

УДК 551.2+552.16

## МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОЛВИЦКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (ЛАПЛАНДСКО-КОЛВИЦКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2004 г. В. И. Фонарев

Представлено академиком А.А. Маракушевым 25.10.2003 г.

Поступило 17.11.2003 г.

Колвицкий массив метагаббро-анортозитов (ниже – метаанортозиты) является одним из 8 наиболее крупных раннепротерозойских массивов Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (Балтийский щит). Это пластинообразное тело мощностью порядка 2 км сложного, неоднородного строения. Среди темноцветных минералов в породе преобладают  $\text{Срх}^*$  и  $\text{Grt}$ , нередко присутствует  $\text{Орх}$ , практически повсеместно развит  $\text{Нбл}$  и относительно редко –  $\text{Вт}$ . Лейкократовые минералы в основном  $\text{Pl}$  и небольшое количество  $\text{Qtz}$ . Это чаще всего неравномернотельные порфиридные породы со слабо гнейсовидно-полосчатой, часто коронарной, бластомилонитовой и катаклазитовой текстурами. Нередко фрагментированные зерна  $\text{Орх}$ ,  $\text{Срх}$  и  $\text{Grt}$  цементируются тонкозернистым агрегатом более поздних генераций этих минералов, которые часто замещаются  $\text{Вт}$ ,  $\text{Нбл}$  и др. Состав минералов определялся в прозрачных шлифах на микроанализаторе “ *Camebax* ” с энергодисперсионным спектрометром “ *Link* ”. Всего было исследовано 8 образцов (в среднем по 30–60, иногда до 115 анализов для каждого образца). *PT*-оценки получены с использованием системы согласованных геотермометров и геобарометров (Программа *TRF*), которые были дополнительно протестированы по экспериментальным данным, опубликованным уже после разработки этих систем. Результаты *PT*-определений и железистость (основность для  $\text{Pl}$ ) парагенных минералов представлены в табл. 1. Эти минералы обычно гетерогенны по составу даже в пределах отдельных образцов (шлифов). Эта гетерогенность наряду с минеральными парагенезисами является “запи-

сью” различных *PT*-условий и расшифровывается методами минералогической термобарометрии.

Ранние (магматические) ассоциации минералов (*m*) в метаанортозитах массива представлены клинопироксеном ( $\text{Срх}^m$ ), плагиоклазом ( $\text{Pl}^m$ ) (обр. с7-1, с10-3а, с10-2) и ортопироксеном ( $\text{Орх}^m$ ) (обр. с7-1, с8-3). Их составы сохранились главным образом в центральных частях крупных зерен.  $\text{Срх}^m$  и  $\text{Орх}^m$  – обычно порфиридные (иногда до 60 см), часто сильно корродированные и катаклазированные кристаллы с четкими структурами распада (рис. 1а–1в). Они отличаются высокой глиноземистостью (соответственно 5–8 и порядка 4 мас. %), а  $\text{Срх}^m$  – низким содержанием кальция (порядка 18, реже до 19.5 мас. %).  $\text{Pl}^m$  сохраняется в виде практически мономинеральных агрегатов обычно полисинтетически сдвойникованных зерен с варьирующей (в различных образцах) основностью ( $X^{\text{An}}$ ) от 0.37–0.4 до 0.68–0.77. Температура кристаллизации ассоциации *m* из расплава (табл. 1) определена с использованием реконструированных составов пироксенов для участков размером 200 × 200 мкм (обр. с7-1). Здесь же найден последующий распад первичных минералов (*ex*, *L*).

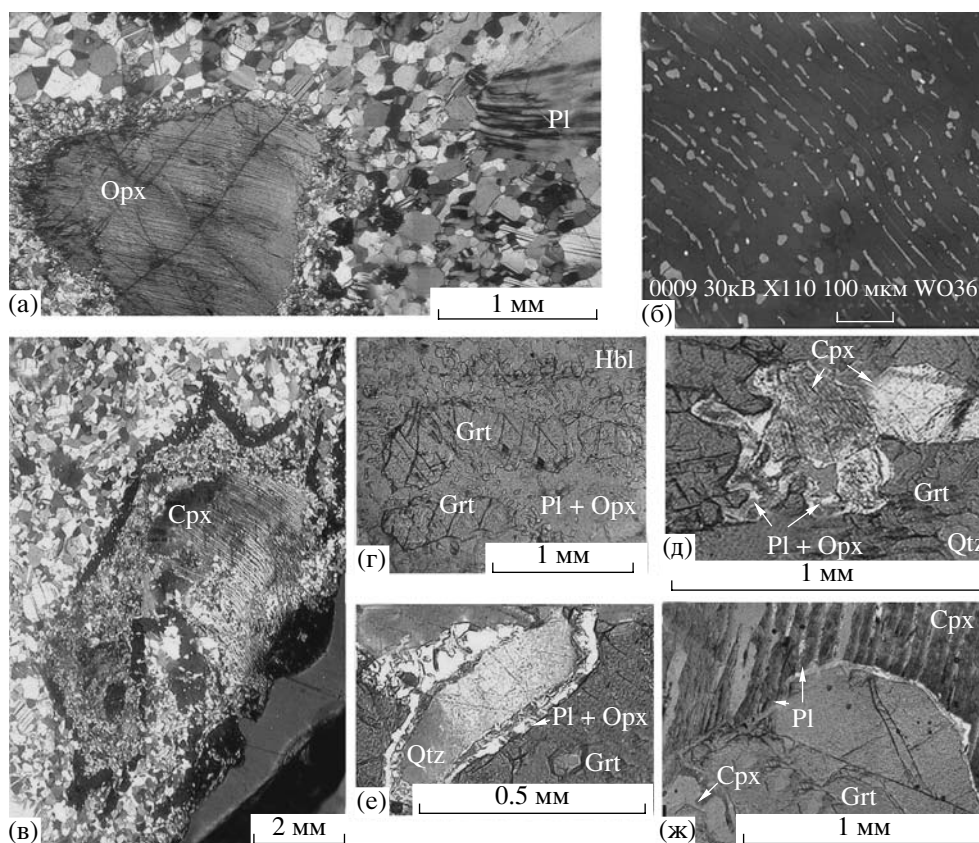
Ранние метаморфические ассоциации минералов (*I*):  $\text{I(a) Grt}^1 + \text{Срх}^1 + \text{Pl}^1 + \text{Qtz}$  (обр. с10-2, с7-3) и  $\text{I(b) Grt}^1 + \text{Орх}^1 + \text{Pl}^1 \pm \text{Qtz}$  (обр. с11-1). *Fe–Mg*-минералы в этих ассоциациях – относительно крупные трещиноватые, нередко фрагментированные зерна (порфириобласты) с корродированными границами (рис. 1г). Реакционные соотношения между ними отсутствуют. Гранат нередко содержит включения магматогенного  $\text{Срх}$ ,  $\text{Pl}$  и  $\text{Qtz}$  (рис. 1д–1ж). Первичный состав минералов сохраняется в центральных частях зерен. Для пироксенов характерны высокие содержания глинозема (5.5–6.5 мас. % в  $\text{Срх}^1$  и даже до 7.1 мас. % в  $\text{Орх}^1$ ) с  $\text{CaO}$  в  $\text{Срх}^1$  от 17.6 до 22 мас. %.  $\text{Grt}^1$  – в пределах каждого образца наиболее магнезиален по сравнению с другими раз-

\* Аббревиатура минералов согласно [1].

Таблица 1. Составы минералов и *PT*-параметры метаморфизма Колвицких метаанортозитов

№ обр.	$X_{Fe}$				$X_{An}$ Pl	Температура, °C				Давление, кбар		Ассоциация
	Grт	Opх	Cpx	Bt		GOp	GCp	2Px	BG	GO PQ	GCPQ	
с7-1		0.237m	0.279m		0.720m			1200				m ex, L c(b), r c(b) c(b)
	0.694L	0.293L	0.221ex					745				
	0.592c2	0.238mr	0.197mr		0.550		688				8.19	
	0.526c1		0.147c1		0.702c1		668				7.32	
	0.667c3	0.336c3			0.752c2	682				6.49		
с7-3	0.635I		0.351I		0.338m, I		916				12.02	I(a) r
	0.711Ir		0.277Ir		0.338m, I		667				6.64	
с8-3	0.635I											I r, II r r
	0.662Ir1	0.344II	0.245II		0.435II	722	693	663		7.96	7.33	
	0.641Ir2	0.336IIr				740						
	0.734Ir3		0.233IIr		0.424IIr		600				5.52	
с9-5	0.696I, Ir	0.367I, Ir	0.249I, Ir			710	695					r II r r r r
	0.64I	0.364I	0.249I		0.393I	772	695	640		8.69	7.95	
	0.681Ir1	0.351r1	0.248Ir1		0.393I	686	652	654		7.13	7.03	
	0.664Ir2		0.240Ir2		0.408		693				8.31	
	0.715Ir3		0.228Ir3		0.393		589				5.38	
		0.357Ir2	0.256Ir4					663				
с10-2			0.228m		0.396m							m I(a) r, II c(a), r r c(a), r c(a), r r
	0.480I		0.265I		0.396I		990				12.37	
	0.559Ir3		0.23Ir1, II		0.441II		783				9.22	
	0.529Ir1	0.312c1			0.464c1	913				11.19		
	0.564Ir5		0.249Ir2		0.439IIr1		813				10.29	
	0.561Ir2	0.324c2			0.4c	875				11		
	0.526Ir4	0.255c3			0.514c	788				9.85		
0.596Ir6			0.31IIr	0.666					710			
с10-3			0.355m									m I c(c), r
	0.512I		0.288Ir1		0.259c		830				11.3	
с10-3a			0.347m									m I r II r
	0.558I											
	0.585Ir1		0.255Ir1		0.395II		800				10.7	
	0.643II		0.281II		0.438II		795				9.7	
0.689Ir2		0.300Ir2				742						
с11-1	0.462I	0.256I			0.539m, I	895				12.58		I(b) c(a), r c(a), r r, II r r
	0.575Ir1	0.295c1			0.825c1	773				8.59		
	0.611Ir2	0.317c2			0.694c2	745				7.95		
	0.546IIr	0.247Ir			0.817IIr	703				8.16		
	0.566Ir3			0.195IIr1					590			
	0.648Ir4			0.24IIr2					570			

Примечание.  $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ ;  $X_{An} = Ca/(Ca + Na + K)$ . Геобарометры: GO PQ – Grт–Opх–Pl–Qtz, GCPQ – Grт–Cpx–Pl–Qtz; геотермометры: GOp – Grт–Opх, GCp – Grт–Cpx, 2Px – дупиноксеновый, BG – Bт–Grт. Генерации минералов, ассоциации: m – первично-магматические; I – ранние метаморфические (в том числе “a” и “b” – см. текст); II – новообразованные метаморфические (в том числе перекристаллизация); ex, L – продукты распада (матрица, ламели); r – периферийные части зерен с различными составами r1, r2, ...; c – коронарные (типы a, b, c) с различными составами c1, c2 ...



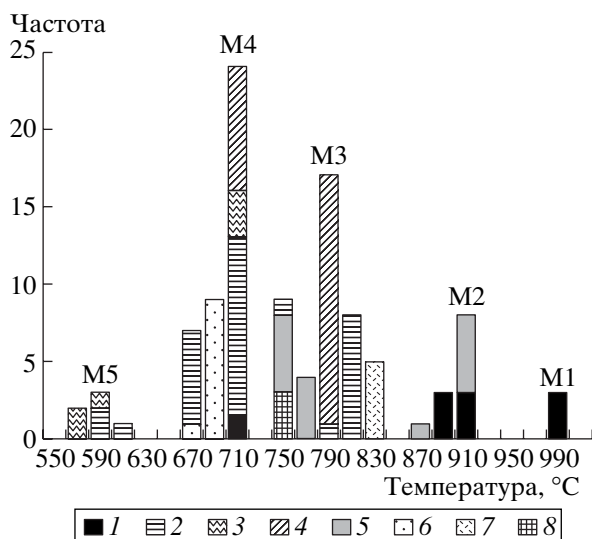
**Рис. 1.** Микрофотографии метаанортозитов Колвицкого массива. а-в – обр. с7-1: а – корродированный кристалл  $Orx^m$ ; тонкозернистый агрегат ( $Crx^{II}, Orx^{II}, Pl^{II} (\pm Qtz)$ ), развивается между  $Orx^m$  и  $Pl^m$ , николи скрещены; б – имидж в обратно-рассеянных электронах центральной части кристалла  $Crx^m$ , светлые удлинённые выделения – ламеллы  $Orx^L$ , светлые изометричные –  $Grt^L$ , темное –  $Crx^{ex}$ ; в – фрагмент зональной короны между магматическими  $Crx^m$  и  $Pl^m$  (мономинеральные агрегаты). Коронарный  $Grt$  (внешняя зона – темная полоса) маркирует границы  $Pl$ ; тонкозернистый агрегат (внутренняя зона –  $Crx^{II}, Orx^{II}, Pl^{II}$  и  $Qtz$ ) цементирует и корродирует  $Crx^m$ , николи скрещены не полностью. г – обр. с11-1, симплектитовая  $Orx-Pl$ -корона вокруг реликтов раннего граната ( $Grt^I$ ), без анализатора. д, е – образец с10-2: д – включения  $Crx^m$  и  $Qtz$  в гранате ( $Grt^I$ );  $Orx-Pl$ -симплектиты (короны) развиваются на контакте  $Grt$  и  $Crx$ ; е –  $Orx-Pl$ -симплектиты (короны), содержащие рудный минерал, вокруг зерен  $Qtz$ , николи скрещены не полностью. ж – образец с10-3, реакционная кайма  $Pl$  на контакте метаморфогенного  $Grt^I$  и включений первичного  $Crx^m$ , николи параллельны.

ностями. По морфологии и составу метаморфогенный плагиоклаз ( $Pl^I$ ) не отличается от первичных (магматических) разновидностей. Возможно, что на начальных стадиях метаморфизма не произошло его существенной перекристаллизации.  $TP$ -параметры приведены в табл. 1.

Коронарные ассоциации (с) представлены тремя типами. (с(а))  $Orx^{II^c} - Pl$ -короны (симплектиты) вокруг граната (обр. с10-2 и с11-1), а также вокруг включений  $Crx$  и  $Qtz$  в  $Grt$  (обр. с10-2) (рис.1г–1е).  $Orx$  относительно гомогенен с низкой глиноземистостью (2–3 мас. %). Железистость граната ( $Grt^{Ir}$ ) на контакте с симплектитам заметно повышается (табл. 1). В обр. с10-2, где симплектитовая ассоциация образуется в результате реакции между первичными  $Grt$  и  $Crx$ ,  $PT$ -

параметры процесса (табл. 1) найдены по составам контактирующих  $Grt^{Ir}$  и коронарного  $Orx^c$  (с(а),г). В обр. с11-1 ранняя минеральная ассоциация представлена  $Grt$ ,  $Orx$  и  $Pl$ . Контакты  $Grt$  и коронарного  $Orx$  (с(а),г) дают более низкие значения  $P$  и  $T$ , чем в предыдущем случае. При еще более низкой температуре (табл. 1) кристаллизовалась новая ( $Grt^{II}$ ) генерация  $Grt$  в ассоциации с основным  $Pl$  (г, II).

(с(б))  $Grt-Crx-Orx-Pl$ -короны (обр. с7-1, рис. 1а–1в) развиваются между реликтовыми зернами первичных пироксенов ( $Crx^m, Orx^m$ ) и плагиоклазом ( $Pl^m$ ) с образованием зональности:  $Crx^m (Orx^m)$ -зона ( $Crx^c + Orx^c + Pl^c \pm Qtz$ )-зона  $Grt^c-Pl^m$ . Гранат ( $Grt^c$ ) маркирует границы агрегатов первичного плагиоклаза. Его железистость заметно варьирует (табл. 1) в зависимости от локальных

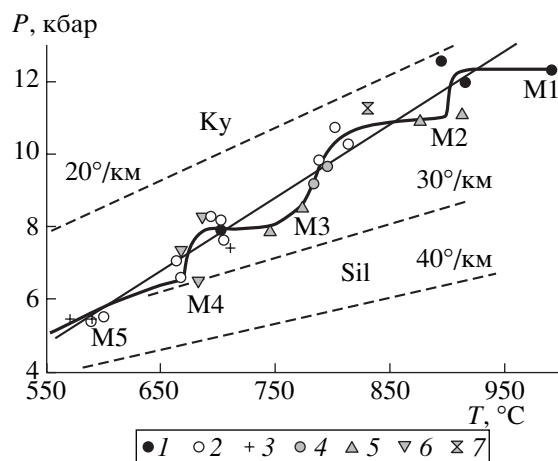


**Рис. 2.** Гистограмма температур метаморфизма Колвицких метаанортозитов. 1 – центральные части зерен Grt, Срх, Орх; 2 – контактовые зоны Grt, Срх, Орх; 3 – контактовые зоны Grt и Vt; 4 – новообразованные минералы; 5 – Орх–Pl-корона; 6 – Grt–Срх–Pl-корона; 7 – реакционная зона Pl между Grt и Срх; 8 – распад пироксенов. М1–М5 – метаморфические (тектонотермальные) события. По оси Y – количество микрозондовых анализов.

химических условий кристаллизации. Коронарные Срх и Орх, соответственно более магнистые и более железистые по сравнению с первичными минералами, обладают относительно низкой глиноземистостью (2.06–2.37 мас. %). Близкие значения  $PT$ -параметров (табл. 1) получены с использованием контактирующих зерен коронарных Срх<sup>c</sup> и Grt<sup>c1</sup> (с(b)), Орх<sup>c</sup> и Grt<sup>c1</sup> (с(b)), а также первичного Срх<sup>m</sup> и коронарного Grt<sup>c2</sup> (с(b), r).

(с(c)) Реакционные каймы плагиоклаза (Pl<sup>c</sup>) образуются на контакте Grt<sup>i</sup> и Срх<sup>m</sup>, в том числе и включений последнего в гранате (обр. с10-3, рис. 1ж). При этом железистость Grt повышается, а железистость и глиноземистость Срх понижается.  $PT$ -параметры соответствуют ассоциации (с(c), r) в табл. 1.

Состав ранних генераций Fe–Mg-минералов обычно заметно различается в периферийной части зерен (r) по сравнению с центральными (как на их непосредственных контактах, так и вне их). При этом железистость Grt на контакте с пироксенами повышается, а железистость последних соответственно понижается (табл. 1), так же как в большинстве случаев и их глиноземистость. Аналогичные отличия состава от первичных минералов характеризуют и поздние генерации метаморфогенных минералов (II). Обычно это тонкозернистые агрегаты Grt, Срх, Орх и Pl (в различных сочета-



**Рис. 3.**  $PT$ -тренд метаморфизма Колвицкого анортозитового массива (сплошная толстая линия). Штриховые линии – соотношения температура/глубина ( $^{\circ}/\text{км}$ ). 1–7 – измеренные  $PT$ -параметры (табл. 1): 1 – центральные части зерен, 2 – контактовые зоны с Grt, Срх, Орх, 3 – контакты Grt и Vt, 4 – новообразованные Grt и Срх, 5 – Орх–Pl-симплектиты (короны), 6 – Grt–Срх–Pl-короны, 7 – реакционная зона Pl между Grt и Срх.

ниях и пропорциях), кристаллизующиеся в интерстициях между крупными часто раздробленными зернами ранних минералов. Для обр. с10-3а и с10-2 контактовые изменения состава первичных Grt, Срх, Орх (r) и кристаллизация новообразованных фаз (r, II; II) зафиксированы при относительно близких  $PT$ -параметрах (табл. 1). В обр. с7-3 и с8-3 аналогичные реакции отвечают уже более низким  $PT$ -условиям (r; r, II), так же как и практически полная перекристаллизация породы (обр. с9-5) в условиях интенсивной деформации (II; r). В единичных случаях (обр. с8-3, с9-5) на контактах Grt и Срх (относительно мелкие зерна), а также Grt и Vt (обр. с10-2, с11-1) происходит более существенное изменение состава минералов, что свидетельствует о дальнейшем понижении параметров метаморфизма (табл. 1).

На гистограмме рис. 2 выделяется пять максимумов, соответствующих дискретным тектонотермальным (метаморфическим) событиям в истории Колвицкого массива: М1 – 990°C, М2 – 870–915°C, М3 – 750–830°C, М4 – 670–710°C и М5 – 570–610°C. Каждое из этих событий маркируется полной или частичной перекристаллизацией пород с образованием новых минералов, их последующим разложением и изменением состава в новых  $PT$ -условиях, формированием новых генераций, в том числе коронарных, и т.д. На рис. 3 сведены результаты  $PT$ -определений вместе с информацией о наиболее важных метаморфических реакциях, зафиксированных в изученных образцах. Видно, что постмагматический период эволюции Колвицкого массива характеризовался пиковым ме-

таморфизмом M1 при  $P = 12.37$  кбар и четырьмя постпиковыми тектоно-термальными (метаморфическими) событиями (рис. 2, 3) M2–M5 при давлениях соответственно 11.2, 8–8.6, 6.5 и 5.45 (кбар). На стадии M2 породы испытали субизотермическую декомпрессию с глубины порядка 45 до 40 км, на стадии M3 – от 40 до 28.5–31 км, на стадии M4 – от 28.5 до 23 км. Полученный  $PT$ -тренд отвечает дискретному характеру метаморфических реакций, приуроченностью их к различным термальным периодам (рис. 2). Мы полагаем, что в периоды декомпрессий, сопровождавшиеся интенсивными тектоническими деформациями, увеличивалась проницаемость пород, активизировались флюидные потоки и, как следствие, интенсифицировались метаморфические реакции. Эти периоды чередовались со “спокойными” периодами субизобарического остывания, во время которых не происходило каких-либо заметных минералогических изменений пород.

В соответствии с геохронологическими данными и сложившимся представлением [2–8] в истории Колвицкого габбро-анортозитового массива выделяется два главных периода развития: ранний палеопротерозойский – заложение рифтогенных поясов с базит-гипербазитовым магматизмом (2374–2462 млн. лет) и Свеккофеннский – коллизия Кольского и Беломорского микроконтинентов (1800–2200 млн. лет). В пределах каждого из этих периодов фиксируются этапы, отражающие уже менее продолжительные и, очевидно, менее глобальные, но вполне определенные геодинамические, тектоно-термальные, магматические и метаморфические процессы. Полученные нами результаты вполне согласуются с этими данными, сопоставлением с которыми и были датированы метаморфические события (рис. 4): M1 – промежуток времени между магматической кристаллизацией массива (2450–2462 млн. лет) и регрессивными изменениями первично метаморфизованных пород на стадии M2 (2423–2433 млн. лет); M3 – 2374–2394 млн. лет; M4 – 1905–1918 млн. лет; M5 – 1827–1833 млн. лет. Ранний палеопротерозойский период тектоно-термальной активизации региона (M1–M3) занял порядка 55–75 млн. лет, и эксгумация пород происходила при относительно высоких средних скоростях как подъема (0.2–0.3 мм/год), так и остывания (3.3–4.5°/млн. лет). В Свеккофеннский период (M4–M5) скорости эксгумации и остывания массива были уже значительно ниже (соответственно 0.045 мм/год и порядка 1°/млн. лет).

Таким образом, в соответствии с полученными данными, становление массива произошло на глубинах, больших, чем 45 км, в относительно “спокойных” условиях, способствовавших дифференциации магматического расплава, образованию крупных мегакристаллов клино- и ортопироксенов и т.д. Дальнейшая эволюция массива связана

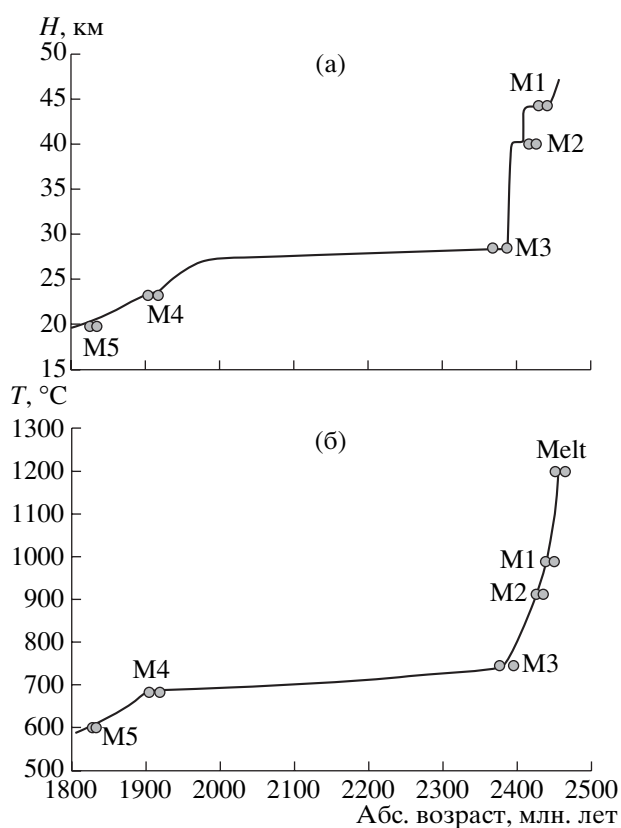


Рис. 4. Тренды эксгумации Колвицкого метанортозитового массива (а) и изменения теплового режима метаморфизма во времени (б). Диаграммы выполнены с использованием полученных  $PT$ -оценок и опубликованных геохронологических данных [2–8].

с историей его метаморфизма (рис. 2–4). В относительно короткое время в раннем палеопротерозое массив испытал два тектоно-термальных события, приведших к субизотермической декомпрессии. С этими событиями и были связаны, очевидно, наиболее интенсивные дислокации, сопровождавшиеся внедрением дайкового комплекса, флюидной и термической активизацией на стадиях M1 и M2. В результате гравитационных процессов метанортозиты размещались в относительно “холодных” породах, где и остывали в периоды релаксации до следующей декомпрессии. В последующий (рис. 4) длительный промежуток времени (порядка 470 млн. лет) для массива не отмечено каких-либо существенных изменений ни тектонических, ни минералогических.  $PT$ -тренд для Свеккофеннского периода также характеризуется сменой субизотермической декомпрессии субизобарическим охлаждением. Такие тренды, установленные для периодов, обычно приписываются коллизионным условиям. Это соответствует сложившимся представлениям о коллизии Кольского и Беломорского континентов в Свеккофеннский период,

однако не согласуется с условиями рифтогенеза в раннем палеопротерозое.

Полученные результаты подтверждают предложенную ранее [9–11] модель циклической эволюции метаморфизма в гранулитовых регионах – чередование периодов субизобарического охлаждения (покоя) и декомпрессии с активизацией реакций между минералами под воздействием свежих порций флюида, а в некоторых случаях и тепла. Такое чередование могло быть следствием пульсационного характера дислокационных процессов, обусловленных как физико-механическими особенностями кристаллических пород, так и пульсационным характером конвективного движения мантийного вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 98–05–64563 и 01–05–65018).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kretz R. // Amer. Minerol. 1983. V. 68. P. 277–279.
2. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Сорохтин Н.О. и др. // ДАН. 1993. Т. 331. № 3. С. 332–334.
3. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Баляшов Ю.А. и др. // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.
4. Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 248–254.
5. Богданова М.Н., Ефимов М.М., Каулина Т.В. // ДАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 665–668.
6. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицин Р.В. и др. // Тр. Мурман. гос. техн. ун-та. 1998. Т. 1. № 3. С. 19–32.
7. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.
8. Bibikova E.V., Skiold T., Bogdanova S.V. et al. // Precamb. Res. 2001. V. 105. P. 315–330.
9. Fonarev V.I. In: Charnockite and Granulite Facies Rocks. Chennai: Geol. Assoc. Tamil Nadu, 1999. Spec. Publ. № 4. P. 253–268.
10. Fonarev V.I., Konilov A.N., Rao A.T. // Petrology. 1998. V. 6. № 1. P. 70–85.
11. Fonarev V.I., Touret J.L.R., Kotelnikova Z.A. // Eur. J. Mineral. 1998. V. 10. P. 1181–1200.