

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНУЛИТОВ САЛДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Г.А. Петров

Долгое время в геологической литературе преобладала точка зрения об образовании гранулитов исключительно в условиях высокого регионального теплового потока в архейское и катархейское время. Позднее, в связи с совершенствованием технологий изотопных и микронзондовых анализов, стали появляться данные о гранулитовых комплексах [Johansson et al., 1991; Kroner, 1993; Yoshino et al., 1998] сформированных в различных обстановках: на ранних стадиях рифтогенеза, в островных дугах и активных окраинах.

Парагенезисы гранулитовой фации в составе Салдинского метаморфического комплекса неоднократно описывались исследователями

[Грачев, Кейльман, 1967; Русин, 1999] как продукты ареального метаморфизма архейского возраста. Новые данные, полученные в процессе ГДП-200 и сопровождающих научно-исследовательских работ [Государственная..., 2001; Краснобаев и др., 2001], а также работ по программе «Европроба» [Frigberg et al., 2000], основанные на более чем 100 микронзондовых анализах минералов и десятках изотопно-геохронологических определений, позволили существенно уточнить эти представления.

В составе Салдинского мегаблока, разделяющегося на западный Пряничниковский и восточный Бродовский блоки (рис. 1), можно выделить бродовский комплекс, включающий гра-



Рис. 1. Геологическая схема Салдинского метаморфического комплекса (составлена по материалам геологических съемок УГСЭ).

1 – гранодиориты и плагиограниты западно-верхисетского комплекса D_3-C_1 ; 2 – граниты верхисетского комплекса $C_{1,2}$; 3 – габброиды и 4 – монцодиориты и сиениты бассейновского комплекса C_1 ; 5 – габброиды пряничниковского комплекса D_2 ; 6 – ультрамафиты серовского комплекса; 7 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений; 8 – вулканогенно-осадочные образования медведьской D_1 и арамилской C_1 толщ; 9 – раннепалеозойские вулканические образования Тагильской палеоостровной дуги; 10 – слюдито-полевошпат-кварцевые и графитистые сланцы ромашинской толщи O_3-S_1 ; 11-15 – бродовский комплекс, 15 – гнейсы, 12 – амфиболиты, 13 – гранатовые гнейсы и амфиболиты; 14 – кианитовые гнейсы и гранат-клинопироксеновые амфиболиты, 15 – зеленосланцевые диафториты; 16 – литологические границы (А) и разломы (Б); 17 – места отбора и номера образцов, составы минералов которых показаны в таблице; 18 – места отбора образцов, в которых сделаны микронзондовые профили кристаллов граната, показанные на рис.2.

нат-содержащие плагиогнейсы, амфиболиты, гранат-клинопироксеновые амфиболиты и гранатовые клинопироксенолиты; пряничниковский комплекс двупироксеновых габбро и габбро-амфиболитов, тектонически перекрываемых пластинами силурийских сланцев ромашинской толщи [Петров и др., 2000]. Метаморфиты прорываются телами кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов западно-верхисетского комплекса D₃-C₁, габбро и сиенитов бассейновского C₁ и гранитов верхисетского C₁₋₂ комплексов.

Наиболее распространенные породы бродовского комплекса – плагиогнейсы. В их состав входят плагиоклаз № 22-24 или № 39-42; роговая обманка (Si⁴⁺6,04-6,43 ф.е.; Al^{VI} 0,52-0,85 ф.е.; Ca 1,62-1,85 ф.е.; Na 0,28-0,59 ф.е.; K 0,06-0,19 ф.е.; f=49-69), биотит (f=39-48), кварц. Часто присутствует гранат (Spess₂₁, Gross₅₋₂₇, Pyg₁₀₋₂₈, Alm₄₁₋₆₃) с четкой прогрессивной зональностью (рис. 2). В дислокационных зонах отмечается кианит, редко, в приконтактных зонах гранитных массивов – кордиерит. Значительная часть гнейсов, по-видимому, образована по диорит-гранодиоритовому комплексу, содержащему ксенолиты и блоки амфиболитов, в том числе, гранатовых и клинопироксеновых. Химические составы гнейсов типичны для известково-щелочных андезитовидных серий. Для них характерны вариации со-

ставов в диапазоне 53-68% SiO₂, высокая глиноземистость (до 21,5%), нормальная щелочность (Na/K обычно больше 2), низкие содержания Y (8-19 г/т) и Zr (42-92 г/т), высокие – Sr (обычно более 600 г/т). На дискриминационных диаграммах точки составов пород попадают в поля вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Данные Sm-Nd изотопного анализа ортогнейсов (обр. 0268) ε_{Nd}(380) = +5,1 указывают на образование расплавов из деплетированного субстрата (островодужного типа?), вероятно, без участия древнего корового вещества. Модельный возраст деплетирования мантии в области очага плавления T_{Dm} = 572 млн лет [данные Ю.Л. Ронкина, Государственная ..., 2001].

Полевошпатовые амфиболиты состоят из плагиоклаза (№ 31-42), бурой и зеленой роговой обманки (Si⁴⁺6,02-6,34 ф.е.; Al^{VI} 0,39-0,68 ф.е.; Ca 1,59-1,82 ф.е.; Na 0,47-0,70 ф.е.; K 0,09-0,22 ф.е.; f=50-83). Часто присутствует гранат с четкой прогрессивной зональностью (Spess_{0,4}, Gross₁₀₋₃₀, Pyg₅₋₃₆, Alm₄₈₋₆₁). Реже отмечаются биотит и голубой алюмосермакит (Si⁴⁺5,89 ф.е.;

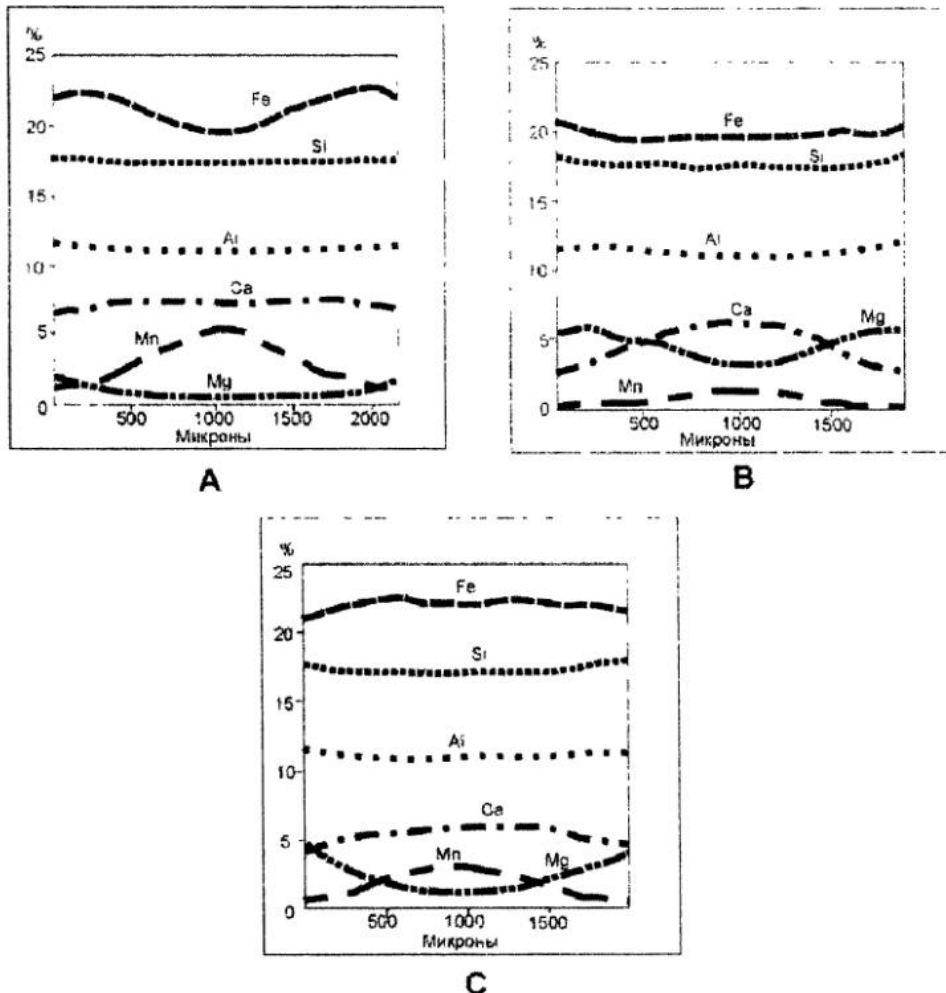


Рис. 2. Микронзондовые профили через кристаллы гранатов: А, В – из гранатовых амфиболитов (обр. 160, 72-1); С – из гранат-биотит-амфиболовых гнейсов (обр. 80).

Al^{VI} 1,19 ф.е.; Ca 1,73 ф.е.; Na 0,59 ф.е.; K 0,13 ф.е.; f=71), развивающийся по бурой роговой обманке. В состав амфибол-гранатовых пироксенолитов входят клинопироксены (Si⁴⁺ 1,85-1,90 ф.е.; Al^{VI} 0,01-0,10 ф.е.; Ca 0,82-0,90 ф.е.; Na 0,06-0,07 ф.е.; f=35-45), гранаты (Spess₂Gross₁₆₋₁₉Pyr₃₀₋₃₅Alm₄₄₋₅₀). Амфиболы представлены несколькими генерациями, ранняя из которых - бурая роговая обманка (Si⁴⁺ 6,32-6,41 ф.е.; Al^{VI} 0,33-0,38 ф.е.; Ca 1,80-1,82 ф.е.; Na 0,51-0,53 ф.е.; K 0,14-0,16 ф.е.; f=50-53), по периферии зерен которой, часто на границах с гранатом, развивается голубой алюмочермакит (Si⁴⁺ 5,58-6,05 ф.е.; Al^{VI} 0,63-0,96 ф.е.; Ca 1,71-1,73 ф.е.; Na 0,60-0,63 ф.е.; K 0,02-0,09 ф.е.; f=61-77); последняя генерация представлена голубовато-зеленой роговой обманкой (Si⁴⁺ 6,48-7,02 ф.е.; Al^{VI} 0,03-0,31 ф.е.; Ca 1,80-1,86 ф.е.; Na 0,26-0,51 ф.е.; K 0-0,04 ф.е.; f=44). В породах иногда присутствует андезин, скаполит. Гранат-клинопироксеновые амфиболиты состоят из андезина (№ 46-47), иногда битовнита (№ 86-87), бурой роговой обманки (Si⁴⁺ 6,21-6,41 ф.е.; Al^{VI} 0,57-0,70 ф.е.; Ca 1,88-1,93 ф.е.; Na 0,49-0,56 ф.е.; K 0,10-0,15 ф.е.; f=54-60), клинопироксена (Si⁴⁺ 1,81-1,89 ф.е.; Al^{VI} 0,07-0,12 ф.е.; Ca 0,86-0,93 ф.е.; Na 0,06-0,08 ф.е.; f=42-47), граната (Spess₁₋₃Gross₂₂₋₂₉Pyr₁₉₋₃₃Alm₃₉₋₅₀), иногда в них присутствует скаполит (мицонит), биотит. Гранаты в пироксенолитах имеют слабо выраженную регрессивную, реже - прогрессивную зональность. В гранодиоритах западно-верхнететского комплекса присутствуют блоки-ксенолиты гранат-клинопироксеновых амфиболитов, состоящих из крупных зерен граната (Spess₃₋₄Pyr₁₆₋₁₇Gross₃₂₋₃₆Alm₄₅₋₄₉) с регрессивной зональностью, замещаемых мелкозернистым келифитовым агрегатом роговой обманки (Si⁴⁺ 6,56 ф.е.; Al^{VI} 0,50 ф.е.; Ca 1,93 ф.е.; Na 0,38 ф.е.; K 0,16 ф.е.; f=61) и андезина (№46); а также диопсида (Si⁴⁺ 1,94-1,95 ф.е.; Al^{VI} 0,02-0,03 ф.е.; Ca 0,97 ф.е.; Na 0,04 ф.е.; f=34-44), замещаемого роговой обманкой; присутствует гранобластовый плагиоклаз (№44-63) и кварц. Амфиболиты имеют химический состав, близкий к известково-щелочным базальтам - для них характерны невысокие концентрации Sr (170-360 г/т), Ti (0,7-1%), Cr и Ni (40-70 г/т), но повышенные - Zr (148-200 г/т). Гранатовые пироксенолиты соответствуют по составу меланократовым габбро: они обогащены Mg (7-15%), Ca (12-15,5%), содержание глинозема - от 7 до 19%. Содержания сидерофиль-

ных элементов низки (Cr 41-71 г/т; Ni 29-35 г/т).

Пряничниковский комплекс представлен двупироксеновыми и амфиболовыми метагаббро с шлировидными блоками амфиболитизированных клинопироксенолитов. Двупироксеновые метагаббро состоят из андезина (№ 36-41) с реликтами плагиоклаза № 48 и № 62-67, бурой роговой обманки (Si⁴⁺ 6,26-6,32 ф.е.; Al^{VI} 0,29-0,40 ф.е.; Ca 1,67-1,78 ф.е.; Na 0,44-0,68 ф.е.; K 0,13-0,20 ф.е.; f=36-51), клинопироксена (Si⁴⁺ 1,89-1,91 ф.е.; Al^{VI} 0,05-0,07 ф.е.; Ca 0,85-0,86 ф.е.; Na 0,07-0,09 ф.е.; f=42-43), ортопироксена (Si⁴⁺ 1,88-1,94 ф.е.; Al^{VI} 0,01-0,12 ф.е.; Ca 0,01-0,02 ф.е.; en 63-64). Плагиоклаз часто замещается скаполитом. Клинопироксенолиты состоят из диопсида (Si⁴⁺ 1,85-1,86 ф.е.; Al^{VI} 0,01-0,03 ф.е.; Ca 0,91-0,93 ф.е.; Na 0,06 ф.е.; f=17-18), замещаемого бурой роговой обманкой (Si⁴⁺ 6,35-6,36 ф.е.; Al^{VI} 0,22-0,25 ф.е.; Ca 1,83-1,89 ф.е.; Na 0,55-0,58 ф.е.; K 0,06-0,07 ф.е.; f=37). В состав амфиболовых метагаббро входят: плагиоклаз (№ 31-41), роговая обманка (Si⁴⁺ 6,30-6,43 ф.е.; Al^{VI} 0,35-0,62 ф.е.; Ca 1,63-1,80 ф.е.; Na 0,57-0,67 ф.е.; K 0,06-0,11 ф.е.; f=38-61), иногда биотит (f=35-42), диопсидовый клинопироксен, замещаемый амфиболом, и магнетит. Для габброидов характерны высокие содержания Sr (660-1530 г/т), низкие - K₂O (0,33-0,38%), TiO₂ (0,8-0,9%), Rb (2-3 г/т), сидерофильных элементов (Cr 53-68 г/т, Ni 57-72 г/т) и циркония (16-20 г/т), что сближает их с габброносными Платиноносного пояса Урала. Отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для габброидов составляют 0,7036-0,7038, ε_{Nd}(380) = +4,7, что позволяет предположить отсутствие древней сиалической коры в составе области плавления и дифференциации магматитов. Максимально возможный возраст субстрата, в котором происходило выплавление габброидных расплавов (деплетированного мантийного вещества), по данным Sm-Nd изотопного анализа составляет 629 млн лет [данные Ю.Л. Ронкина, Государственная..., 2001].

P-T параметры метаморфизма вычислялись при помощи анализа парагенезисов и программы TPE, разработанной в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка) под руководством В.И. Фонарева [1994], содержащей десятки наиболее известных геотермометров и геобарометров. Для оценки параметров учитывались средние значения по группам наиболее близких цифр. Полученные данные указывают на существование значимых

Представительные составы минералов из пород Салдинского метаморфического комплекса (мас. %).

Ком- по- нент	Двупироксеновое габбро, пряничниковский комплекс, обр. 69-4			Амфибол-гранат-клино- пироксеновый гранулит, бродовский комплекс, обр. 71-2				Гранатовый амфиболит, бродовский комплекс, обр. 72-1			
	Срх	Орх	Am	Срх	Gr	Am1	Am2	Am	Gr(c)	Gr(r)	Pl
SiO ₂	50.74	51.90	42.53	50.28	39.11	43.47	41.90	43.65	37.45	38.52	60.69
TiO ₂	0.34	0.06	1.92	0.35	0.05	1.96	0.06	1.04	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	3.64	2.15	11.39	4.16	21.65	11.91	17.04	12.84	21.36	21.92	24.50
FeO'	9.49	23.32	14.56	9.22	22.29	13.75	15.44	13.82	24.51	26.35	0.00
MnO	0.29	0.53	0.16	0.13	0.93	0.13	0.16	0.04	1.94	0.39	0.00
MgO	12.55	22.39	12.10	13.14	9.19	12.44	9.99	12.55	6.47	9.46	0.00
CaO	21.53	0.39	11.23	22.34	6.53	11.53	11.03	10.90	8.26	4.00	6.18
Na ₂ O	1.22	0.00	1.52	0.79	0.00	1.86	2.25	2.18	0.00	0.00	8.05
K ₂ O	0.00	0.00	1.07	0.00	0.00	0.88	0.12	0.58	0.00	0.00	0.09
Sum	99.80	100.7	96.48	100.4	99.75	97.94	97.99	97.60	100.0	100.7	99.51
Si	1.886	1.918	6.301	1.857	2.986	6.332	6.054	6.314	2.901	2.932	2.711
Ti	0.010	0.002	0.214	0.010	0.003	0.215	0.007	0.113	0.001	0.001	0.000
Al	0.160	0.094	1.989	0.181	1.948	2.050	2.903	2.190	1.951	1.967	1.290
Al ^{IV}	0.114	0.082	1.699	0.143	0.000	1.668	1.946	1.686	0.000	0.000	
Al ^{VI}	0.046	0.012	0.290	0.038	0.000	0.383	0.957	0.504	0.000	0.000	
Fe	0.295	0.721	1.804	0.285	1.423	1.679	1.866	1.672	1.588	1.677	0.000
Fe ²⁺	0.158	0.655	1.027	0.142	0.000	1.123	0.958	0.815	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.137	0.066	0.777	0.143	0.000	0.556	0.908	0.857	0.000	0.000	0.000
Mn	0.009	0.017	0.020	0.004	0.060	0.016	0.020	0.005	0.127	0.025	0.000
Mg	0.695	1.233	2.672	0.723	1.046	2.707	2.151	2.706	0.747	1.073	0.000
Ca	0.858	0.015	1.783	0.884	0.534	1.804	1.708	1.690	0.686	0.326	0.296
Na	0.088	0.000	0.437	0.057	0.000	0.527	0.630	0.611	0.000	0.000	0.697
K	0.000	0.000	0.202	0.000	0.000	0.164	0.022	0.107	0.000	0.000	0.005
Sum	4.001	4.000	15.71	4.001	8.000	15.49	15.36	15.41	8.001	8.001	4.999

различий в условиях метаморфических преобразований в пределах Пряничниковского и Бродовского блоков (рис. 1, 4).

В пределах Пряничниковского блока изучение минеральных парагенезисов гранатовых амфиболитов и клинопироксенолитов позволяет предположить их образование в процессе нескольких этапов метаморфизма. В меланократовых амфибол-плаггиоклаз-гранатовых пироксенолитах и гранатовых амфиболитах установлена следующая последовательность: наиболее ранние парагенезисы в породах основного состава представлены бурой роговой обманкой, реликтами основного плаггиоклаза и внутренними зонами кристаллов граната, возможно присутствовал низкоглиноземистый диопсид. Параметры метаморфизма: T=720-800° (до 950° по отдельным образцам), P=5-7 кбар. Второй парагенезис представлен внешними зонами кристаллов граната в гнейсах и гранатовых амфиболитах (в гранатовых клинопироксенолитах

гранат не имеет четкой зональности и полностью соответствует гранулитовой фации), в него входят также голубой алюмочермакит и зелено-бурый алюмочермакитовая роговая обманка, глиноземистый клинопироксен. Параметры метаморфизма составляют T=850-950° (до 1050° по отдельным образцам), P=11-13 кбар, что соответствует условиям высокобарической гранулитовой фации. По-видимому, к этой же эпохе относится формирование гранат-кианитовых гнейсов. А.И. Русин [1999] на основании анализа парагенезисов и сравнения составов минералов, указывает на сходство Салдинского метаморфического комплекса с высокобарическими гранулитами Чогарского блока Алданского щита, и оценивает условия образования салдинских гранулитов в диапазоне T=846-1008°C, P=11-14 кбар, что не противоречит нашим данным. Третий парагенезис представлен бурой алюмочермакитовой и голубовато-зеленой обыкновенной роговой обманкой и олигоклаз-

андезиновым плагиоклазом. Параметры метаморфизма этого этапа (сопровождающегося плагиомигматизацией): $T=500-570^{\circ}$, $P=5-7$ кбар.

В двупироксеновых метагаббро установлена следующая последовательность парагенезисов: клинопироксен+ортопироксен ($T=800-1050^{\circ}$, $P=10-11$ кбар) и лабрадор, реликты которого присутствуют в позднем более кислом плагиоклазе, сменяются андезин-олигоклазовым плагиоклазом и зелено-бурой алюмочермакитовой роговой обманкой ($T=500-570^{\circ}$, $P=5-7$ кбар).

Метаморфиты Бродовского блока также несут следы прогрессивного метаморфизма, фиксируемого по увеличению концентраций Mg в краевых зонах кристаллов граната (рис. 2). Температуры раннего этапа, рассчитанные по составам внутренних зон кристаллов граната, биотитам и амфиболам, соответствуют $630-690^{\circ}$; позднего, вычисленного с учетом составов внешних зон гранатов – $750-800^{\circ}$ при давлениях порядка 7,5-9,5 кбар. К сожалению, исследование буро-зеленых и зеленых амфиболов, пла-

гиоклазов и биотитов не выявило признаков зональности, поэтому оценки температур раннего этапа метаморфизма могут быть завышены, а давления не ясны. P-T равновесие, вычисленное по амфибол-плагиоклазовым геотермометрам и барометрам в габброидах басьяновского комплекса, тела которых залегают среди гнейсов и амфиболитов, соответствуют $T 480^{\circ}$ и $P 4,3$ кбар, что, вероятно, соответствует P-T параметрам вмещающих пород в момент внедрения.

Изотопные датировки пород и минералов Салдинского метаморфического комплекса, определенные ранее различными методами: U/Pb по мономинеральным фракциям циркона, K-Ar по амфиболам и биотитам, Sm-Nd методом по монофракциям породообразующих минералов и валовым составам пород [Краснобаев, 2001; Государственная..., 2001], по единичным зернам циркона методом «step-wise evaporation» [Friberg, 2000], в подавляющем большинстве соответствуют палеозою (рис. 3). Возраст про-

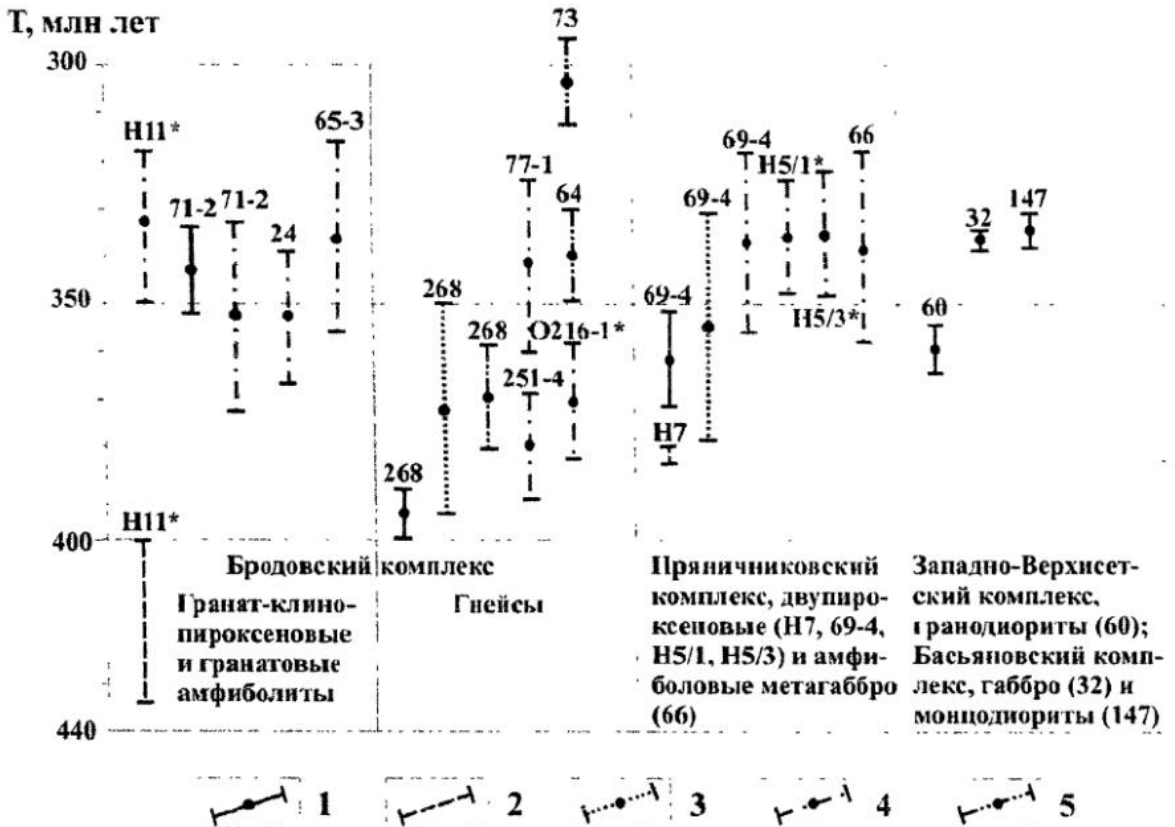
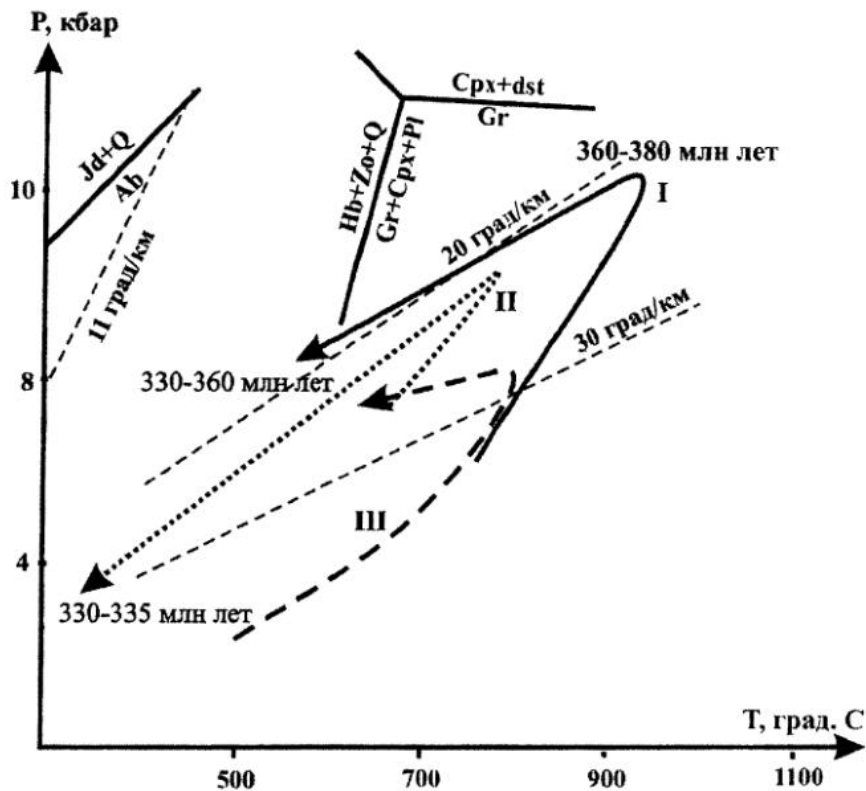


Рис. 3. Результаты определений абсолютного возраста пород Салдинского метаморфического комплекса.

1 – по цирконам методом Кобера [Friberg, 2000]; 2 – по 3-м изотопным отношениям в монофракциях цирконов [Краснобаев, 2001]; 3 – Sm-Nd по монофракциям минералов и породам в целом [данные Ю.Л. Ронкина, Государственная..., 2001]; 4–5 – K-Ar по монофракциям амфиболов (4) и биотитов (5) [Государственная..., 2001]. Использованы образцы Салдинской партии ОАО УТЭСЭ, а также пробы Н.А. Андреева (маркировка Н) и В.С. Орлова (маркировка О).

Рис. 4. Тренды P-T эволюции Салдинского метаморфического комплекса: I – Пряничниковский блок, II – Бродовский блок. III – комплекс Адирондак [Bohlen, 1987].



толита части базитов бродовского комплекса, по-видимому составляет 400-435 млн лет, ортогнейсов – 385-400 млн лет. Субстрат клинопироксен-гранатовых амфиболитов Пряничниковского блока, по данным А.А. Краснобаева [2001] может иметь допалеозойский возраст (на это указывает и модельный Sm-Nd возраст ортогнейсов и габброидов пряничниковского комплекса). Время проявления гранулитового метаморфизма можно предположить в диапазоне 360-380 млн лет. К началу этой эпохи приурочено внедрение интрузий пряничниковского габброидного комплекса. Эпоха регрессивного амфиболитового метаморфизма, начало которой знаменуется внедрением тоналитов западно-верхисетского комплекса, имеет интервал возраста 330-360 млн лет. Выведение блоков на уровень эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, фиксируемое по парагенезисам ромахинской толщи и сиенитов басьяновского комплекса, было не позднее 330-335 млн лет.

Тренды эволюции P-T условий метаморфизма пород Салдинского комплекса характеризуются сменой направлений векторов «против часовой стрелки» (рис. 4), что характерно, в том числе, для гранулитовых комплексов, формирующихся в процессе “magmatic underplating” [Bohlen, 1991; Yoshino, 1998]. Предполагается, что гранулиты образуются между коровыми и мантийными магматическими камерами в процессе увеличения мощности земной коры за счет интрузии больших объемов мантийных магм. Для сравнения показан тренд P-T эволюции гранулитового комплекса Адирондак [Bohlen, 1987], где предлагается

именно такая интерпретация обстановки формирования. Подобные метаморфические комплексы обычно имеют мафический состав, при отсутствии или минимальном участии вещества древней сиалической коры. В качестве главного геологического события, вызвавшего гранулитовый метаморфизм Салдинского комплекса, можно считать внедрение больших объемов базитовых магм в среднем-позднем девоне (что подтверждается формированием в это время мощных вулканических толщ в соседнем к югу Петрокаменском блоке). Продуктом этого магматического очага, по-видимому, являются абиссальные габброиды пряничниковского комплекса, парагенезисы которых равновесны с гранулитовыми парагенезисами в гранат-клинопироксеновых амфиболитах и кианитовых гнейсах [Русин, 1999, Петров и др., 2000]. Дальнейшая эволюция Салдинского комплекса связана с быстрым выведением блоков на верхнекоровый уровень в раннекаменноугольное время (чем объясняется хорошая сохранность парагенезисов гранулитовой фации).

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе, серия Среднеуральская, лист O-41-XIII. Объясни-

тельная записка // А.Г. Григорьев, Г.А. Петров, И.И. Зенков и др.. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2001. 221 с.

Грачев В.А., Кейльман Г.А. О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гнейсах Урала // Доклады АН СССР, 1967. Т. 177. №6. С. 1438-1441.

Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др. Цирконология и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса. // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 191-196.

Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М. и др. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урала). // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ. 2000. С. 66-93.

Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Салдинского комплекса // Ежегодник-1998 ИГиГ. Екатеринбург: УрО РАН. 1999. С. 70-78.

Bohlen S.R. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // Journal of Geology, 1987. 95. P. 617-632.

Bohlen S.R. On the formation of granulites // J. metamorphic Geol., 1991. 9. P. 223-229.

Friberg M., Larionov A., Petrov G.A. et al. Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complexes in the hinterland of the Uralide Orogen // Int. J. Earth Sci. 89, 2000. P. 21-39.

Johansson L., Lindh A., Moller C. Late Sveconorwegian (Grenville) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden // J. metamorphic Geol., 1991. N9. P. 283-292.

Kroner A. Granulites in the Tongbai area, Qinling belt, China: geopchemistry, petrology, single zircon geochronology, and implications for the tectonic evolution of Eastern Asia // Tectonics, 1993. Vol. 12. N 1. P. 245-255.

Yoshino T., Yamamoto H., Okudaira T. et al. Crustal thickening of the lower crust of the Kohistan arc (N. Pakistan) deduced from Al zoning in clinopyroxene and plagioclase. // J. metamorphic Geol., 1998. N 16. P. 729-748.