite substantial mass transport of HREE are controlled by heterovalent isomorphic substitution between these elements and CaO in garnet.

Metamorphism, chemical zoning of minerals, mineral reactions, major and trace elements, mass transfer analysis

ВВЕДЕНИЕ

Диагностическим признаком повышения давления при метаморфизме является химическая зональность гранатов в метапелитах, проявленная в росте содержания гроссулярового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении содержания спессартинового компонентов [Лиханов, Ревердатто, 2014б, 2015а]. Такие особенности зональных гранатов обнаружены во многих надвиговых обстановках с полициклической историей [Spear et al., 2002; Vry et al., 2004; Faryad, Chakraborty, 2005; Gaidies et al., 2008; Bestel et al., 2009; Cutts et al., 2010]. Природа этого явления не изучена. Выяснение данного вопроса представляет существенный теоретический интерес, так как характер перераспределения кальция между минералами переменного состава лежит в основе современных калибровок геобарометров [Ghent, Stout, 1981].

Представленная статья важна для решения одного из ключевых вопросов метаморфизма — о балансе вещества при минеральных преобразованиях горных пород. Эта проблема обсуждается на разных уровнях организации вещества: от толщ и слоев до минеральных ассоциаций и сегрегаций, и до сих пор является предметом дискуссий между сторонниками изохимического [Grauch, 1989; Condie, 1993; Cox, Lowe, 1995; McLennan et al., 1995; Brunsmann et al., 2001; Rolland et al., 2003] и аллохимического [Cerny et al., 1987; Stahle et al., 1987; Vocke et al., 1987] метаморфизма. Эти исследования важны как в теоретическом, так и практическом аспектах. Оценки параметров массопереноса являются существенным вкладом в разработку количественной теории метаморфогенного рудообразования и позволяют приближаться к решению одной из главных проблем петрологии — определению длительности процессов.

Эффективным подходом к решению таких задач является совместное исследование особенностей распределения главных химических компонентов в породообразующих минералах вместе с реальными метаморфическими реакциями в горных породах [Ревердатто, Колобов, 1987]. В отношении характера поведения микроэлементов такие исследования единичны [Mulrooney, Rivers, 2005; Nehring et al., 2010], в России подобных работ до сих пор не проводилось. В этой связи нами предпринята попытка изучить характер массопереноса при минеральных превращениях в метапелитах с акцентом на установление миграционной подвижности и масштабов перераспределения главных и редких элементов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридиональном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1 врезка). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке: ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму [Верниковский и др., 2009]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [Сальников, 2009]. Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается «скупиванием» пород неопротерозойских формаций [Митрофанов и др., 1988]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом [Ножкин и др., 2011]. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами [Ножкин и др., 2007]. Исаковский и Предивинский докембрийские террейны аккретировали к Сибирскому континенту в венде [Лиханов и др., 2013а]. Тектонические блоки разделены крупными региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Хераскова и др., 2009]. Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых формируются надвиги [Егоров, 2004]. Это вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный в сочетании фациальных серий низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2008а, 2009, 2010, 2011, 2012; Likhanov, Reverdatto, 2009, 2011]. Современный обзор по геохронологии, петрогеохимии и геодинамической природе комплексов, участвующих в строении региона, приведен в работе [Лиханов и др., 2014].

Задача, сформулированная в названии статьи, решалась на примере гаревского метаморфического комплекса (ГК), сложенного древнейшими в Заангарье породами. Он располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ). ПРСЗ интерпретируется как продолжение Главного Саянского разлома Присяня [Чиков и др., 2000] и, таким образом, представляет собой структуру, ограничивающую Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря [Лиханов и др., 2013б]. По геофизическим данным, эта крупная разрывная структура хорошо прослеживается вдоль Енисейского

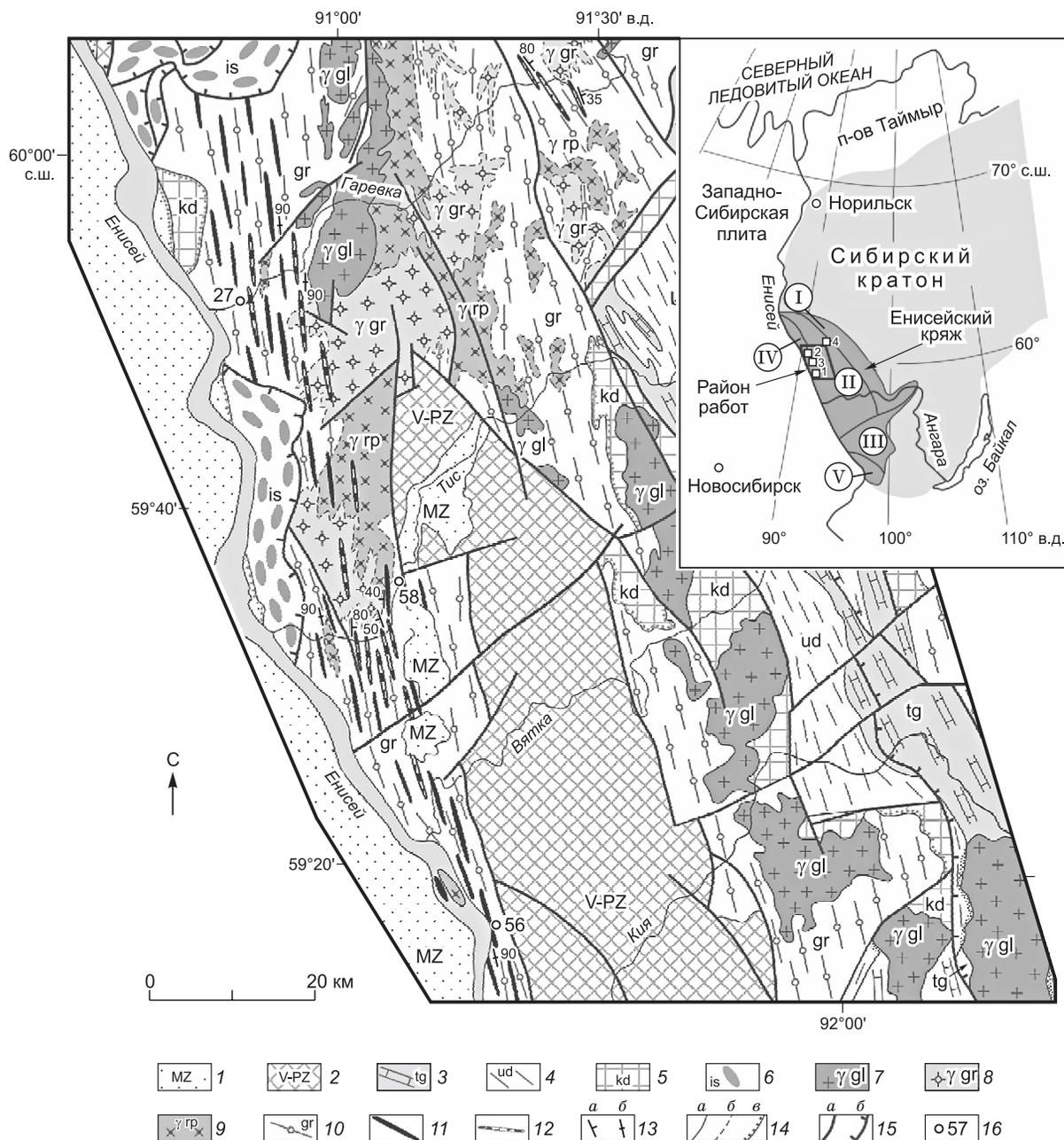


Рис. 1. Схематическая карта междуречья Гаревки и Кии в структуре ПРСЗ Заангарья Енисейско-го кряжа, по [Качевский и др., 1998] с дополнениями и изменениями авторов.

На врезке — положение Енисейского кряжа в западной части Сибирского кратора (в увеличенном масштабе 2:1). Тектонические блоки: I — Восточный, II — Центральный, III — Ангаро-Канский, IV — Исаковский и V — Предивинский террейны. Квадраты с номерами — разновозрастные объекты исследования с одинаковым стилем метаморфизма, где 1 — р. Енисей; 2 — р. Гаревка; 3 — р. Тис; 4 — участок г. Полкан.

1 — мезозойские отложения; 2 — венд-кембрийский чехол; 3 — метакarbonаты тунгусикской толщи (R_3); 4 — филлиты удерейской и горбилоской свит (R_2); 5 — сланцы кординской свиты (R_1); 6 — офиолитовый островодужный комплекс (исаковский); 7 — гранитоиды глушихинского комплекса; гаревский комплекс: 8 — гранитогнейсы; 9 — рапаквивоподобные граниты; 10 — тектоносланцы; 11 — дайки гранитов; 12 — базитовые дайки; 13 — сланцеватость: а — наклонная, б — субвертикальная; 14 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — стратиграфически несогласные; 15 — тектонические границы: а — разломы, б — надвиги и взбросы; 16 — места отбора проб и номера.

умеренных давлений с низким градиентом $dT/dH \leq 10$ °C/км. Заключительный этап (внешняя оболочка порфириобласт граната) сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785—776 млн лет) с $dT/dH \leq 12$ °C/км, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах [Likhonov et al., 2014].

ГЕОХИМИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД

Содержания главных и редких элементов определялись с помощью рентгеновского спектрометра VRA-20R (Carl Zeiss, Jena) и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat, Германия) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ в ИГМ СО РАН, Новосибирск (аналитики Л.Д. Холодова и И.В. Николаева) по стандартным процедурам. Петрохимические исследования метапелитов (обр. 56, обр. 27) показали следующие вариации составов (мас. %): $\text{SiO}_2 = 61.2\text{—}56.3$, $\text{TiO}_2 = 1.17\text{—}1.34$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.0\text{—}21.4$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10.5\text{—}8.9$, $\text{MnO} = 0.23\text{—}0.17$, $\text{MgO} = 2.48\text{—}1.81$, $\text{CaO} = 0.61\text{—}1.42$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.58\text{—}1.69$, $\text{K}_2\text{O} = 2.99\text{—}4.11$, п.п.п. = $2.01\text{—}2.56$. В целом по химическому составу изученные метапелиты ГК классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O породы, одновременно обогащенные железом ($X_{\text{Fe}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.65\text{—}0.8$ на мольной основе) и глиноземом ($X_{\text{Al}} = (\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.3\text{—}0.5$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов, характеризующихся более низкими величинами $X_{\text{Fe}} = 0.52$ и $X_{\text{Al}} = 0.13$ [Ague, 1991]. Эти петрохимические особенности позволяют сопоставить их с метапелитами тейской серии Заангарья [Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011], а также с глиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами канской и енисейской серий Южно-Енисейского кряжа [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2012; Лиханов и др., 2013в]. По совокупности распределения микроэлементов породы енисейского и гаревского участков также неоднородны. Более глиноземистые гаревские метапелиты отличаются отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54$) и пониженными отношениями $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.66$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 0.85$ и $\text{LREE}/\text{HREE} = 5.74$. Для метапелитов енисейского участка характерна положительная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.02$) и повышенные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n = 11.48$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.95$ и $\text{LREE}/\text{HREE} = 11.18$. Такие геохимические особенности пород обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов [Likhonov, Reverdatto, 2007]. Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высоkozарядных некогерентных элементов — Zr, Hf, Y, Ta, Nb [Лиханов и др., 2015]. На их происхождение из протолитов кислого состава указывают также повышенные отношения $\text{Th}/\text{Sc} = 1.7\text{—}2.0$, $\text{Th}/\text{U} = 7.4\text{—}4.4$ и пониженные Co/Th ($0.6\text{—}0.9$) относительно среднего состава постархейских глинистых сланцев [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В целом по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов они близки к таковым в тейском комплексе, представляющим собой метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа, образованных за счет размыва нижнепротерозойских гранитогнейсов Сибирского кратона во временном диапазоне 1960—2040 млн лет [Лиханов, Ревердатто, 2011].

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Химический состав минеральных фаз изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA—8100 в ИГМ СО РАН (Новосибирск, аналитик Е.Н. Нигматуллина) по стандартным процедурам, описанным в [Лиханов, 2003]. Присутствие графита и ильменита в метапелитах означает, что окислительный потенциал и содержание Fe^{3+} в железосодержащих силикатах было низким [Likhonov et al., 1994]. В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия. Элементное картирование зональных зерен граната выполнено на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU с системой микроанализа INCA Energy 350 в ИГМ СО РАН (аналитик Н.С. Карманов). Аналитические данные, использованные для геотермобарометрических определений, приведены в табл. 1.

Внутренние зоны зерен **граната** характеризуются зональностью с незначительным ростом содержания гроссулярового (Grs) компонента при уменьшении содержания спессартинового (Sps) минала и общей железистости от центра к краю (см. рис. 2, в, з). На границе между внутренней и средней зонами имеет место скачок Grs компонента от Grs_3 до Grs_{12} , сопровождающийся синхронным уменьшением содержания Sps компонента при слабых вариациях количества пироба и альмандина (рис. 3). Формирование внешней зоны зерен граната происходит при постепенном снижении Grs и Sps компонентов с одновременным увеличением содержания Alm минала в направлении к кайме (см. рис. 2, в, з). Характерной особенностью состава включений **плаггиоклаза** на енисейском участке является сопряженное с ростом Grs минала в гранатах увеличение анортитового компонента от $X_{\text{An}} = 0.14$ до $X_{\text{An}} = 0.25$ от центра к краю. В концентрированных профилях плаггиоклазов гаревского участка наблюдается обратная корреляция, где рост X_{An} от центра к краю зерен плаггиоклаза сопровождается падением содержания Grs компо-

Таблица 1.

**Химический состав (мас. %) и структурные формулы минералов
и оценки *P-T* условий метаморфизма пород**

Компо- нент	Обр. 56														
	Grt _c	Grt _m	Grt _r	Pl _c	Pl _m	Pl _r	Bt _c	Bt _m	Bt _r	Ms _c	Ms _m	Ms _r	St	Ep	Ky
SiO ₂	36.80	37.17	37.15	65.79	64.12	62.48	35.09	34.44	36.64	47.02	47.07	47.52	28.72	39.53	36.99
TiO ₂	—	0.07	0.04	—	—	—	2.78	3.11	1.87	0.27	0.28	1.00	0.33	0.085	—
Al ₂ O ₃	20.60	20.66	20.80	21.53	22.59	23.21	17.63	16.93	16.11	35.96	35.28	33.59	53.29	24.97	62.94
FeO	34.43	34.03	36.15	0.01	0.06	0.02	21.02	22.22	17.56	1.22	0.98	2.46	12.51	9.72	0.22
MnO	4.93	2.69	0.14	—	—	—	0.18	0.20	0.182	—	—	—	0.01	0.15	—
MgO	1.90	1.73	2.72	—	0.02	—	7.12	6.49	11.45	0.63	0.65	1.19	1.35	0.07	0.02
CaO	0.96	3.47	2.45	2.94	4.02	5.13	0.02	—	0.016	0.02	0.01	—	—	22.34	—
Na ₂ O	0.05	0.04	0.06	10.11	8.95	8.58	0.10	0.15	0.066	1.09	1.73	0.24	0.07	0.30	0.01
K ₂ O	—	—	—	0.31	0.05	0.51	9.57	9.47	9.56	9.89	10.14	10.53	—	0.02	0.01
Сумма	99.69	99.89	99.54	100.68	99.87	99.94	93.50	93.01	93.46	96.14	96.15	96.53	97.86	97.28	100.2
(O)	(12)			(8)			(11)			(11)			(48)	(25)	(5)
Si	3.006	3.013	3.007	2.879	2.829	2.775	2.755	2.743	2.825	3.090	3.102	3.136	8.310	6.333	1.000
Ti	—	0.004	0.002	—	—	—	0.164	0.186	0.108	0.013	0.014	0.049	0.072	0.010	—
Al	1.983	1.973	1.985	1.110	1.175	1.215	1.632	1.589	1.464	2.786	2.741	2.612	18.18	4.715	2.000
Fe	2.352	2.306	2.447	—	0.002	0.001	1.380	1.480	1.132	0.067	0.054	0.136	3.028	1.302	0.010
Mn	0.341	0.184	0.009	—	—	—	0.012	0.013	0.012	—	—	—	0.002	0.021	—
Mg	0.232	0.209	0.328	—	0.001	—	0.833	0.770	1.317	0.062	0.064	0.117	0.584	0.016	—
Ca	0.084	0.302	0.213	0.138	0.190	0.244	0.002	—	0.001	0.001	0.001	—	—	3.834	—
Na	0.007	0.007	0.009	0.858	0.766	0.739	0.015	0.024	0.01	0.139	0.221	0.031	0.040	0.093	—
K	—	—	—	0.017	0.003	0.029	0.959	0.963	0.94	0.829	0.853	0.887	0.002	0.003	—

Термобарометрия

	Внутренняя зона	Средняя зона	Внешняя зона
<i>T</i> ^o C/ <i>P</i> кб	560/5.1	615/8.2	515/4.9
* <i>T</i> ^o C/ <i>P</i> кб	545/4.7 ± 0.6	580/7.9 ± 0.9	540/5.8 ± 2

Продолжение табл. 1

Компо- нент	Обр. 27														
	Grt _c	Grt _m	Grt _r	Pl _c	Pl _m	Pl _r	Bt _c	Bt _m	Bt _r	Ms _c	Ms _m	Ms _r	St	Ilm56	Ilm27
SiO ₂	36.79	37.02	37.69	64.12	65.34	63.24	34.91	34.56	36.24	47.32	47.27	47.23	28.02	0.04	0.10
TiO ₂	—	0.12	0.06	—	—	—	3.25	2.49	1.56	0.76	0.19	0.21	0.11	51.96	46.79
Al ₂ O ₃	20.57	20.70	21.59	22.60	21.32	22.90	19.84	18.49	18.74	35.28	34.81	34.32	54.89	0.02	0.06
FeO	34.38	34.71	36.22	0.06	0.02	0.01	19.82	22.51	20.82	1.47	0.8	1.32	12.60	47.16	49.49
MnO	4.56	2.51	0.21	—	—	—	0.15	0.18	0.15	—	—	—	0.37	0.21	0.13
MgO	1.78	2.12	1.68	0.01	—	—	7.62	5.65	6.88	0.73	1.12	0.69	0.94	0.04	0.52
CaO	1.32	3.00	1.89	3.87	3.66	4.94	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.03	0.01	0.02	9.11	9.32	8.03	0.07	0.11	0.04	1.18	1.43	0.93	0.01	0.10	0.17
K ₂ O	—	—	—	0.05	0.17	0.14	9.47	9.66	9.71	9.7	9.8	10.1	—	0.05	0.01
Сумма	99.43	100.19	99.36	99.82	99.83	99.26	94.38	94.42	94.15	95.88	95.99	94.80	97.10	99.57	97.28
(O)	(12)			(8)			(11)			(11)			(48)	(3)	
Si	3.010	2.994	3.042	2.830	2.881	2.808	2.689	2.708	2.807	3.117	3.110	3.150	8.10	0.001	0.003
Ti	—	0.007	0.004	—	—	—	0.192	0.144	0.091	0.038	0.009	0.011	0.02	0.993	0.933
Al	1.984	1.974	2.054	1.176	1.108	1.199	1.801	1.708	1.711	2.740	2.700	2.698	18.69	0.001	0.002
Fe	2.352	2.348	2.445	0.002	0.001	—	1.277	1.475	1.349	0.081	0.044	0.074	3.04	1.002	1.097
Mn	0.316	0.172	0.014	—	—	—	0.010	0.012	0.010	—	—	—	0.10	0.005	0.003
Mg	0.217	0.256	0.202	0.001	—	—	0.875	0.660	0.794	0.072	0.110	0.069	0.39	0.001	0.021
Ca	0.116	0.260	0.163	0.183	0.173	0.235	0.001	0.001	0.001	0.001	—	—	—	—	—
Na	0.005	0.002	0.003	0.780	0.797	0.691	0.010	0.017	0.006	0.151	0.182	0.120	—	0.005	0.009
K	—	—	—	0.003	0.010	0.008	0.930	0.966	0.960	0.815	0.822	0.859	—	0.002	—

Термобарометрия

	Внутренняя зона	Средняя зона	Внешняя зона
<i>T</i> ^o C/ <i>P</i> кб	560/4.5	660/9.3	555/4.8
* <i>T</i> ^o C/ <i>P</i> кб	530/4 ± 0.3	595/8.6 ± 0.5	535/4.6 ± 0.3

Примечание. Суммарное железо приведено в форме FeO. Прочерк — ниже уровня обнаружения микрозонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как *n*(O). *T*^oC/*P*кб — значения *P-T* параметров, полученные при совместном решении Grt-Bt геотермометра [Holdaway, 2000] и Grt-Bt-Pl-Qz геобарометров [Wu et al., 2004]. **T*^oC/*P*кб — значения *P-T* параметров, полученные с использованием программы TWQ 2.02 [Verma, 1991; Verma, Agapovich, 1996] с доверительным интервалом ±2σ соответственно. Здесь и в других таблицах зоны гранатовых порфиобласт и составы включений минералов обозначены: (*r*) — внешняя (кайма), (*m*) — промежуточная и (*c*) — внутренняя (ядро).

нента в гранате. Присутствующий в породах енисейского участка **эпидот** относится к типичным пистацитам с содержанием $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al})) = 0.22$. Включения наиболее железистых **биотитов** обнаружены в средних зонах граната (X_{Fe} до 0.69), тогда как в других зонах железистость биотита ниже и варьирует от $X_{\text{Fe}} = 0.46$ до $X_{\text{Fe}} = 0.63$. Для **мусковита** характерны слабые вариации содержания селадонитового компонента $((\text{Mg} + \text{Fe})/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al}^{\text{VI}})) = 0.05\text{—}0.10$ и содержания Si (3.09—3.15), но более значительные изменения парагонитовой составляющей ($X_{\text{Na}} = 0.04\text{—}0.25$). **Ставролит** характеризуется почти постоянной железистостью ($X_{\text{Fe}} \sim 0.84$) с небольшими вариациями содержаний MnO (1.3—1.1 мас. %) и существенными колебаниями ZnO (1.6—3.8 мас. %). Состав **кианита** близок к стехиометрической формуле (в пределах чувствительности микрозонда). **Ильменит** химически однороден во всех образцах.

Содержания элементов-примесей получены методом вторичной ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин) по методике [Соболев, Батанова, 1995] (табл. 2).

Анализ поведения редкоземельных элементов (REE) в метаморфических гранатах показывает, что характер их распределения находится в явной зависимости от типа зональности [Лиханов, Ревердатто, 2014в]. Изученные гранаты характеризуются существенным деплетированием в отношении легких (LREE) и обогащением тяжелыми (HREE) редкоземельными элементами, превышающим хондритовую норму Yb/La-отношения в 10 000 раз. Гранаты прогрессивного (коллизийного) этапа метаморфизма имеют резко дифференцированное распределение содержаний REE с закономерным увеличением от LREE к HREE с некоторым обогащением средними элементами (MREE), La, Ce и деплетированием в содержании HREE от ядра к средней зоне (рис. 4, а). Отличительной особенностью этого является заметное понижение суммы REE в средней зоне по сравнению с центром в 2.5—3 раза за счет снижения содержания HREE. В гранатах с регрессивным типом зональности енисейского участка (обр. 56) наблюдается понижение HREE, MREE и суммы REE наряду с ростом LREE от средней зоны зерен к кайме, четко коррелируемых с увеличением всех REE в новообразованных плагиоклазах (см. рис. 4, а). В отличие от этого, для гранатов гаревского участка (обр. 27) характерно повышение концентраций большинства REE (кроме Y, Dy, Gd) при сопряженном уменьшении REE в новообразованных плагиоклазах. Но в обоих случаях рост температуры и давления приводил к уменьшению концентрации HREE и Y в гранатах, а уменьшение T и P — к противоположному эффекту, что согласуется с особенностями распределения REE в гранатах Лапландско-Беломорского пояса Балтийского щита [Скублов, 2005] и других регионов мира [Pyle et al., 2001; Otamendi et al., 2002; Franceschelli et al., 2002]. Эпидот, вносящий наибольший вклад в суммарный бюджет REE в системе среди других сосуществующих минералов ме-

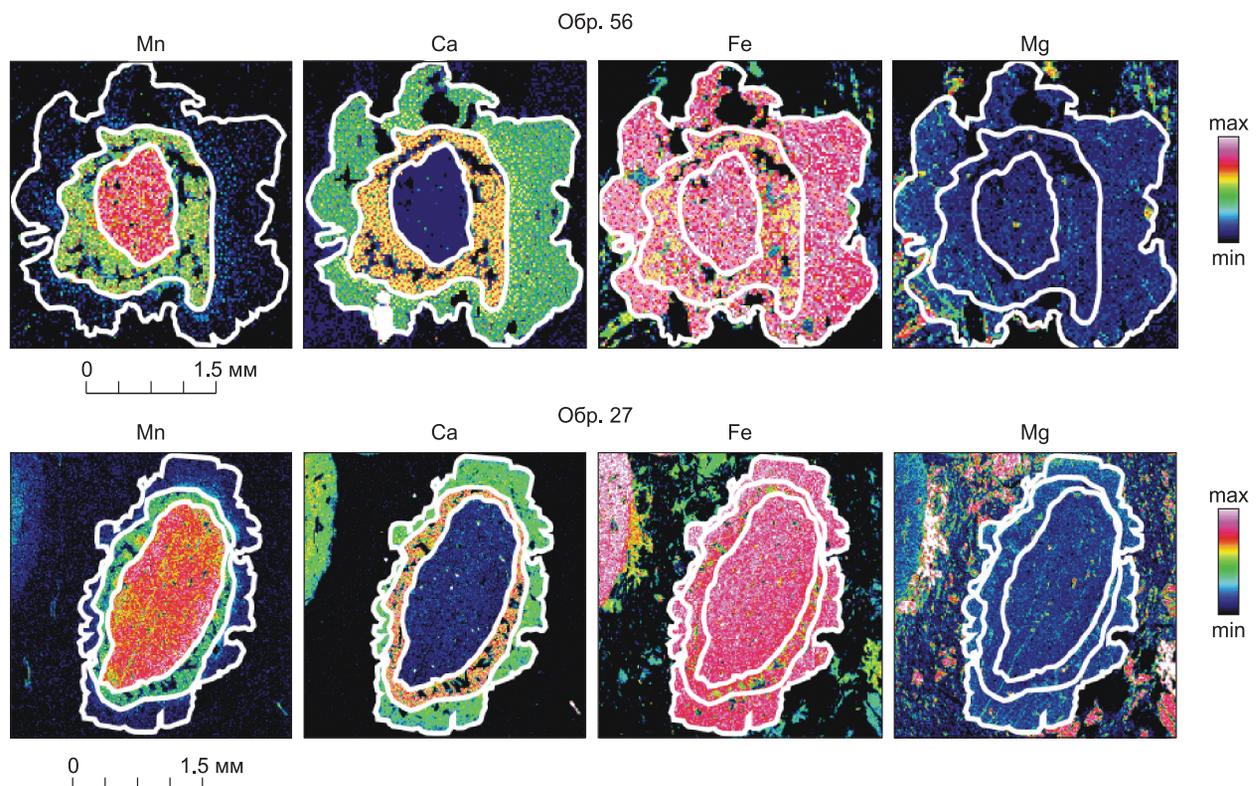


Рис. 3. Элементное картирование зональных зерен граната из обр. 56 и обр. 27.

Таблица 2. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в минералах и породах гаревского комплекса

Элемент	Минерал											
	Обр. 56			Обр. 27			Обр. 56			Обр. 27		
	Grт _с	Grт _м	Grт _р	Grт _с	Grт _м	Grт _р	Pl _с	Pl _м	Pl _р	Pl _с	Pl _м	Pl _р
Rb	32.04	39.409	37.14	40.135	36.752	34.54	0.093	0.134	0.189	0.0983	0.13	0.154
Ba	0.418	0.283	0.043	0.08	0.056	0.381	102.967	52.14	127.286	109	139.167	51.14
Th	0.005	0.008	0.002	0.008	0.01	0.015	0.006	0.042	0.012	0.024	0.022	0.047
U	0.029	0.053	0.003	0.008	0.005	0.158	0.0029	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003
Nb	8.78	76.98	0.024	0.015	0.041	19.135	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Ta	7.63	8.904	6.189	8.737	4.389	3.052	0.045	0.039	0.042	0.045	0.058	0.038
K	4.55	7.701	1.907	1.643	0.806	17.4	448.3	698	605.8	448.3	654.094	456
La	0.019	0.257	0.007	0.006	0.01	0.075	0.05	1.878	3.056	0.097	3.983	0.836
Ce	0.047	0.519	0.025	0.018	0.022	0.154	0.08	2.993	4.81	0.198	5.68	1.35
Pr	0.0016	0.085	0.003	0.0013	0.001	0.018	0.006	0.325	0.389	0.025	0.49	0.165
Sr	0.538	0.574	0.22	0.289	0.308	0.489	1319.27	1659.45	613.7	1272.61	677.1	698
Nd	0.08	0.55	0.07	0.096	0.059	0.143	0.047	0.849	1.419	0.115	1.605	0.514
Zr	5.93	6.224	2.533	3.127	4.785	2.337	0.054	0.021	0.033	0.044	0.026	0.03
Hf	9.61	11.246	8.784	9.255	9.87	3.847	0.015	0.039	0.045	0.019	0.041	0.038
Sm	0.515	1.171	0.193	0.163	0.313	0.407	0.042	0.136	0.243	0.062	0.231	0.1
Eu	0.533	0.918	0.17	0.055	0.114	0.416	0.085	1.235	3.464	0.293	2.919	0.726
Ti	42.178	6569	346	34.907	7916	297	6.775	18.253	14.275	5.453	16.053	11.752
Gd	21.087	7.961	3.172	1.936	6.014	2.977	0.01	0.111	0.285	0.02	0.172	0.058
Dy	134.76	34.921	22.1	27.396	18.467	12.927	0.01	0.074	0.142	0.02	0.168	0.04
Y	1212	321.58	274.18	336.443	198.647	124.37	0.241	0.547	0.591	0.272	0.713	0.497
Er	150.96	41.802	33.49	61.189	17.336	21.089	0.004	0.021	0.029	0.006	0.034	0.01
Yb	182.81	61.534	47.4	105.451	13.479	26.88	0.0006	0.007	0.013	0.0008	0.034	0.004
Lu	28.112	7.527	5.928	11.699	1.984	3.429	0.0001	0.0009	0.0018	0.0002	0.006	0.0007

Продолжение табл. 2

Элемент	Минерал									Порода	
	Ep	Chl	Qz	Ms	Bt	St	Ky	Mnz	Ilm	Обр. 56	Обр. 27
Rb	9.518	27.714	0.842	161.98	445.14	8.499	0.243	—	—	98	188
Ba	5.414	0.853	11.954	1726.97	571.98	0.282	0.259	—	—	294	482
Th	0.022	—	0.275	0.005	0.055	0.003	0.032	43939	—	8.5	15.6
U	0.225	0.01	0.43	0.026	0.03	—	0.054	8815	—	1.95	2.1
Nb	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	10.9	19
Ta	0.38	—	—	—	—	—	—	—	—	0.63	1.21
K	0.886	—	—	—	—	—	—	—	—	2.99	4.02
La	2.529	0.028	7.249	0.555	0.317	0.004	0.032	57561	0.194	30	25
Ce	11.523	0.121	12.232	0.108	0.433	0.025	0.049	119512	0.086	58	62
Pr	2.199	—	—	—	—	—	—	12818	—	7.1	7.0
Sr	1564.9	0.777	—	45.5	10.892	0.179	0.257	—	—	194	67
Nd	13.013	0.028	5.494	0.535	0.179	0.007	0.074	47142	0.047	26	25
Zr	14.394	—	—	—	—	—	—	—	—	139	213
Hf	1.161	—	—	—	—	—	—	—	—	3.6	5.6
Sm	4.488	0.037	1.259	0.018	0.083	0.005	0.011	7758	0.913	5.2	5.1
Eu	4.282	0.005	1.574	1.143	0.118	0.0008	0.001	—	0.254	1.62	0.90
Ti	977.98	—	—	—	—	—	—	—	—	0.93	1.17
Gd	4.888	0.012	0.246	0.025	0.043	0.002	0.012	6505	0.169	4.2	4.9
Dy	4.257	0.015	0.359	0.245	0.12	0.046	0.016	2177	0.079	3.3	6.8
Y	31.217	0.055	1.07	0.044	0.044	0.003	0.079	6300	—	18.2	45
Er	3.434	0.003	0.336	0.291	0.034	0.004	0.009	437	0.074	1.71	4.5
Yb	3.194	0.003	0.16	0.035	0.02	0.091	0.078	—	0.585	1.74	4.6
Lu	0.52	—	—	—	—	—	—	—	—	0.26	0.70

Примечание. Прочерк — не определялось.

тапелитов, имеет плоское ровное распределение содержаний REE, в 10—30 раз выше хондритового, и обнаруживает положительную европиевую аномалию. Примечательно, что плоский спектр содержаний REE эпидота практически соответствует распределению REE в породе, несколько ниже в области LREE и несколько выше в области HREE. Монацит характеризуется противоположными гранату особенностями распределения REE спектров с крутым отрицательным наклоном, вызванным сильным обогащением LREE по сравнению с HREE. Остальные минералы деплетированы практически всеми REE относительно их содержаний в породе (см. рис. 4, б). Среди других редких элементов в гранатах отмечаются устойчивые Ta, Nb и Hf максимумы на кривых распределения, превышающие их содержания в породе. Эпидоты концентрируют в основном Y и Sr, плагиоклазы — Sr, слюды — Rb и Ba (см. рис. 4, в); остальные минералы деплетированы практически всеми редкими элементами по сравнению с их валовыми содержаниями в породе. Высокие содержания LREE в кварце объясняются флюидными и минеральными микровключениями.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Пиковые температуры и давления формирования метапелитов вычислены на основе реальных составов породообразующих минералов (см. табл. 1) при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смещения для гранат-биотитового геотермометра [Holdaway, 2000] и гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого геобарометра [Wu et al., 2004]. Величины P - T параметров метаморфизма пород были рассчитаны при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 1. Ошибки определения P - T параметров при совместном использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций геотермобарометров, не превышают ± 30 °C и ± 0.5 кбар [Лиханов и др., 2011], что согласуется с цитируемыми в литературе неточностями геотермобарометров [Kohn, Spear, 1991].

Выполненные расчеты показали, что P - T условия метаморфизма пород для разных генераций граната имеют существенные различия, тогда как одноименные зоны гранатов из разных участков рек Енисей и Гаревка сформировались при схожих параметрах в пределах точности измерений. Полученные оценки P - T условий варьируют в следующих интервалах: для ядер зерен граната: 5.1 кбар/560 °C (обр. 56) — 4.5 кбар/560 °C (обр. 27), для средних зон: 8.2 кбар/615 °C (обр. 56) — 9.3 кбар/665 °C (обр. 27), и для внешних зон: 4.9 кбар/515 °C (обр. 56) — 4.8 кбар/560 °C (обр. 27).

Полученные результаты демонстрируют неплохую сходимость в пределах погрешности методов между данными минеральной геотермобарометрии и оценками, полученными с помощью ряда других классических геотермометров, а также компьютерных программ TWQ 2.02 [Berman, 1991; Berman, Agronovich, 1996] и THERMOCALC 3.2 [Powell, Holland, 1994; Holland, Powell, 1998] для аналогичных пород на реках Енисей и Тис [Лиханов и др., 2013г; Likhanov et al., 2015].

Реконструкция P - T трендов выполнялась на основе анализа химической зональности в минералах с помощью компьютерной программы *PTPATH* [Spear et al., 1991]. Теоретическое обоснование для расчета P - T трендов, основанное на аналитической формулировке фазового соответствия для конкретной минеральной ассоциации, позволяющей использовать вариации составов сосуществующих минералов для моделирования изменений в P - T параметрах, дано в работе [Spear et al., 2002]. Исходя из термодинамической вариантности пород, в качестве переменных для решения общей системы уравнений использовались миналы X_{Alm} , X_{Grs} и X_{An} . Выбор этих компонентов в качестве ключевых обусловлен тем, что при метаморфизме перераспределение CaO между гранатом и плагиоклазом сильно зависит от давления [Ghent, Stout, 1981]; также важна медленная диффузия компонентов в минеральных зернах, способствующая сохранности концентрационной зональности [Cygan, Lasaga, 1985]. Принималось, что состав ядер граната отвечает стадии его образования с начальными P - T параметрами метаморфизма, а рост других зон граната происходил при последующих прогрессивных и регрессивных реакциях.

Вычисленные обобщенные P - T тренды эволюции метапелитов ГК ПРСЗ (кривые 1 и 3 на рис. 5) имеют весьма схожую конфигурацию, в которой отчетливо выделяются три этапа, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов. На первом этапе, контролируемом составом ядра граната, сформировались породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма низких давлений, что соответствует погружению блока пород в среднюю часть континентальной коры при характерном для орогенных поясов метаморфическом градиенте $dT/dH \sim 20$ — 30 °C/км [Лиханов и др., 2012]. Для гранатов, сформированных при таком метаморфическом градиенте, типичны незначительные повышения содержаний CaO при уменьшении S_{Prp} минала и общей железистости, но при росте P_{Prp} и снижении X_{Alm} миналов, что указывает на одновременный рост давления и температуры при погружении пород [Spear, 1989]. На втором этапе эти породы подверглись метаморфизму при существенном повышении давления от 4.5—5 до 8.1—9.3 кбар и незначительном повы-

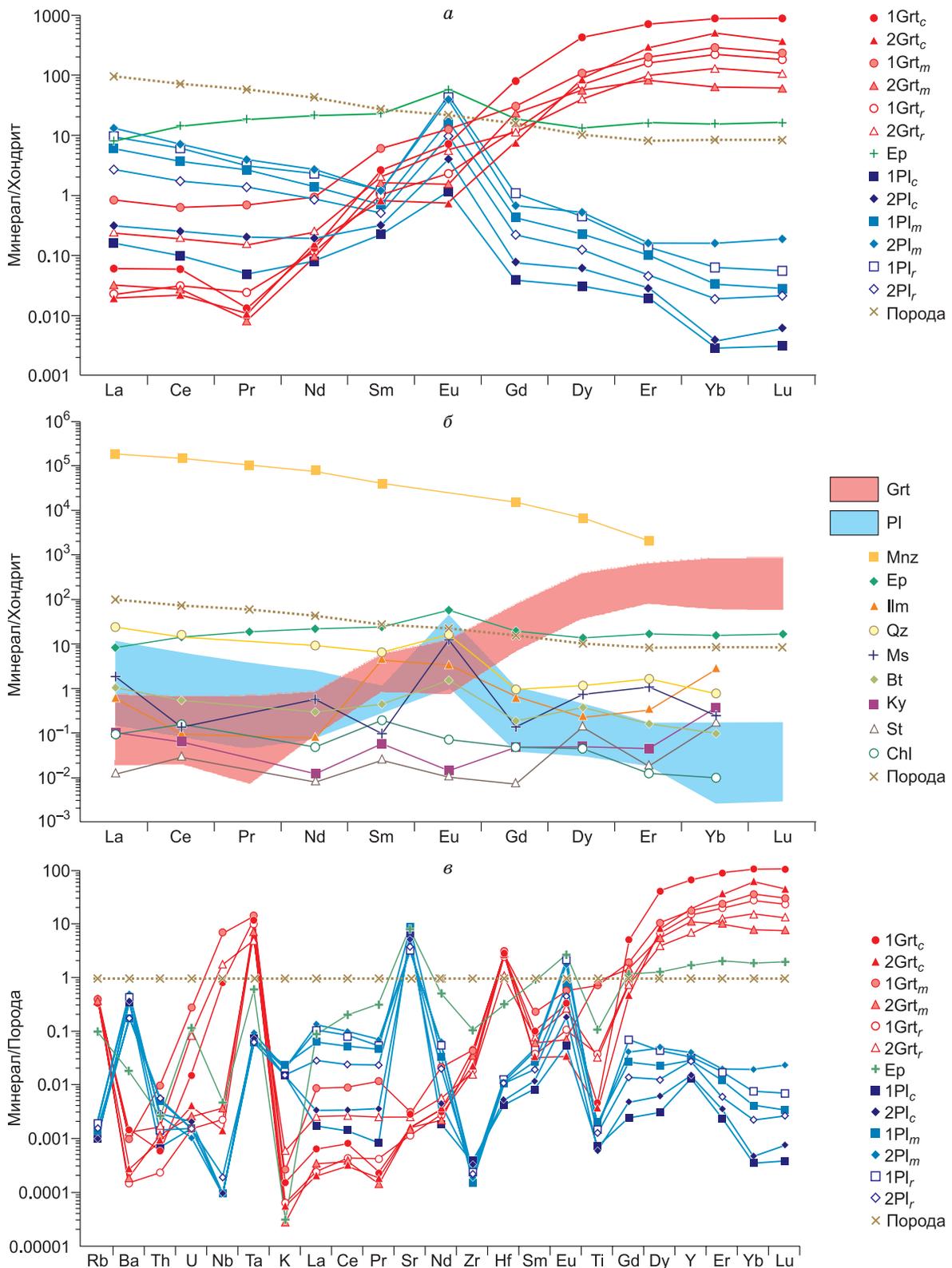


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов в зональных гранатах и плагиоклазах (1 — обр. 56, 2 — обр. 27), эпидоте (а) и других минералах (б) — участниках реакций, нормированные к хондриту [Boynnton, 1984], в сравнении с микроэлементным составом породы (обр. 56); коэффициенты концентрации микроэлементов в зональных гранатах, плагиоклазах и эпидоте, нормированных к составу породы ($C_i^{\text{мин}}/C_i^{\text{пор}}$), где i — редкие элементы (в).

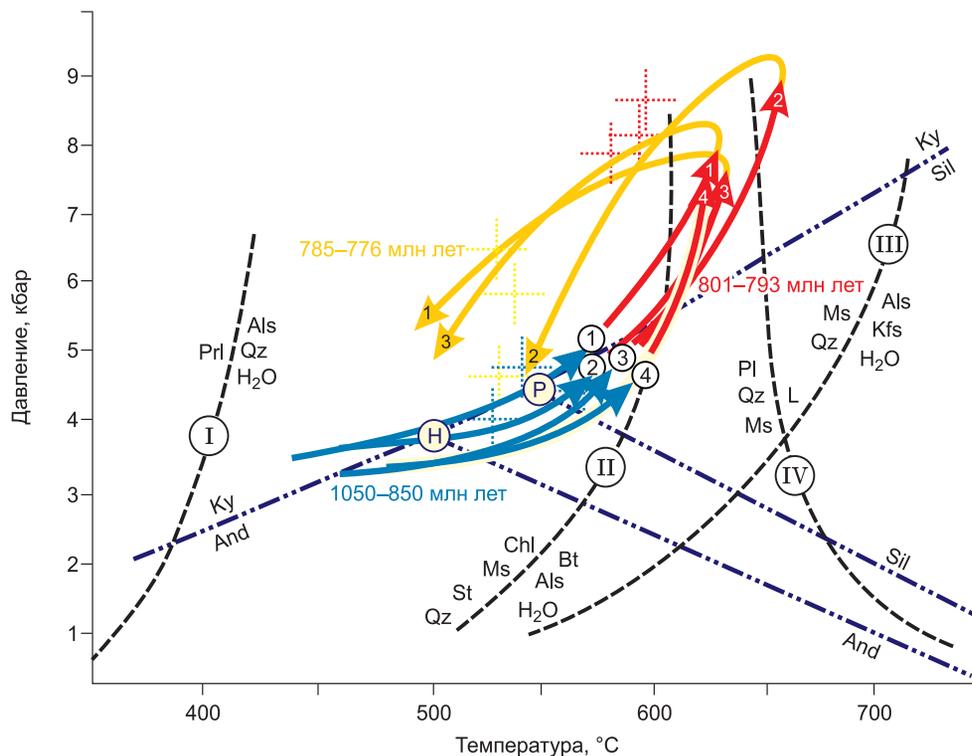


Рис. 5. Обобщенные P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов ГК:

кривая 1 — р. Енисей, 2 — р. Гаревка и 3 — р. Тис в сравнении с трендом эволюции синхронного метаморфизма тейского комплекса (кривая 4).

Средние значения P - T параметров разных типов метаморфизма по программе TWQ даны точечными разноцветными крестиками. Направления P - T трендов показаны кривыми с соответствующими стрелками: синяя — региональный LP/HT метаморфизм с $dT/dH = 20\text{--}30$ °C/км; желтая — синэкзгумационный динамометаморфизм в сдвиговых зонах с $dT/dH < 12$ °C/км; красная — коллизионный МР/НТ метаморфизм в связи с надвигами с $dT/dH < 10$ °C/км. Черные штриховые линии с римскими цифрами — положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы: I — [Haas, Holdaway, 1973]; II — [Pattison, 2001], III — [Chatterjee, Johannes, 1974], IV — линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе [Le Breton, Thompson, 1988]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 показаны темно-синим штрихпунктиром по [Pattison, 1992] (P) и [Holdaway, 1971] (H).

шении температуры (560—660 °C), что указывает на низкую величину градиента с $dT/dH \leq 10$ °C/км. Эти и другие особенности (значительный рост содержания Grs компонента синхронно с резким уменьшением Sps компонента со слабыми вариациями общей железистости, Prp и Alm миналов, большие объемные и малые энтропийные эффекты химических реакций и пр.) являются индикаторными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвигов с последующим быстрым подъемом и эрозией [Likhanov, Reverdatto, 2013]. В рамках этой модели низкие величины геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах коллизионных орогенов связываются с относительной кратковременностью событий и с недостижением термического равновесия между блоками пород на соответствующих глубинах. Похожая ситуация была обнаружена в надвиговых областях Новой Англии в США [Kohn et al., 1992; Spear et al., 2002], провинции Мойн в Шотландии [Cutts et al., 2010] и других участков Северо-Енисейского кряжа с синхронными возрастами метаморфизма (р. Тис, г. Полкан) [Лиханов и др., 2009, 2011; Лиханов, Ревердатто, 2002, 20146], отличающихся низким метаморфическим градиентом. Максимальный рост концентрации гроссулярового компонента от Grs₅ (1.6 мас. % CaO) до Grs₁₉ (6.7 мас. % CaO) был отмечен в полициклических гранатах из гнейсов австралийского фундамента Тауэрн Уиндоу, сформированных при континентальной коллизии в ходе раннеальпийской орогении [Bestel et al., 2009]. На заключительном этапе тектонической эволюции региона происходило постепенное уменьшение общего давления метаморфизма почти на 3—4.8 кбар при незначительном уменьшении температуры (не более 110 °C). Это коррелируется с постепенным снижением концентрации гроссулярового компонента и с одновременным увеличением содержания альмандинового минала. Причина заключается в декомпрессионном остывании пород при низком метаморфическом градиенте с $dT/dH \leq 12$ °C/км, что

может быть объяснено эксгумацией высокометаморфизованных блоков пород одновременно с регрессивным низкотемпературным метаморфизмом [Козлов и др., 2012]. Наблюдаемая эволюция P - T параметров метаморфизма пород с общим движением «против часовой стрелки» типична для коллизионных орогенов, сформированных при тектоническом утолщении земной коры в результате надвигов с последующей быстрой эксгумацией блоков к поверхности [Brown, 2007; Likhanov et al., 2015]. Это согласуется с 2D термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков при коллизии, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, обзор которых приведен в [Sizova et al., 2014; Gerya, 2014 и ссылки в ней].

ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ МАССОПЕРЕНОСА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

В основу анализа массопереноса при коллизионном метаморфизме был положен расчет модального состава пород и минеральных реакций [Ревердатто, Колобов, 1987]. Модальные содержания минералов были получены по химическому составу пород на основании методики, предложенной Дж. Ферри [Ferry, 1984]. Количество элемента i по отношению к Al (как наиболее инертному элементу) в породе (в молекулярных количествах) выражалось через состав и относительные количества минералов:

$$i / \text{Al} = \left(\sum_j a_{i,j} \cdot n_j \right) / \left(\sum_j a_{\text{Al},j} \cdot n_j \right), \quad (1)$$

где $a_{i,j}$ — число атомов элемента i в формульных единицах минерала j и n_j — количество молей минерала j в породе. Расчеты производились при постоянном объеме (V), равном 100 см³:

$$\sum_j V_j \cdot n_j = 100, \quad (2)$$

где V_j — мольный объем минерала j . Величины n_j были получены совместным решением системы уравнений (1) и (2); мольные содержания минералов пересчитаны на объемные количества с использованием молекулярных объемов минералов из термодинамической базы данных Т. Холланда и Р. Пауэлла [Holland, Powell, 1998]. Полученные результаты представлены в табл. 3.

Расчет уравнений химических реакций, ответственных за эти минеральные превращения, выполнен с использованием аппарата матричной алгебры, реализованного в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace, для систем $\text{K}_2\text{O}—\text{FeO}—\text{MgO}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}—\text{CaO} \pm \text{Na}_2\text{O} \pm \text{MnO} \pm \text{TiO}_2$ (KFMASHCa±Na±Mn±Ti) [Wolfram, 2003]. При этом для каждой минеральной ассоциации были построены матрицы составов реагирующих фаз (в формульных коэффициентах), составленные из (n) столбцов, равных количеству минералов в ассоциации, и ($n - 1$) строк, соответствующих химическим компонентам. В каждом конкретном случае количество породообразующих компонентов определялось реальным составом системы. Для оценки достоверности полученного уравнения сравнивались объемные соотношения минералов, вычисленные по химической реакции, с реальными объемными соотношениями фаз в породе. Для этого определялся объем реагирующих фаз по формуле:

$$v = n_j \cdot V_j, \quad (3)$$

где n_j — стехиометрические коэффициенты минералов из уравнения реакции.

Важным методическим приемом являлся расчет минимального объема породы, где достигалось равновесие между всеми сосуществующими фазами на основе баланса вещества. Оценка таких объемов, в которых осуществлялись метаморфические преобразования, производилась, исходя из наблюдаемого в шлифах пространственного распределения участвующих в реакции минералов с учетом микроструктурных взаимоотношений, размеров зерен и расстояний между ними в породе [Лиханов, Ревердатто, 2015a]. Используя химический состав всех фаз и их объемные соотношения в пределах вычисленных минимальных объемов перераспределения вещества, рассчитывались количества молей компонентов в породе до начала реакции и после ее завершения (табл. 4—6). Анализ перераспределения количества главных и редкоземельных элементов совместно с микроструктурными интерпретациями фазовых взаимоотношений позволяют сделать выводы об особенностях минеральных превращений (см. ниже).

МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ

Химическая зональность минерала отражает перераспределение вещества, вызванного изменением P - T параметров метаморфизма. С учетом полученной минералогической, микротекстурной и химической информации (см. табл. 1) были рассчитаны химические реакции, ответственные за минеральные преобразования в ходе метаморфизма метапелитов.

Таблица 3. Вычисленные объемные и молярные количества минералов в метапелитах

Минерал	Содержание, моли				Содержание, об. %			
	56с	56т	27с	27т	56с	56т	27с	27т
Ms	0.018	0.008	0.03	0.02	2.5	1.1	4.2	3.2
Grt	0.15	0.21	0.04	0.10	17.3	20.7	7.2	5.8
Ep	0.015	0	0	0	2.1	0	0	0
Bt	0.008	0.01	0.015	0.019	1.2	1.5	2.3	2.9
Pl	0.045	0.06	0.22	0.18	4.5	6	22.1	17.8
Qz	2.91	2.76	2.69	2.80	66.0	62.7	61.1	63.6
St	0.14	0.09	0.07	0.06	6.4	4.0	3.1	2.9
Ilm	0	0.002	0	0.002	0	0.06	0	0.05
Ky	0	0.09	0	0.084	0	3.9	0	3.7

Примечание. Число молей минералов рассчитано в объеме породы, равном 100 см³.

Таблица 4. Баланс петрогенных компонентов до и после реакции коллизионного метаморфизма

Минерал	N	Исходные концентрации компонентов (обр. 56)									N	Конечные концентрации компонентов (обр. 56)								
		<i>n</i> _{SiO₂}	<i>n</i> _{Al₂O₃}	<i>n</i> _{FeO}	<i>n</i> _{MgO}	<i>n</i> _{K₂O}	<i>n</i> _{MnO}	<i>n</i> _{CaO}	<i>n</i> _{Na₂O}	<i>n</i> _{TiO₂}		<i>n</i> _{SiO₂}	<i>n</i> _{Al₂O₃}	<i>n</i> _{FeO}	<i>n</i> _{MgO}	<i>n</i> _{K₂O}	<i>n</i> _{MnO}	<i>n</i> _{CaO}	<i>n</i> _{Na₂O}	<i>n</i> _{TiO₂}
Ms	7.2	22.3	20.1	0.48	0.45	5.97	0	0.01	1.00	0.09	3.2	9.93	8.77	0.17	0.20	2.73	0	0.01	0.71	0.04
Grt	60	180	119	141	14	0	20	5	0.42	0	76	229	150	175	16	0	15	23	0.5	0.3
Ep	6	38	29	8	0.1	0.02	0.12	23	0.55	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt	3.2	8.82	5.22	4.42	2.66	3.07	0.04	0.01	0.05	0.52	4	11	6.36	5.92	3.08	3.85	0.05	0	0.10	0.74
Pl	18	52	20	0	0	0.3	0	2.48	15	0	24	68	28	0.05	0.02	0.07	0	4.56	18	0
Qz	1160	1160	0	0	0	0	0	0	0	0	1100	1100	0	0	0	0	0	0	0	0
St	5.6	46	102	17	3	0.01	0.01	0	0.22	0.40	3.6	30	65	11	2.1	0.01	0.01	0	0.14	0.26
Ilm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8	0.01	0.01	0.8	0.01	0	0.01	0	0	0.8
Ky	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	36	72	0.36	0	0	0	0	0	0
Σ	—	1507	295	171	20	9	20	30	17	1.1	—	1483	330	210	21	7	15	28	19	2.1

Минерал	N	Исходные концентрации компонентов (обр. 27)									N	Конечные концентрации компонентов (обр. 27)								
		<i>n</i> _{SiO₂}	<i>n</i> _{Al₂O₃}	<i>n</i> _{FeO}	<i>n</i> _{MgO}	<i>n</i> _{K₂O}	<i>n</i> _{MnO}	<i>n</i> _{CaO}	<i>n</i> _{Na₂O}	<i>n</i> _{TiO₂}		<i>n</i> _{SiO₂}	<i>n</i> _{Al₂O₃}	<i>n</i> _{FeO}	<i>n</i> _{MgO}	<i>n</i> _{K₂O}	<i>n</i> _{MnO}	<i>n</i> _{CaO}	<i>n</i> _{Na₂O}	<i>n</i> _{TiO₂}
Ms	30	93.5	82.2	2.43	2.16	24.5	0	0.03	4.53	1.14	20	62.2	54	1.5	0	16.4	0	0	3.64	0.18
Grt	60	180	118	141	15	0	14	7	0.3	0	50	150	148	117	13	0	9	13	0.1	0.3
Bt	15	40	27	19	13	14	0.15	0.02	0.15	2.88	19	51	32	28	13	18.4	0.23	0.02	0.32	2.74
Pl	220	622	259	0.4	0.2	0.7	0	40.2	170	0	180	520	200	0.2	0	1.8	0	31.1	144	0
Qz	2690	2690	0	0	0	0	0	0	0	0	2800	2800	0	0	0	0	0	0	0	0
St	70	567	1308	213	27	0	7	0	0	1.4	60	486	1121	182	23	0	6	0	0	1.2
Ilm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.6	0.02	0.02	25	0.02	0.04	0.12	0	0.12	1.5
Ky	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	84	84	168	0.84	0	0	0	0	0	0
Σ	—	4192	1794	376	57	39	21	47	175	5.4	—	4153	1723	354	49	37	15	44	148	5.9

Примечание. $N = V/V_j$ — количество молей минералов в объеме породы 0.4 мм³ (обр. 56) и 1 мм³ (обр. 27) ($N \cdot 10^{-8}$ молей), $n_i = N \cdot a_{ij}$ — количество молей петрогенных компонентов i в минерале j ($n_i \cdot 10^{-8}$ молей).

Минеральные превращения в ходе регионального метаморфизма при $P = 4.5-5$ кбар и $T = 560$ °C происходили за счет реакции: $Grt + Chl + Ms + Pl \rightarrow St + Bt + Qz \pm Ep + H_2O$ (4). Эта реакция соответствует обычной последовательности уменьшающейся железистости сосуществующих минералов (Fe/(Fe + Mg): $Grt > St > Bt > Chl$) в метапелитах. Она отражает характер минеральных превращений в зональности And-Sil фациальной серии на петрогенетической решетке для железисто-глиноземистых метапелитов. Минеральные преобразования для двух изученных участков различаются только присутствием эпидота в составе новообразованных ассоциаций (обр. 56), при практически равных соотношениях между стехиометрическими коэффициентами реагирующих и новообразованных минералов.

С учетом особенностей изменения характера зональности в гранате и плагиоклазе в ходе прогрессивного коллизионного метаморфизма пород гаревского участка (обр. 27), для системы KFMASHCaNaMnTi записывается следующая минеральная реакция при $P = 9.3$ кбар и $T = 660$ °C:

$0.16\text{Grt}_c + 0.69\text{Pl}_c + 0.98\text{Qz} + 0.11\text{Ms} + 0.22\text{St} = 0.42\text{Grt}_m + 0.67\text{Pl}_m + 0.05\text{Bt} + 0.07\text{Ilm} + 0.221\text{Ky} + 0.35\text{H}_2\text{O}$ (5). Это один из реальных вариантов расчета. Величины коэффициентов перед фазами могут несколько меняться при учете других дополнительных компонентов системы (Zn в ставролите, Fe^{3+} в железомagneзиальных алюмосиликатах и др.). Однако микротекстурные взаимоотношения между минералами и их количественные соотношения в породе (см. табл. 3) подтверждают справедливость записанного уравнения массобаланса в общем виде. Образование новых минералов происходило за счет исходных минералов метapelитов, реагирующих в стехиометрическом отношении ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Ms} : \text{St} = 1 : 5.5 : 0.75 : 1.75$), что почти соответствует данным по реакции ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Ms} : \text{St} = 1 : 4.3 : 0.69 : 1.38$). Результаты сравнения объемных соотношений новообразованных минералов в приведенном соотношении между стехиометрическими коэффициентами ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Bt} : \text{Ky} = 1 : 1.6 : 0.12 : 0.53$) с реальными соотношениями фаз в породе ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Bt} : \text{Ky} = 1 : 1.8 : 0.19 : 0.84$) (см. табл. 3) также могут считаться удовлетворительными: расхождения меньше 15 %. Эти и некоторые другие отклонения (например, для кварца) объясняются отсутствием полной тождественности в валовом химическом составе пород, ошибками при вычислении мольных объемов минералов переменного состава, аналитическими погрешностями микрозонда при определении химического состава минералов и неточностями при расчете количественно-минералогического состава пород. Ход этой реакции согласуется с синхронным ростом Grs минала в гранате при снижении содержания An компонента в плагиоклазе на границе между внутренней и средней зонами. В целом минеральные превращения подобны тем, что имеют место в метapelитах типа барроу [Whitney et al., 1996].

Для пород енисейского участка (обр. 56), где наблюдается сопряженный рост Grs компонента граната и An минала плагиоклаза, увеличение содержания CaO не может являться результатом перераспределения Ca и Al только между гранатом и плагиоклазом. С учетом наблюдений по устойчивости эпидота в регионально-метаморфических породах и его отсутствием в продуктах коллизионного метаморфизма представляется возможным рассчитать такую минеральную реакцию прогрессивного метаморфизма при $P = 8.2$ кбар и $T = 615$ °C: $0.134\text{Grt}_c + 0.040\text{Pl}_c + 0.144\text{Qz} + 0.011\text{Ms} + 0.017\text{Ep} + 0.102\text{St} = 0.248\text{Grt}_m + 0.064\text{Pl}_m + 0.010\text{Bt} + 0.02\text{Ilm} + 0.089\text{Ky} + 0.136\text{H}_2\text{O}$ (6). Полученное уравнение массобаланса отражает соотношение минеральных фаз на завершающей стадии, когда в породе практически исчезает эпидот, и подтверждается количественными соотношениями фаз в породе: рост граната, биотита, плагиоклаза и кианита сопровождается уменьшением количеств мусковита, ставролита и кварца (см. табл. 3). Образование новых минералов происходило за счет исходных минералов метapelитов, реагирующих в стехиометрической пропорции ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Ms} : \text{Ep} : \text{St} = 1 : 0.3 : 0.12 : 0.10 : 0.9$), что близко соотносится с данными по реакции ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Ms} : \text{Ep} : \text{St} = 1 : 0.3 : 0.10 : 0.13 : 0.8$). Результаты сравнения объемных соотношений новообразованных минералов в приведенном соотношении между стехиометрическими коэффициентами ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Bt} : \text{Ky} = 1 : 0.26 : 0.07 : 0.36$) с реальными соотношениями фаз в породе ($\text{Grt} : \text{Pl} : \text{Bt} : \text{Ky} = 1 : 0.28 : 0.05 : 0.40$) (см. табл. 3) близки.

В соответствии с экспериментальными данными по устойчивости эпидота [Poli, Schmidt, 2004] в метapelитах, в отличие от его широкой области стабильности в метабазах, в восстановительных условиях значительно сокращается поле его стабильности за счет увеличения устойчивости граната и плагиоклаза. При низкой фугитивности кислорода, близкой к QFM буферу, верхняя граница P - T устойчивости эпидота в метapelитах не превышает $T = 600$ °C при $P = 5$ кбар. На низкую фугитивность кислорода (ниже QFM буфера) при формировании пород гаревского комплекса указывает совместное присутствие ильменита и графита, а также высокие значения железистости в Fe-Mg минералах (см. табл. 1).

На границе между промежуточной и внешней зонами происходит уменьшение содержания Grs компонента при одновременном увеличении An составляющей, связанные с регрессивным низкотемпературным метаморфизмом. Для системы KFMASHCa, моделирующей минеральные превращения между минералами-участниками реакций в ходе эксгумации высокометаморфизованных блоков к поверхности при $P = 4.8$ — 4.9 кбар и $T = 515$ — 560 °C, минеральные превращения могут быть записаны в следующем виде для обр. 56: $0.584\text{Grt}_m + 0.221\text{Pl}_m + 0.328\text{Qz} + 0.148\text{Bt} + 0.034\text{H}_2\text{O} = 0.494\text{Grt}_r + 0.467\text{Pl}_r + 0.131\text{Ms}$ (7). Для гаревского участка (обр. 27) характерны похожие соотношения между стехиометрическими коэффициентами реагирующих и новообразованных минералов.

АНАЛИЗ МАССОПЕРЕНОСА

Участие зональных порфиробласт граната в метаморфических реакциях позволяет оценить минимальные объемы массопереноса при коллизионном метаморфизме пелитов. Исходя из толщины и поперечных размеров средней зоны в зернах граната, объемы, где осуществлялось перераспределение вещества в результате локальных минеральных реакций (5) и (6), составляли не более 0.4 и 1 мм³ соответственно. Эти величины хорошо согласуются с оценками масштабов массопереноса при минеральных реакциях в метapelитах при близких P - T параметрах метаморфизма [Carmichael, 1969; Foster,

1977, 1981, 1986; Ревердатто и Колобов, 1987; Авченко, 1988; Likhanov, 1990; Лиханов, 1989, 1990; Dipple et al., 1990; Лиханов, Ревердатто, 1991, 2002, 2015a; Likhanov et al., 1994, 1995, 2001].

Перераспределение петрогенных компонентов между реагирующими фазами в ходе реакций (5) и (6) происходило с сохранением материального баланса и может быть ограничено указанными локальными объемами. Метаморфизм пород не приводит к заметному перемещению вещества. Для всех компонентов, кроме TiO_2 (обр. 56), расхождения не превышают 10–20 %, что обусловлено причинами, упомянутыми выше. В целом же система приближается к изохимической и закрыта для всех породообразующих компонентов, кроме воды. Ограниченные возможности диффузии при малой длительности коллизионного метаморфизма локализуют минеральное равновесие в пределах малых объемов породы. Фактическое расстояние, на которое мигрирует наиболее подвижный из участвующих в реакции компонентов, не превышают ~0.2 мм (обр. 56) и ~0.5 мм (обр. 27). Аналогичная ситуация наблюдается и в отношении крупноионных литофильных (Rb, Ba) и радиоактивных (Th, U) микроэлементов, отличающихся наибольшей подвижностью в процессах метаморфизма [Интерпретация..., 2001; Ножкин, Туркина, 1993] (табл. 5).

В поведении редкоземельных элементов при коллизионном метаморфизме наблюдаются систематические корреляции с составами породообразующих минералов. Для Енисейского участка (обр. 56), характеризующегося синхронным ростом содержания Grs компонента в гранатах и анортитового компонента в плагиоклазах за счет растворения эпидота, проявлена отчетливая зависимость между содержанием Ca и HREE в гранате. Похожая ситуация наблюдается и для обр. 27, где рост Grs компонента в гранате сопровождается падением содержания X_{An} в плагиоклазе. Во всех случаях при завершении минеральных реакций наблюдается существенное уменьшение содержаний HREE в 2–3 раза по сравнению с начальными концентрациями (табл. 6). Это подтверждается дисбалансом в количествах HREE (25 против 15 и 17 против 6 в г/т), рассчитанных по коэффициентам перед начальными и конечными фазами уравнений реакций (5) и (6) соответственно. Эти реакции протекают с дефицитом количества, например Yb, в 1.6–2.9 раза.

Отрицательная корреляция между содержаниями CaO и REE в гранате показывает, что эти элементы, занимающие одну кристаллохимическую позицию [Скублов, 2005], изоморфно замещают друг друга при метаморфизме. Такие соотношения могут указывать на вынос HREE при формировании прогрессивной зональности гранатов за пределы системы, ограниченной минимальными объемами перераспределения вещества при коллизионном метаморфизме. Вероятно, этот вынос уравновешивается последующим повышением концентраций HREE от средней зоны к кайме, коррелируемым с наблюдаемым уменьшением содержания Ca в гранатах на регрессивном этапе (при эксгумации блоков пород к поверхности). По-видимому, для суммарного баланса HREE требуется гораздо больший объем, чем для других микроэлементов. Это указывает на их повышенную миграционную подвижность в изученных образцах: от 3 до 8 мм³. На уравновешивание концентраций HREE и Y между гранатом — основным концентратом этих элементов в породе наряду с ксенотимом — и всеми остальными фазами может указывать зеркальная форма и характер спектров REE породообразующих минералов относительно состава породы (см. рис. 4).

Анализ баланса LREE и MREE (см. табл. 6) показывает, что их перераспределение между реагирующими фазами в рассчитанных объемах реакций (5) и (6) происходит с сохранением материального

Таблица 5. Баланс редких элементов до и после реакции коллизионного метаморфизма

Минерал	N	Исходные конц. (обр. 56)				N	Конечные конц. (обр. 56)				N	Исходные конц. (обр. 27)				N	Конечные конц. (обр. 27)			
		n_{Rb}	n_{Ba}	n_{Th}	n_U		n_{Rb}	n_{Ba}	n_{Th}	n_U		n_{Rb}	n_{Ba}	n_{Th}	n_U		n_{Rb}	n_{Ba}	n_{Th}	n_U
Ms	7.2	1166	12434	0.04	0.19	3.2	518	5526	0.02	0.08	30	4860	51810	0.15	0.78	20	3240	34540	0.1	0.52
Grt	60	1922	25.1	0.3	1.74	76	2995	21.5	0.62	0.41	60	2408	4.8	0.48	0.48	50	1838	2.8	0.5	0.25
Ep	6	57.11	32.48	0.13	1.35	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bt	3.2	1424	1830	0.18	0.10	4	1780	2288	0.22	0.12	15	6677	8580	0.825	0.45	19	8457	10868	1.05	0.57
Pl	18	1.67	1854	0.11	0.05	24	3.22	1251	1.00	0.07	220	21.6	23980	5.28	0.88	180	23.4	25056	3.96	0.36
Qz	1160	977	13862	319	499	1100	926	13145	303	473	2690	2265	32145	740	1157	2800	2358	33460	770	1204
St	5.6	47.6	1.58	0.02	—	3.6	30.6	1.02	0.01	—	70	595	19.7	0.21	—	60	510	16.9	0.18	—
Ilm	—	—	—	—	—	0.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.6	—	—	—	—
Ky	—	—	—	—	—	36	8.75	9.32	1.15	1.94	—	—	—	—	—	84	20.4	21.8	2.69	4.53
Σ	—	5595	29039	319	502	—	6262	26242	306	475	—	16827	116540	747	1160	—	16447	103966	778	1210

Примечание. $N = V/V_j$ — количество молей минералов в объеме породы 0.4 мм³ (обр. 56) и 1 мм³ (обр. 27) ($N \cdot 10^{-8}$ молей), $n_i = N \cdot a_{ij}$ — количество молей редких элементов i в минерале j ($n_i \cdot 10^{-8}$ молей).

Таблица 6. Баланс редкоземельных элементов до и после реакции коллизионного метаморфизма

Минерал	N	Исходные концентрации микроэлементов (обр. 56)									N	Конечные концентрации микроэлементов (обр. 56)								
		n_{La}	n_{Ce}	n_{Nd}	n_{Sm}	n_{Eu}	n_{Dy}	n_{Er}	n_{Yb}	n_Y		n_{La}	n_{Ce}	n_{Nd}	n_{Sm}	n_{Eu}	n_{Dy}	n_{Er}	n_{Yb}	n_Y
Ms	7.2	4.00	0.78	3.85	0.13	8.23	1.76	2.10	0.25	0.32	3.2	1.78	0.35	1.72	0.06	3.66	0.78	0.93	0.11	0.14
Grt	60	1.14	2.82	4.8	30.9	32	8088	9060	10980	72720	76	19.5	39.4	41.8	89	69.8	2654	3177	4676	24442
Ep	6	15.2	69.1	78.06	26.9	25.7	25.5	20.60	19.16	187.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt	3.2	1.01	1.39	0.57	0.27	0.38	0.38	0.11	0.06	0.14	4	1.27	1.73	0.72	0.33	0.47	0.48	0.14	0.08	0.18
Pl	18	0.9	1.44	0.85	0.76	1.53	0.18	0.07	0.018	4.34	24	45.1	71.8	20.4	3.26	29.6	1.78	0.50	0.17	13.13
Qz	1160	8409	14187	6373	1460	1826	416	390	186	1241	1100	7974	13453	6043	1385	1731	395	370	176	1177
St	5.6	0.02	0.14	0.039	0.03	0.01	0.26	0.02	0.51	0.017	3.6	0.02	0.090	0.03	0.02	0.01	0.17	0.02	0.33	0.011
Ilm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8	0.16	0.069	0.04	0.73	0.20	0.06	0.06	0.47	0.01
Ky	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	1.15	1.76	2.66	0.40	0.04	0.58	0.32	2.81	2.84
Σ	—	8431	14263	6461	1519	1894	8532	9473	11186	74153	—	8043	13568	6100	1479	1835	3053	3549	4856	26207

Минерал	N	Исходные концентрации микроэлементов (обр. 27)									N	Конечные концентрации микроэлементов (обр. 27)								
		n_{La}	n_{Ce}	n_{Nd}	n_{Sm}	n_{Eu}	n_{Dy}	n_{Er}	n_{Yb}	n_Y		n_{La}	n_{Ce}	n_{Nd}	n_{Sm}	n_{Eu}	n_{Dy}	n_{Er}	n_{Yb}	n_Y
Ms	30	16.7	3.24	16.1	0.54	34.3	7.35	8.73	1.05	1.32	20	11.1	2.16	10.7	0.36	22.9	4.9	5.82	0.7	0.88
Grt	60	0.36	1.08	5.76	9.78	3.3	1644	3671	6330	20184	50	0.5	1.1	2.95	15.7	5.7	924	867	674	9930
Bt	15	4.76	6.50	2.69	1.25	1.77	1.8	0.51	0.3	0.66	19	6.02	8.23	3.40	1.58	2.24	2.28	0.65	0.38	0.84
Pl	220	21.3	43.6	25.3	13.6	64.6	4.4	1.32	0.22	59.8	180	717	1022	289	41.6	525	30.2	6.12	6.12	128
Qz	2690	19500	32899	14779	3387	4234	966	904	430	2878	2800	20297	34244	15383	3525	4407	1005	941	448	2996
St	70	0.28	1.75	0.49	0.35	0.07	3.22	0.28	6.37	0.21	60	0.24	1.5	0.42	0.30	0.06	2.76	0.24	5.46	0.18
Ilm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.6	0.31	0.14	0.08	1.46	0.41	0.13	0.12	0.94	0.02
Ky	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	84	2.67	4.12	6.22	0.92	0.08	1.34	0.76	6.55	6.64
Σ	—	19543	32955	14829	3412	4338	2627	4586	6768	23124	—	21035	35283	15694	3587	4963	1971	1821	1142	13063

Примечание. $N = V/V_j$ — количество молей минералов в объеме породы 0.4 мм³ (обр. 56) и 1 мм³ (обр. 27) ($N \cdot 10^{-8}$ молей), $n_i = N \cdot a_{i,j}$ — количество молей редкоземельных элементов i в минерале j ($n_i \cdot 10^{-8}$ молей).

баланса, за исключением Gd, что свидетельствует об их малоподвижности. Это подтверждается балансом в количествах MREE — Sm (0.33 против 0.31), Eu (0.37 против 0.32) и Nd (0.23 против 0.20) — между реагентами и продуктами по уравнению реакции (5) с точностью 5—15 %. Однако без учета кварца, вносящего самый значительный вклад в суммарный бюджет LREE, соотношения между начальными и конечными содержаниями этих элементов, вычисленными при анализе объемных количеств минералов и по результатам реакций, существенно различаются. Выявленный дисбаланс LREE может быть связан с отсутствием в расчетах акцессорных фаз. С учетом повсеместного присутствия и устойчивости акцессорного монацита в изученных породах материальный баланс LREE должен достигаться [Corrie, Kohn, 2008]. Это свидетельствует об ограниченной подвижности большинства редких элементов, за исключением HREE.

Полученные данные указывают на то, что миграционная подвижность редких элементов при коллизионном метаморфизме в основном контролируется разрушением (растворением) и ростом реагирующих фаз и вариациями их химического состава в зависимости от изменения P - T параметров метаморфизма. Общая скорость (прогресс) метаморфических реакций будет лимитироваться самым медленным этапом — диффузией [Carmichael, 1969].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения гнейсов Заангарья Енисейского кряжа методами локального микроанализа установлены геохимические закономерности распределения главных, редких и редкоземельных элементов в зернах зональных гранатов, содержащихся в них минеральных включениях и в сосуществующих минералах матрикса. В зернах граната наблюдаются прогрессивный и регрессивный типы зональности, связанные с разными геодинамическими условиями метаморфизма. Рост температуры и давления привел к уменьшению концентрации Y и HREE в гранатах, а понижение P - T параметров связано с повышением содержания этих компонентов. Основной причиной резкого роста содержания CaO в гранатах с увеличением давления при метаморфизме является его привнос из плагиоклаза, меняющего свой состав на более кислый. Отклонения от этой закономерности, выраженные в одновременном росте гроссулярового минала в гранатах и анортитового компонента в плагиоклазах, обусловлены участием в ре-

акции эпидота (его разрушением). Отрицательная корреляция между содержаниями CaO и REE в гранате показывает, что эти элементы, возможно, занимающие одну кристаллохимическую позицию, изоморфно замещают друг друга при метаморфизме. Выполненные расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при метаморфизме показали изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы. Минимальный объем такой системы, в котором происходит взаимный обмен всеми химическими элементами и достигается баланс главных и редких элементов между реагирующими фазами, не превышал ~ 1 мм³. Наибольшей миграционной подвижностью относительно других элементов в процессах коллизионного метаморфизма обладают Y и HREE, требующие большой объем для сохранения материального баланса (до ~8 мм³).

Авторы признательны рецензентам за критический анализ рукописи и позитивные отзывы. Исследования проведены при поддержке грантов Президиума СО РАН (партнерский проект фундаментальных исследований № 12) и РФФИ (грант 15-05-00998).

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. М., Наука, 1990, 165 с.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, СНИИГГиМС, 1985, 291 с.

Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай—Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 26—31.

Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравессов России). СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 199 с.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Складчиков. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. М-6 1:500000. Лист Р-46 / Под ред. А.К. Мкртчяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 1998.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1476—1496.

Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 5, с. 425—436.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Каштанов В.А., Хоменко А.В., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Конторович А.А., Петров В.Н. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2006, № 5—6, с. 9—23.

Лиханов И.И. Низкотемпературная биотитовая изограда в контактовом ореоле Харловского габбрового массива (Северо-Западный Алтай) // Геология и геофизика, 1989, т. 30 (7), с. 46—54.

Лиханов И.И. Разложение эпидота при низкотемпературном контактовом метаморфизме метапелитов // Записки ВМО, 1990, ч. 119, вып. 3, с. 40—48.

Лиханов И.И. Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых метапелитовых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 305—316.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Арфведсонит как продукт реакционного взаимодействия диабазов и метапелитов при контактовом метаморфизме // ДАН, 1991, т. 317, № 6, с. 1461—1465.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 541—558.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия, 2011, т. 49, № 3, с. 239—267.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия, 2014а, т. 52, № 1, с. 3—25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (3), с. 385—416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Зональность граната как индикатор эволюции метаморфизма в метапелитах Енисейского кряжа // ДАН, 2014в, т. 458, № 1, с. 74—79.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Масштабы массопереноса и дифференциальная подвижность петрогенных и редкоземельных элементов в метапелитах при коллизионном метаморфизме // ДАН, 2015а, т. 464 (2), с. 203—208.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015б, т. 53, № 8, с. 675—694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2008а, т. 46, № 1, с. 20—41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология, 2008б, т. 16, № 2, с. 148—173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1335—1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Травин А.В.** Скорость эксгумации пород неопротерозойских коллизионных метаморфических комплексов Енисейского кряжа // ДАН, 2010, т. 435, № 3, с. 372—377.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1593—1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия, 2012, т. 50, № 6, с. 607—614.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д.** Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона кряжа // ДАН, 2013а, т. 450, № 2, с. 199—203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН, 2013б, т. 450, № 6, с. 685—690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // ДАН, 2013в, т. 453, № 6, с. 671—675.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П.** Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в геологической истории Енисейского кряжа // Петрология, 2013г, т. 21, № 6, с. 612—631.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, т. 48, № 5, с. 32—53.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В.** *P-T-t* реконструкции метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1031—1056.
- Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В.** Структуры скупивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы // Тектоника платформенных областей. Новосибирск, Наука, 1988, с. 169—173.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарьжалгайского выступов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 219 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.** Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2007, т. 415, № 6, с. 782—787.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.

Ножкин А.Д., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ронкин Ю.Л. Дорифейские метапелиты Енисейского кряжа: химический состав, источники сноса, палеогеодинамика // *Геохимия*, 2012, № 7, с. 644—682.

Ревердатто В.В., Колобов В.Ю. Массоперенос при метаморфизме // *Геология и геофизика*, 1987, т. 28 (3), с. 3—12.

Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб., Наука, 2005, 147 с.

Соболев А.В., Батанова В.Г. Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о. Кипр: геохимия клинопироксена // *Петрология*, 1995, т. 3, № 5, с. 487—495.

Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 2009, 132 с.

Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья / Ред. А.И. Забияка. Красноярск, КНИИГГиМС, 2004, 325 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее—раннем палеозое // *Геотектоника*, 2009, № 2, с. 37—56.

Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Сердюк С.С. Тектоника Центральной Сибири (Ангаро-Енисейский регион). Общие вопросы тектоники // *Тектоника России*. М., Геос, 2000, с. 567—569.

Ague J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*, 1991, v. 19, p. 855—858.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique with petrological applications // *Can. Mineral.*, 1991, v. 29, p. 833—855.

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, p. 1—24.

Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D. Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps // *Miner. Petrol.*, 2009, v. 97, p. 173—188.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. Henderson P. Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1984, p. 63—114.

Brown M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change // *Int. Geol. Rev.*, 2007, v. 49, p. 193—234.

Brunsmann A., Franz G., Erzinger J. REE mobilization during small-scale high-pressure fluid–rock interaction and zoisite/fluid partitioning of La to Eu // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, p. 559—570.

Carmichael D.M. On the mechanisms of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 20, p. 244—267.

Cerny P., Fryer B.J., Longstaffe F.J., Tammemagi H.Y. The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba: igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 1153—1177.

Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$ // *Contr. Miner. Petrol.*, 1974, v. 48, p. 89—114.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.*, 1993, v. 104, p. 1—37.

Corrie S.L., Kohn M.J. Trace element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: implications for monazite formation // *J. Metamorph. Geol.*, 2008, v. 26, p. 451—464.

Cox R., Lowe D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // *J. Sedim. Res.*, 1995, v. A65, p. 1—12.

Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A., Hand M., Kelsey D.E., Emery M., Friend C.R.L., Leslie A.G. Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *J. Metamorph. Geol.*, 2010, v. 28, p. 249—267.

Cygan R.T., Lasaga A.C. Self-diffusion of magnesium in garnet at 750 to 900 °C // *Am. J. Sci.*, 1985, v. 285, p. 328—350.

Dipple G.M., Wintsch R.P., Andrews M.S. Identification of the scales of different mobility in a ductile fault zone // *J. Metamorph. Geol.*, 1990, v. 8, p. 645—661.

Faryad S.W., Chakraborty S. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: a case study from the Eastern Alps // *Contr. Miner. Petrol.*, 2005, v. 150, p. 306—318.

- Ferry J.M.** A biotite isograd in south-central Maine, USA: mineral reactions, fluid transfer // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 871—893.
- Foster C.T. Jr.** Mass transfer in sillimanite-bearing pelitic schists near Rangeley, Maine // *Am. Miner.*, 1977, v. 62, p. 727—746.
- Foster C.T. Jr.** A thermodynamic model of mineral segregations in the lower sillimanite zone near Rangeley, Maine // *Am. Miner.*, 1981, v. 66, p. 260—277.
- Foster C.T. Jr.** Thermodynamic models of reactions involving garnet in a sillimanite/staurolite schist // *Mineral. Mag.*, 1986, v. 50, p. 427—439.
- Franceschelli M., Memmi I., Ottolini L., Vannucci R.** Trace- and major-element zoning in garnet: a case study in the pelitic schists of NE Sardinia (Italy) // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 2002, v. 8, p. 337—351.
- Gaidies F., de Capitani C., Abart R., Schuster R.** Prograde garnet growth along complex *P-T-t* paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wolz Complex (Austroalpine basement // *Contr. Miner. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 673—688.
- Gerya T.V.** Precambrian geodynamics: Concepts and models // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 442—463.
- Ghent E.D., Stout M.Z.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 92—97.
- Grauch R.I.** Rare earth elements in metamorphic rocks // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 1989, p. 147—167.
- Haas H., Holdaway M.J.** Equilibria in the system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *Am. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 348—357.
- Holdaway M.J.** Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Am. J. Sci.*, 1971, v. 271, p. 97—131.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *Am. Miner.*, 2000, v. 85, p. 881—889.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—343.
- Kohn M.J., Spear F.S.** Error propagation for barometers // *Am. Miner.*, 1991, v. 76, p. 138—147.
- Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S., Rumble D. III, Harrison T.M.** Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *J. Petrol.*, 1992, v. 33, p. 521—556.
- Le Breton N., Thompson A.B.** Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 99, p. 226—237.
- Likhanov I.I.** Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfels of the Karatash pluton // *Int. Geol. Rev.*, 1988, v. 30, p. 868—877.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geol. Sinica (English edition)*, 2007, v. 81, p. 409—423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian kyanite-sillimanite metamorphism in overthrust terranes of the Yenisey Ridge, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. A763.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian *P-T-t* history of the Yenisey Ridge as a consequence of contrasting tectonic settings in the western margin of the Siberian craton // *Miner. Mag.*, 2011, v. 75 (3), p. 1327.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Compositional zoning of polyphase garnet in pelites as a consequence of three metamorphic events in Precambrian *P-T-t* history of the Yenisey Ridge, Siberia // *Miner. Mag.*, 2013, v. 77 (5), p. 1609.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I.** Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 133—144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I.** Mineral reaction mechanisms and mass transfer analysis in the matrix during metamorphism // *Terra Nova*, 1995, v. 7, p. 315.
- Likhanov I.I., Ten A.A., Reverdatto V.V., Ananiev V.A., Memmi I.** Inverse modeling approach for obtaining kinetic parameters of diffusion-controlled metamorphic reactions in the Kharlovo contact aureole (South Siberia, Russia) // *Miner. Petrol.*, 2001, v. 71, p. 51—65.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** *P-T-t* constraints on poly-metamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.*, 2015, v. 113(1), p. 391—410.
- McLennan S.M., Hemming S.R., Taylor S.R., Eriksson K.A.** Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1153—1177.

Mulrooney D., Rivers T. Redistribution of the rare-earth elements among coexisting minerals in metamorphic rocks across the epidote-out isograd: an example from the St. Anthony Complex, northern Newfoundland, Canada // *Can. Miner.*, 2005, v. 43, p. 263—294.

Nehring F., Foley S.F., Holttä P. Trace element partitioning in the granulite facies // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 159, p. 493—519.

Otamendi J.E., de la Rosa J.D., Patino Douce A.E., Castro A. Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth // *Geology*, 2002, v. 30, p. 159—162.

Pattison D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scot. J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 423—446.

Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 «triple point» assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications // *Am. Miner.*, 2001, v. 86, p. 1414—1422.

Poli S., Schmidt M.W. Experimental subsolidus studies on epidote minerals // *Rev. Miner. Geochem.*, 2004, v. 56, p. 171—195.

Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // *Am. Miner.*, 1994, v. 79, p. 120—133.

Pyle J.M., Spear F.S., Rudnick R.L., McDonough W.F. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2083—2117.

Rolland Y., Cox S., Boullier A.-M., Pennacchioni G., Mancktelow N. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 203—219.

Sizova E.V., Gerya T.V., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 522—545.

Spear F.S. Relative thermobarometry and metamorphic *P-T* paths // *Evolution of metamorphic belts* / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989, v. 43, p. 63—82.

Spear F.S., Peacock S.M., Kohn M.J., Florence F. Computer programs for petrologic *P-T-t* path calculations // *Am. Miner.*, 1991, v. 76, p. 2009—2012.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 2097—2120.

Stahle H.J., Raith M., Hoernes S., Delfs A. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India // *J. Petrol.*, 1987, v. 28, p. 803—834.

Vocke R.D. Jr., Hanson G.N., Grunfelder M. Rare earth mobility in the Roffna Gneiss, Switzerland // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 145—154.

Vry J.K., Baker J., Maas R., Little T.A., Grapes R., Dixon M. Zoned (Cretaceous and Cenozoic) garnet and the timing of high grade metamorphism, Southern Alps, New Zealand // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, p. 137—157.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R. Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: Constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // *J. Metamorph. Geol.*, 1996, v. 14, p. 163—181.

Wolfram S. The mathematica book, 5th ed., Champaign IL, Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.

Wu C.M., Zhao G.C. The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages // *J. Metamorph. Geol.*, 2006, v. 24, p. 297—307.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1907—1921.