



## МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.43 (470.323)

### ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНАТОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАПЕЛИТОВ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ, ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

К.А.Савко, Т.Н.Полякова

*Воронежский государственный университет*

В результате изучения минеральных парагенезисов в метапелитах Тим-Ястребовской структуры выделено два типа гранатов, состав, зональность и морфологические особенности которых отражают различные условия их кристаллизации: синдеформационные с проградным типом зональности и постдеформационные незональные. На основе этого сделан вывод, что Тим-Ястребовская структура испытала два этапа метаморфизма: ранний в условиях гранат-хлоритовой зоны, связанный со складчатостью, с возрастом около 2250 млн. лет и более поздний высокотемпературный в условиях ставролитовой, ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зон, обусловленный внедрением интрузий стойло-николаевского комплекса, с возрастом  $2086 \pm 5$  млн. лет. На последнем этапе и сформировалась наблюдаемая метаморфическая зональность.

#### Введение

Проблема эволюции метаморфизма различных типов пород - одна из главных в современной петрологии.

Метапелиты являются наиболее изученной группой метаморфических пород. Большая чувствительность метапелитовых равновесий к температуре и давлению позволяет использовать их как основу для картирования метаморфической зональности.

Обычная интерпретация зональности предполагает, что она отражает пространственное распределение градиентов температур и давлений при прогрессивном метаморфизме [1]. В большинстве случаев тип региональной метаморфической зональности определяется литостатическим давлением (глубиной погружения пород). Однако на малых и средних глубинах (0-12 км) причиной ее возникновения может явиться внедрение интрузивных тел.

В результате детального изучения метапелитов Тим-Ястребовской структуры было установлено, что метаморфическая зональность в них обусловлена именно влиянием интрузий различного состава (рис.2). Другой особенностью исследованных метапелитов является практически полное отсутствие в парагенезисах, отвечающих по температуре и давлению условиям ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зон, ставролита. Зафиксированы лишь единичные находки этого минерала.

Поэтому возможность картирования метаморфической зональности по такому важному индекс-минералу, как ставролит, резко ограничена. В этих случаях для получения информации об эволю-

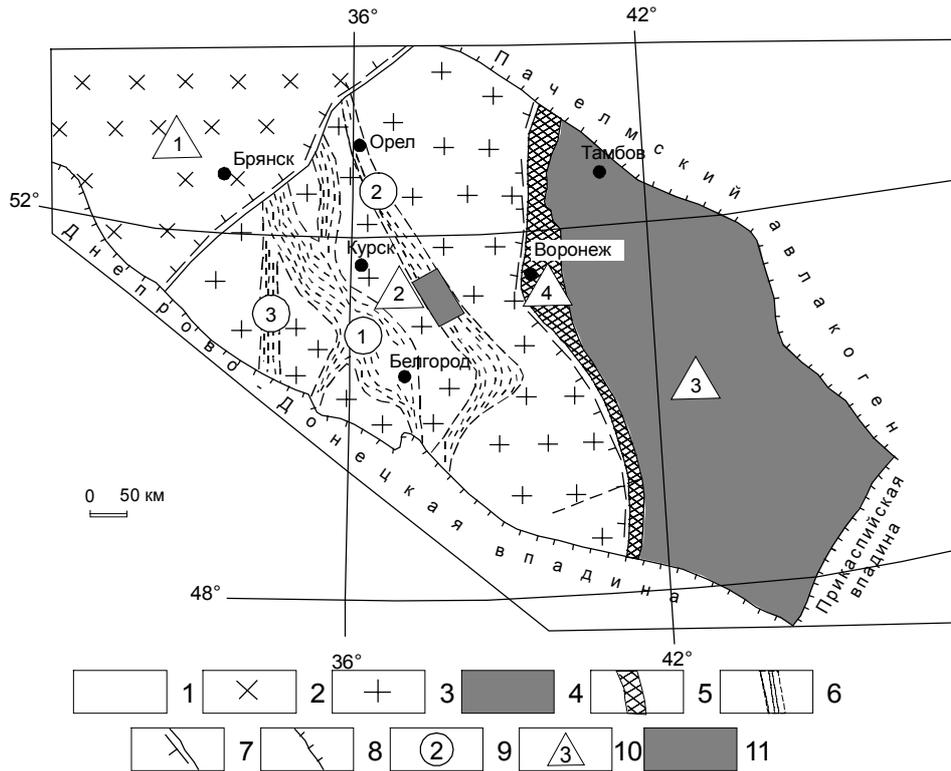
ции термодинамических параметров метаморфизма необходимо использование микроструктурного анализа и изучение особенностей химического состава других минералов. В метапелитах Тим-Ястребовской структуры наиболее информативными для этих целей являются гранат и слюды.

Настоящая работа посвящена изучению гранатов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры, являющихся сквозными минералами для всех зон метаморфизма, особенностям их химического состава и зональности и реконструкции на этой основе P-T условий метаморфической эволюции метапелитов структуры.

#### Геологическая обстановка

Воронежский кристаллический массив представляет собой крупное, неглубоко погребенное поднятие в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы. В его строении принимают участие три главных типа структур - раннеархейские гнейсово-мигматитовые и гранулитовые блоки, позднеархейские гранит-зеленокаменные пояса и раннепротерозойские подвижные пояса, приуроченные к трансрегиональным глубинным разломам, которые обрамляют блоки ранних архейд (рис.1).

Тим-Ястребовская структура, входящая в состав Алексеевско-Воронежской структурно-формационной зоны, является одной из наиболее крупных раннепротерозойских структур в пределах Воронежского кристаллического массива. Ее протяженность с северо-запада на юго-восток составляет 130 км при ширине 10-30 км, глубина заложения по геофизическим данным оценивается в 5-8 км. В преде-



**Рис.1. Геолого-структурная схема Воронежского кристаллического массива [2]:** 1-6 структурно-вещественные комплексы: 1 - платформенные рифея и фанерозоя; 2-6 - дорифейские: 2 - Брянского и 3 - Курского мегаблоков раннеархейской консолидации; 4 - Воронцовского перикратонного прогиба; 5 - Ливенско-Богучарской сутуры; 6 - рифтогенных структур второго порядка; 7-8 - геологические границы: 7 - мегаблоков; 8 - Воронежского кристаллического массива; 9 - рифтогенных структур второго порядка (цифры в кружках): 1 - Белгород-Михайловская; 2 - Орловско-Тимская; 3 - Крупецко-Криворожская; 10 - структуры первого порядка (цифры в треугольниках): 1 - Брянский; 2 - Курский и 3 - Воронежский мегаблоки; 4 - Ливенско-Богучарская шовная зона; 11 - Тим-Ястребовская структура (участок работ).

лах структуры мощность перекрывающего докембрий фанерозойского осадочного чехла составляет 57- 214 м, поэтому все выводы основаны на детальном изучении керна скважин. Согласно геодинамической модели развития Воронежского кристаллического массива Тим-Ястребовская структура возникла в результате латеральной дифференциации реактивизированных в раннем протерозое рифтогенных зон позднеархейского заложения и в настоящее время рассматривается как внутриконтинентальный рифт второго порядка [2].

Ложе, на котором в раннем протерозое формировалась Тим-Ястребовская структура, представлено мощными толщами высокометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород обоянской и михайловской серий архея.

Образования обоянской серии развиты практически повсеместно за пределами Тим-Ястребовской структуры. В их составе преобладают гранито-гнейсы, мигматиты и биотит-плаггиоклазовые, гранат-биотит-плаггиоклазовые, амфибол-плаггиоклазовые, кварц-полевошпатовые гнейсы. Среди гранитогнейсовых полей отмечаются небольшие по мощности тела гранулитов, эвлизитов и амфиболитов.

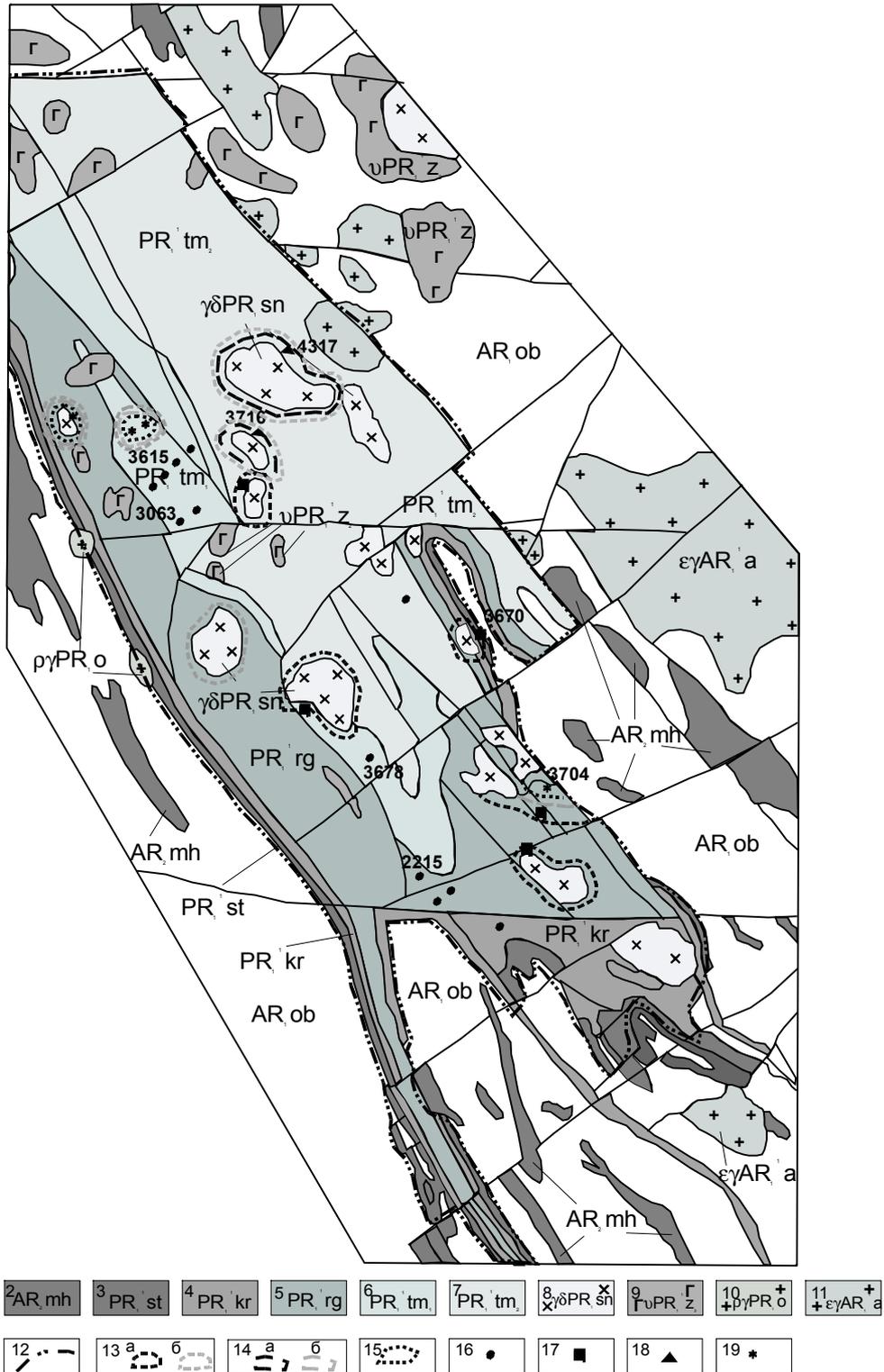
Вещественный состав пород михайловской серии чрезвычайно разнообразен и представлен

ортоамфиболитами, ортосланцами основного и ультраосновного состава, пироксенитовыми и перидотитовыми комагматитами, риолитами, риодацитами, дацитами, кварц-биотитовыми, кварц-двуслюдяными, кварц-хлоритовыми сланцами, иногда - песчаниками, кварцитами. Встречаются маломощные тела железистых кварцитов. Породы свиты часто мигматизированы.

В строении Тим-Ястребовской структуры принимают участие раннепротерозойские образования курской и оскольской серий, которые интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Все стратифицированные образования отличаются последовательной сменой терригенно-осадочных пород терригенно-карбонатными и терригенно-вулканогенными при возрастающей роли углеродсодержащего вещества и вулканического материала.

Отложения курской серии встречаются в юго-западном борту Тим-Ястребовской структуры (рис.2) и представлены преимущественно кварц-слюдистыми сланцами и железистыми кварцитами.

Состав и строение оскольской серии характеризуются ритмичной, неоднократно повторяющейся сменой конгломератов и гравелитов метапесчаниками, переходящими к верхам разреза в карбонатно-слюдистые сланцы с горизонтами амфиболитов, метаморфизованных доломитов и известняков, ши-



**Рис.2. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской структуры и метаморфической зональности метapelитов:** 1 - обоянская серия (гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, гранулиты, амфиболиты); 2 - михайловская серия (сланцы двуслюдяные и хлоритовые, амфиболиты, коматииты, риолиты, дациты); 3 - 4 - курская серия: 3 - стойленская свита (метапесчаники, кварциты, сланцы филлитовидные и слюдяные); 4 - коробковская свита (железистые кварциты, сланцы филлитовидные и слюдяные); 5 - 7 - оскольская серия: 5 - роговская свита (сланцы кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, доломиты, мрамора); 6 - 7 - тимская свита: 6 - нижняя подсвита (сланцы углеродистые, кварц-биотитовые, известково-силикатные породы, метаэффузивы основного и у/основного состава); 7 - верхняя подсвита (сланцы углеродистые, метаэффузивы основного и кислого состава); 8 - 11 - интрузивные комплексы: 8 - стойло-николаевский; 9 - золотухинский; 10 - осколецкий; 11 - атаманский; 12-15 - метаморфические зоны: 12 - гранат-хлоритовая; 13 - ставролитовая: а - установленная; б - условная; 14 - ставролит-силлиманитовая: а - установленная; б - условная; 15 - силлиманит-мусковитовая; 16 - 19 - точки отбора образцов, содержащих индекс-минералы: 16 - гранат; 17 - ставролит; 18 - ставролит+силлиманит; 19 - мусковит+силлиманит. Для проанализированных образцов указан номер скважины.

Таблица 1

Химические анализы метapelитов Тим-Ястребовской структуры

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	53,18	57,22	50,86	49,86	49,81	57,40	54,80	56,18	39,68	41,58	57,17	57,80	40,19	49,26	55,46	50,20	41,88
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,97	1,00	0,62	1,28	0,70	0,74	0,82	4,50	0,43	0,75	0,83	0,44	1,30	0,001	0,20	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	15,80	13,68	15,08	15,68	17,20	18,50	20,41	7,92	3,08	15,56	7,60	10,34	13,64	12,72	14,38	3,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,03	7,82	3,94	5,25	2,66	1,56	1,00	4,17	0,76	1,05	1,75	4,75	1,20	2,39	6,20	7,91
FeO	8,22	6,16	6,27	5,92	9,85	1,03	7,67	6,74	14,05	17,31	1,23	6,33	5,10	7,53	7,38	7,50	8,62
MnO	0,13	0,15	-	-	-	0,05	0,07	0,04	0,17	0,44	8,86	1,80	0,12	0,24	0,08	0,43	0,07
MgO	4,23	4,09	5,03	7,60	6,04	5,17	4,10	1,99	7,73	3,31	2,48	6,00	8,98	6,92	10,11	3,43	24,99
CaO	4,17	3,26	7,30	9,65	7,60	1,43	2,60	0,74	9,57	7,71	1,55	2,21	10,02	9,11	4,55	0,89	0,56
N <sub>2</sub> O	1,68	1,55	2,00	3,32	3,20	0,78	3,64	0,25	0,10	0,31	0,13	0,24	4,69	1,00	1,60	0,28	0,24
K <sub>2</sub> O	2,95	3,16	1,64	1,28	1,14	3,94	3,32	7,98	1,90	1,08	2,10	1,63	3,72	4,20	2,02	1,36	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,249	0,293	0,22	0,16	0,18	0,14	0,19	0,12	1,01	2,95	0,24	0,22	0,12	0,27	0,03	0,03	0,01
SO <sub>3</sub>	-	-	0,22	-	-	-	-	-	3,14	9,51	0,93	3,40	0,60	1,37	0,83	5,34	5,83
CO <sub>2</sub>	-	-	2,32	1,42	1,26	-	-	-	-	12,00	5,50	6,20	-	-	-	-	-

1 - сланец биотит-кварцевый (св.3630/285,6); 2 - сланец серицит-кварцевый (св.3629/259,2); 3 - метapelесчаник (св.3065/399,6); 4 - ортосланец (св.3059/286,3); 5 - ортосланец (св.3059/306,5); 6 - сланец слюдисто-углеродистый (св.3129/264,8); 7 - сланец кордиерит-кварц-биотитовый (св.3129/333,0); 8 - сланец мусковитовый (св.3611/251,1); 9 - сланец кварц-плагиоклаз-биотитовый (св.3123/235,8); 10 - сланец углеродисто-кварцевый (св.3063/618,0); 11 - сланец углеродисто-кварцевый (св.3063/250,0); 12 - сланец углеродистый (св.3053/216,0); 13 - сланец кварц-углеродистый (св.3523/546,0); 14 - сланец кварц-биотитовый (св.3654/391,0); 15 - сланец кварц-биотитовый (св.992/176,0); 16 - сланец кварц-слюдисто-углеродистый (св.993/162,0); 17 - сланец кварц-биотитовый (св.999/164,0).

роким развитием углеродсодержащих пород и вулканитов. Серия включает две согласно залегающие свиты – нижнюю терригенно-карбонатную (роговскую) и верхнюю терригенно-вулканогенную (тимскую).

Отложения роговской свиты распространены в юго-западном борту и южном замыкании Тим-Ястребовской структуры (рис.2) и представлены кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми, кварц-гранат-биотитовыми, кварц-биотит-ставролитовыми сланцами с прослоями карбонатных пород, метapelесчаников и амфиболитов.

Состав тимской свиты, выполняющей центральную часть структуры, определяется широким распространением углеродистых сульфидизированных сланцев с подчиненными прослоями метapelесчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород, мраморов, а также вулканитов.

Возраст пород оскольской серии оценивается в 2254 млн. лет [3].

Магматизм в пределах структуры представлен стойло-николаевским интрузивно-дайковым комплексом габбро-диорит-гранодиоритовой формации (гранодиориты, диориты, кварцевые диориты) с возрастом становления 2089±5 млн. лет [3], золотухинским перидотит-габброноритовым комплексом (габбронориты, габбро, диориты, перидотиты, серпентиниты), атаманским комплексом умеренно-щелочных гранитов (граниты плагиоклаз-микроклиновые, биотитовые) и осколецким мигматит-плагиогранитным комплексом (плагиограниты, гранодиориты, адамелиты, граниты) (рис.2).

## Петрография

Метapelиты в пределах Тим-Ястребовской структуры распространены практически повсеместно и представлены светло-серыми, темно-серыми до черного мелко-, среднезернистыми сланцами кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми, гранат-кварц-биотитовыми, ставролит-кварц-биотитовыми, андалузитовыми и кордиеритовыми, метapelесчаниками и сланцами углеродистыми сульфидсодержащими. По химическому составу среди них выделяются высокомарганцовистые и низкомарганцовистые разновидности. Углеродистые и слюдисто-углеродистые сланцы содержат до 9% MnO (таб.1).

В результате детального петрографического изучения метapelитов в пределах структуры выделено четыре метаморфические зоны: гранат-хлоритовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая. Они разделяются изоградами, отражающими прогрессивные метаморфические реакции, в результате которых происходит смена критических парагенезисов. Гранат-хлоритовая зона занимает наибольшую площадь в пределах структуры, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая имеют локальное распространение и обусловлены влиянием интрузивных тел (рис.2). Границы метаморфических зон проведены по скважинам, содержащим

Таблица 2

**Минеральные парагенезисы в метапелитах Тим-Ястребовской структуры**

№ образца	Порода	Зона метаморфизма	Минеральный парагенезис
3063/1а	Углеродистый сланец	Гранат-хлоритовая	Qtz+Pl <sub>Na&gt;</sub> +Kfs+Bt+Ms+Grt+Cal+Sph+Gph*
3615/1	Кварц-мусковитовый сланец	"	Qtz+Pl+Ms+Grt+Gph
2215/9	Гранатовый сланец	"	Qtz+Pl+Grt+Chl+Gph
2207/2а	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Grt+Chl+Gph
3678/256,0	Биотит-мусковитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+Gph
3129/317,3	Кордиеритовый сланец	Ставролитовая	Qtz+Pl+Crd+Gph
3129/3	Андалузитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+And+Gph
3706/331,0	Биотит-ставролитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Chl+Grt+St+Ms
3670/1	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St
3702/9	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Grt
4317/397,0	Кварц-биотитовый сланец	Ставролит-силлиманитовая	Qtz+Bt+Grt+Crd
4317/370,1	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Grt+(Opx)+Il
4317/604,5	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Bt+Ms+And
3716/16	Кварц-биотитовый сланец	"	Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St+And+Sil
3704/17	Биотит-мусковитовый сланец	Силлиманит-мусковитовая	Qtz+Pl+Bt+Ms+Sill+Gph
3704/20	Кварц-биотитовый сланец	"	Bt+Grt+(St)
3634/8	Метапесчаник	"	Qtz+Pl+Ms+Sil

\* Символы минералов по [4]

индекс-минералы. Картировать узкие контактовые зоны, изучая разрезы скважин, достаточно трудно. Поэтому отдельные границы на карте показаны схематично.

Наиболее характерные минеральные парагенезисы для каждой зоны приведены в таблице 2.

Акцессорные минералы в метапелитах Тим-Ястребовской структуры представлены апатитом, сфеном, турмалином, пиритом, пирротинном, халькопиритом, магнетитом.

**Методы исследования**

Все изученные образцы представляют собой керн скважин, который был детально описан при проведении полевых работ. Отобранные образцы были изучены оптически. Минералы из наиболее маловариантных парагенезисов изучались на лазерном микроанализаторе. Локальные анализы минералов проведены на микрозонде Camebax SX-50 (МГУ), ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1-2 нА, диаметр зонда 1-2 мкм. Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны на 12, ставролитов на 46, биотитов и мусковитов на 11, плагиоклазов на 8, хлоритов на 14 атомов кислорода. Расчеты Р-Т условий при метаморфизме проводились с помощью термобарометрических программ PTF [5] и "GEOPATH" [6].

**Составы минералов**

В парагенезисах с гранатом в метапелитах Тим-Ястребовской структуры встречаются кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, ставролит, силлиманит, андалузит, кордиерит.

Кварц и плагиоклаз составляют 20-30 вес.% в большинстве исследованных образцов. Плагиоклаз

Таблица 3

**Химические составы и кристаллохимические коэффициенты плагиоклазов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры**

№ образца	Гранат-хлоритовая зона			
	3063/1	3678/256,0		
	мелкое зерно	мелкое зерно	матрица	матрица
порода	сланец углерод.	сланец кварц-биотитовый		
	Pl-6	Pl-19	Pl-22	Pl-24
№ анализа	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	61,51	53,53	53,47	57,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,68	30,27	26,71	26,57
TiO <sub>2</sub>	0,02	-	-	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	-	0,04	0,10
FeO	0,08	0,14	0,14	2,00
MnO	-	0,06	0,01	-
MgO	0,02	0,02	0,002	2,00
CaO	1,88	11,86	9,42	7,37
Na <sub>2</sub> O	9,08	4,08	4,91	5,41
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,04	1,24
ZnO	-	-	-	-
ClO	-	0,03	-	0,01
Сумма	92,46	100,1	94,73	102,2
Si	2,91	2,41	2,53	2,54
Al <sup>IV</sup>	1,10	1,61	1,49	1,39
Ti	0,001	-	-	0,01
Cr	0,004	-	0,001	0,003
Fe <sup>+2</sup>	0,003	0,01	0,01	0,07
Mn	-	0,002	-	-
Mg	0,001	0,001	-	0,13
Ca	0,10	0,57	0,48	0,35
Na	0,83	0,36	0,45	0,46
K	0,01	0,01	0,002	0,07
Zn	-	-	-	-
Cl	-	0,002	-	-
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Mg)	-	-	-	-
Ab	0,89	0,38	0,48	0,53
An	0,10	0,61	0,51	0,40
Or	0,01	0,01	0,002	0,08

Таблица 4

**Химические составы и кристаллохимические коэффициенты биотитов из метапелитов  
Тим-Ястребовской структуры**

№ образца	Ставро-литовая зона	Ставролит-силлиманитовая зона				Силлиманит-мусковитовая зона		Гранат-хлоритовая зона				
	3670/1	4317/370,1	3716/1			3704/20		3678/256,0			3063/1	
	матрица	вкл. в Grt	мел-кая лейста	мел-кая лейста	мел-кая лейста	матрица		матрица	матрица	матрица	мелкая лейста	мелкая лейста
порода	сланец кварц-биотитовый	сланец кварц-биотитовый	сланец кварц-биотитовый			сланец биотитовый		сланец кварц-биотитовый			сланец углеродистый	
	Vt	Vt-18	Vt-5	Vt-6	Vt-10	Vt-50	Vt-51	Vt-21	Vt-23	Vt-26	Vt-7	Vt-10
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	43,35	36,74	35,88	35,63	31,73	31,71	32,21	44,99	38,90	41,03	36,54	40,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,05	17,94	20,45	19,98	20,87	15,35	16,04	16,85	18,76	21,73	17,53	18,16
TiO <sub>2</sub>	0,50	1,69	2,34	2,30	2,00	0,58	0,58	1,13	1,15	1,02	0,75	1,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,14	0,07	0,20	0,14	-	0,06	0,08	-	0,38	0,18	0,43
FeO	11,09	21,73	21,76	22,55	25,98	29,08	27,62	11,69	12,75	12,16	5,95	3,95
MnO	-	-	0,06	0,08	0,14	0,04	-	0,26	0,38	0,21	1,15	0,76
MgO	4,66	10,12	7,15	7,13	8,84	12,57	11,15	12,50	14,38	12,61	18,89	20,10
CaO	0,08	0,15	0,03	0,05	0,06	0,10	0,02	0,46	0,12	0,09	4,92	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,26	0,18	0,20	0,17	0,25	0,22	0,28	0,16	0,12	0,04	0,20
K <sub>2</sub> O	6,90	8,01	8,52	8,54	5,54	3,77	6,04	8,03	9,57	7,39	8,49	9,66
ZnO	0,12	-	0,05	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-
ClO	0,03	0,22	-	0,05	-	0,20	0,13	0,12	0,15	0,09	-	-
Сумма	93,04	96,96	96,52	96,71	95,44	93,80	94,07	96,35	96,32	96,83	94,48	94,78
Si	3,08	2,76	2,70	2,69	2,45	2,54	2,58	3,17	2,82	2,88	2,68	2,85
Al <sup>IV</sup>	0,92	1,23	1,3	1,31	1,55	1,45	1,42	0,83	1,18	1,12	1,33	1,15
Al <sup>VI</sup>	1,27	0,34	0,52	0,47	0,35	-	0,09	0,57	0,43	0,68	0,19	0,37
Ti	0,03	0,10	0,13	0,13	0,12	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06
Cr	0,01	0,01	0,004	0,01	0,01	-	0,004	0,004	-	0,02	0,01	0,02
Fe <sup>+2</sup>	0,66	1,36	1,37	1,43	1,68	1,95	1,85	0,69	0,77	0,72	0,36	0,23
Mn	-	-	0,01	0,01	0,01	0,003	-	0,02	0,02	0,01	0,07	0,05
Mg	0,49	1,13	0,80	0,80	1,02	1,50	1,33	1,31	1,56	1,32	2,06	2,12
Ca	0,01	0,01	0,002	0,004	0,01	0,01	0,002	0,04	0,01	0,01	0,39	0,01
Na	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03
K	0,63	0,77	0,82	0,82	0,55	0,39	0,62	0,72	0,89	0,66	0,79	0,87
Zn	0,01	-	0,003	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-
Cl	0,003	0,03	-	0,01	-	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	-	-
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Mg)	0,57	0,55	0,63	0,64	0,62	0,57	0,58	0,34	0,33	0,35	0,15	0,10

довольно редко двойникован. В кварц-биотитовых сланцах гранат-хлоритовой зоны основность плагиоклаза в различных образцах изменяется от Ab<sub>48</sub>-<sub>53</sub>An<sub>40-51</sub> до Ab<sub>38</sub>An<sub>61</sub> (табл.3). В углеродистых сланцах представлен альбитом с небольшой примесью анортитовой составляющей (Ab<sub>89</sub>An<sub>10</sub>) (табл.3).

*Биотит* светло-коричневого, темно-коричневого, бурого, в силлиманит-мусковитовой зоне – зеленого цвета преобладает над другими слюдами в любой зоне метаморфизма, встречается в виде очень мелких чешуек в низкотемпературной зоне, правильных лейст (1-2 мм) в высокотемпературных. Железистость биотита колеблется в широких пределах [X<sub>Fe</sub>=Fe/(Fe+Mg), ат.%) 33-64% (табл.4), что обусловлено вариациями общего химического состава пород. С ростом температуры наблюдается закономерное повышение титанистости биотита с TiO<sub>2</sub>=1,02-1,15 вес.% в гранат-хлоритовой зоне до TiO<sub>2</sub>=1,69-2,34 вес.% в ставролит-силлиманитовой зоне (табл.4).

Биотит из углеродистых сульфидсодержащих сланцев (обр.3063/1a) по составу близок к флогопиту X<sub>Fe</sub>=3-15% (табл.4), так как при увеличении углеродистого вещества и сульфидов составы железомagneзиальных силикатов в минеральных парагенезисах становятся более магнезиальными [7].

*Мусковит* в относительно слабо метаморфизованных метапелитах гранат-хлоритовой зоны встречается в виде мелких чешуек и характеризуется низким содержанием парагонитовой молекулы (6-9%) (рис.3, табл.5). В мусковите из ставролитовой зоны содержание парагонитовой составляющей значительно возрастает и достигает 14%, тогда как фенгитовость остается прежней (8%) (рис.3, табл.5). С увеличением степени метаморфизма размеры чешуек увеличиваются, в ставролит-силлиманитовой зоне мусковит перекристаллизовывается в достаточно крупные (до 1 мм) пластинки. Содержание парагонитовой составляющей в нем уменьшается до

Таблица 5

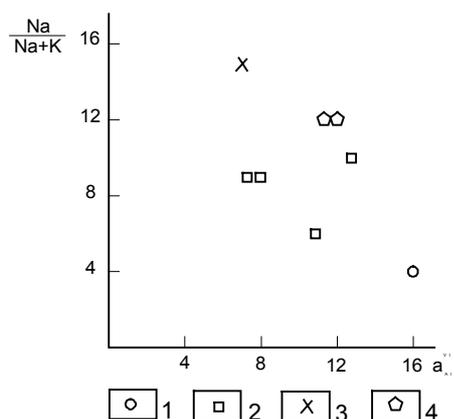
Химические составы и кристаллохимические коэффициенты мусковитов и хлоритов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры

№ образца	Ставролитовая зона	Ставролит-силлиманитовая зона		Гранат-хлоритовая зона									
	3670/1	3716/1		3063/1	3615/1					2215/9			
порода	матрица	мелкая лейста	мелкая лейста	мелкая лейста	матрица					мат-рица	мат-рица	мат-рица	мат-рица
	сланец кварц-биотитовый	сланец биотит-мусковитовый		сланец углеродистый	сланец кварц-биотитовый					сланец гранат-хлоритовый			
	Ms	Ms-7	Ms-8	Ms-9	Ms-45	Ms-46	Ms-47	Ms-48	Ms-49	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	47,03	47,25	47,62	47,18	50,23	47,16	46,02	48,86	45,40	26,97	25,86	26,09	26,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,05	38,42	37,45	32,77	33,64	37,08	37,16	37,34	35,87	24,14	21,88	24,98	25,18
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,33	0,39	0,28	0,44	0,52	0,57	0,62	0,71	-	0,06	0,05	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,19	0,03	1,01	-	0,30	0,13	0,12	0,71	0,07	1,45	0,10	0,22
FeO	1,07	1,20	1,03	0,82	1,51	1,25	1,04	1,16	2,31	27,11	26,17	27,93	26,76
MnO	-	0,20	-	0,03	0,02	0,05	0,002	-	-	0,11	0,05	0,09	0,11
MgO	0,62	0,39	0,43	2,71	1,75	0,77	0,63	0,65	1,07	15,45	13,14	14,60	14,48
CaO	0,08	0,06	0,02	0,08	-	0,03	-	-	0,06	0,13	0,15	0,13	0,13
Na <sub>2</sub> O	1,04	0,79	0,88	0,33	0,43	0,62	0,59	0,64	0,67	0,01	0,05	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	9,11	8,64	9,46	10,35	10,0	9,81	10,21	10,15	9,44	0,03	0,02	0,05	0,03
ClO	0,04	0,06	0,02	-	-	-	-	-	-	0,04	0,002	0,07	0,04
Сумма	97,17	97,79	97,33	95,55	98,03	97,56	96,35	97,53	96,23	94,05	88,89	94,10	93,71
Si	3,05	2,04	3,07	3,13	3,23	3,05	3,02	3,04	3,0	2,65	2,70	2,57	2,62
Al <sup>IV</sup>	2,83	0,97	0,93	0,87	0,77	0,95	0,98	0,97	1,0	1,35	1,30	1,43	1,38
Al <sup>VI</sup>	0,03	1,94	1,92	1,70	1,77	1,88	1,89	1,89	1,80	1,44	1,40	1,48	1,53
Ti	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,12	0,001	0,02
Fe <sup>+2</sup>	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,06	0,06	0,13	2,23	2,29	2,30	2,22
Mn	-	0,01	-	0,002	0,001	0,003	-	-	-	0,01	0,004	0,01	0,01
Mg	0,06	0,04	0,04	0,27	0,17	0,07	0,06	0,06	0,11	2,26	2,05	2,15	2,12
Ca	0,01	0,004	0,001	0,01	-	0,002	-	-	0,004	0,01	0,02	0,01	0,01
Na	0,13	0,10	0,11	0,04	0,05	0,08	0,08	0,08	0,09	0,002	0,01	0,004	0,002
K	0,75	0,71	0,78	0,88	0,82	0,81	0,86	0,84	0,80	0,004	0,003	0,06	0,004
Cl	0,01	0,01	0,002	-	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,01
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Mg)										0,50	0,52	0,50	0,51
Prg	0,14	0,04	0,04	0,04	0,06	0,09	0,09	0,09	0,10				
Phn	0,8	0,11	0,12	0,16	0,11	0,08	0,07	0,08	0,13				

Таблица 6

**Химические составы и кристаллохимические коэффициенты ставролитов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры**

	Ставролитовая зона			Ставролит-силлиманитовая зона				Силлиманит-мусковитовая зона		
№ образца	3670/1			3716/1				3704/20		
	мелкое зерно			мелкое зерно			мелкое зерно			
порода	край	край		край	край		край	край	вкл. в Grt	
	сланец кварц-биотитовый			сланец кварц-биотитовый				сланец биотитовый		
	St-15	St-16	St-17	St-1	St-2	St-3	St-4	St-40	St-48	St-49
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	27,97	26,94	28,42	27,43	28,04	28,19	28,30	25,69	27,76	28,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,55	56,82	56,24	56,38	56,61	55,56	55,95	52,56	52,47	54,56
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,67	0,62	0,45	0,45	0,43	0,44	0,43	-	0,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,02	0,13	0,14	0,08	0,04	0,03	-	-	0,07
FeO	14,89	14,72	14,91	13,50	13,29	13,10	13,11	13,10	14,76	14,90
MnO	0,16	0,16	0,14	0,24	0,17	0,18	0,23	0,03	0,09	0,04
MgO	1,15	1,17	1,17	0,92	0,89	0,95	0,97	1,46	1,69	1,81
CaO	-	0,004	0,01	0,02	-	-	0,003	0,07	0,07	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01	0,05	0,07	0,05	0,07	-	0,07	0,10
K <sub>2</sub> O	0,01	0,002	0,01	-	-	0,01	-	-	0,02	0,01
ZnO	0,16	0,36	0,09	1,85	1,82	1,76	1,55	-	0,66	0,67
ClO	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	-	-	0,07	0,06
Сумма	101,6	100,9	101,8	101,0	101,5	100,3	100,7	93,34	98,12	100,7
Si	7,51	7,30	7,61	7,44	7,55	7,67	7,66	7,47	7,76	7,62
Al <sup>IV</sup>	17,9	18,14	17,75	18,01	17,96	17,81	17,84	18,02	17,29	17,49
Ti	0,12	0,14	0,13	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10
Cr	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	-	-	0,02
Fe <sup>+2</sup>	3,34	3,33	3,34	3,06	2,99	2,98	2,97	3,19	3,45	3,39
Mn	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05	0,01	0,02	0,01
Mg	0,46	0,47	0,47	0,37	0,36	0,39	0,39	0,63	0,70	0,73
Ca	-	0,001	0,003	0,01	-	-	0,001	0,02	0,02	0,01
Na	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	-	0,04	0,05
K	0,002	0,001	0,01	-	-	0,003	-	-	0,01	0,003
Zn	0,03	0,07	0,02	0,37	0,36	0,35	0,31	-	0,14	0,14
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	-	-	0,03	0,03
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Mg)	0,88	0,88	0,88	0,84	0,83	0,82	0,89	0,89	0,88	0,88



**Рис.3. Натриевость и фенгитовость мусковитов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры:** 1 - из углеродистого сланца гранат-хлоритовой зоны; 2 - из гранат-хлоритовой зоны; 3 - из ставролитовой зоны; 4 - из ставролит-силлиманитовой зоны.

4% на фоне роста фенгитовости до 11-12% (рис.3, табл.5).

**Ставролит.** Несмотря на то, что по температуре и давлению метапелиты вблизи интрузий относятся к ставролитовой и ставролит-силлиманитовой субфациям, сам ставролит в минеральных

парагенезисах встречается крайне редко. Это связано в первую очередь с особенностями химического состава пород. Как уже отмечалось, в разрезах Тим-Ястребовской структуры распространены породы, протолитами которых были обогащенные марганцем осадки (табл.1). В таких метапелитах из-за низкого содержания железа ставролит является редким минералом или отсутствуют совсем, так как вместо него возникают ассоциации типа Bi+And+Grt<sub>Fe-Mn</sub> [8].

В породах, по составу благоприятных для образования ставролита, он встречается в форме овальных и неправильных незональных зерен. В ставролитовой зоне средняя железистость ставролита  $X_{Fe} \approx 88\%$ , отмечается незначительная примесь цинка ( $ZnO=0,09-0,36\%$ ), содержание которого уменьшается от центра к краям зерен (табл.6). Железистость ставролита в ставролит-силлиманитовой зоне уменьшается до 82-84%, заметно возрастает цинковость ( $ZnO=1,55-1,85$  вес.%) (табл.6). Такой состав характерен для ставролитов верхней части ставролит-силлиманитовой зоны. Высокая цинковость связана с тем, что в верхах фации, где количество ставролита сокращается, железо-магnezияльные разности распадаются раньше, а обогащен-

ные цинком ставролиты сохраняются до более высоких температур. При этом происходит накопление цинка в последних, еще не распавшихся кристаллах. Именно с присутствием в ставролите цинка как фазообразующего компонента связана его устойчивость в верхах фации [8]. В силлиманит-мусковитовой зоне ставролит может сохраняться только в виде реликтовых включений в других минералах [9]. Такое зерно, заключенное в гранате (обр.3704/20), характеризуется железистостью  $X_{Fe}=88-89\%$  и цинковостью 0,66-0,67 вес.% (табл.6).

Первичный *хлорит* в метапелитах Тим-Ястребовской структуры встречается до ставролит-силлиманитовой зоны. Имеются микронзондовые анализы хлоритов только из гранат-хлоритовой зоны, где они в парагенезисе с гранатом характеризуются железистостью  $X_{Fe}=50-52\%$  (табл.5).

*Андалузит* в ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зонах имеет форму неправильных или овальных зерен, часто с хорошо выраженной спайностью и многочисленными включениями кварца. В ставролит-силлиманитовой зоне сосуществуют оба силиката глинозема.

*Силлиманит* представлен фибролитом, нередко прорастающим биотит. Для *кордиерита* в контактовых ореолах интрузий наблюдаются характерные для него тройники и шестерники.

### Состав и зональность гранатов

При детальном изучении шлифов метапелитов зонального комплекса достаточно уверенно выделяются две генерации минералов, отвечающие различным этапам метаморфической эволюции: синдеформационная и постдеформационная.

Наиболее информативными минералами для микроструктурных исследований являются *гранаты*.

1. Гранаты синдеформационной генерации встречаются в метапелитах Тим-Ястребовской структуры исключительно в пределах гранат-хлоритовой зоны. Они образуют порфиробласты изометричной и неправильной формы с отчетливыми тенями давления и характеризуются многочисленными ориентированными включениями кварца, плагиоклаза, углеродистого вещества, образующими различные цепочки и характерные структуры "лепестков" (рис.4 б, в, г). Гранаты из углеродистых сланцев отличаются очень четкими, правильными кристаллографическими формами (рис.4 а).
2. Постдеформационная генерация представлена самостоятельными идиоморфными кристаллами без теней давления (рис.4 д, е, ж). Гранаты этого типа легко определяются по малому числу разноориентированных включений. В ряде случаев такие порфиробласты вообще не содержат включений, часто растут поперек сланцеватости и отличаются низкой марганцовистостью. В метапелитах Тим-Ястребовской структуры постдеформационные гранаты характерны для ставролитовой,

ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой метаморфических зон.

*Слюды* в метапелитах зонального комплекса представлены мусковитом, биотитом и хлоритом.

1. Синдеформационная генерация слюд формирует сланцеватость в матрице породы и тени давления вокруг гранатов гранат-хлоритовой зоны (рис.4 б, в, г).
2. Биотит и мусковит постдеформационной генерации представлены вытянутыми, хорошо оформленными лейстами, секущими слоистость или фрагментарно замещающими края зерен граната ставролитовой, ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зон метаморфизма (рис.4 д, е, ж, з).

В ходе исследований метапелитов Тим-Ястребовской структуры было сделано более 100 точечных микронзондовых анализов гранатов. В настоящей работе, учитывая ее ограниченный объем, приведены только наиболее представительные из них.

По составу среди гранатов гранат-хлоритовой зоны можно выделить несколько типов (рис.5):

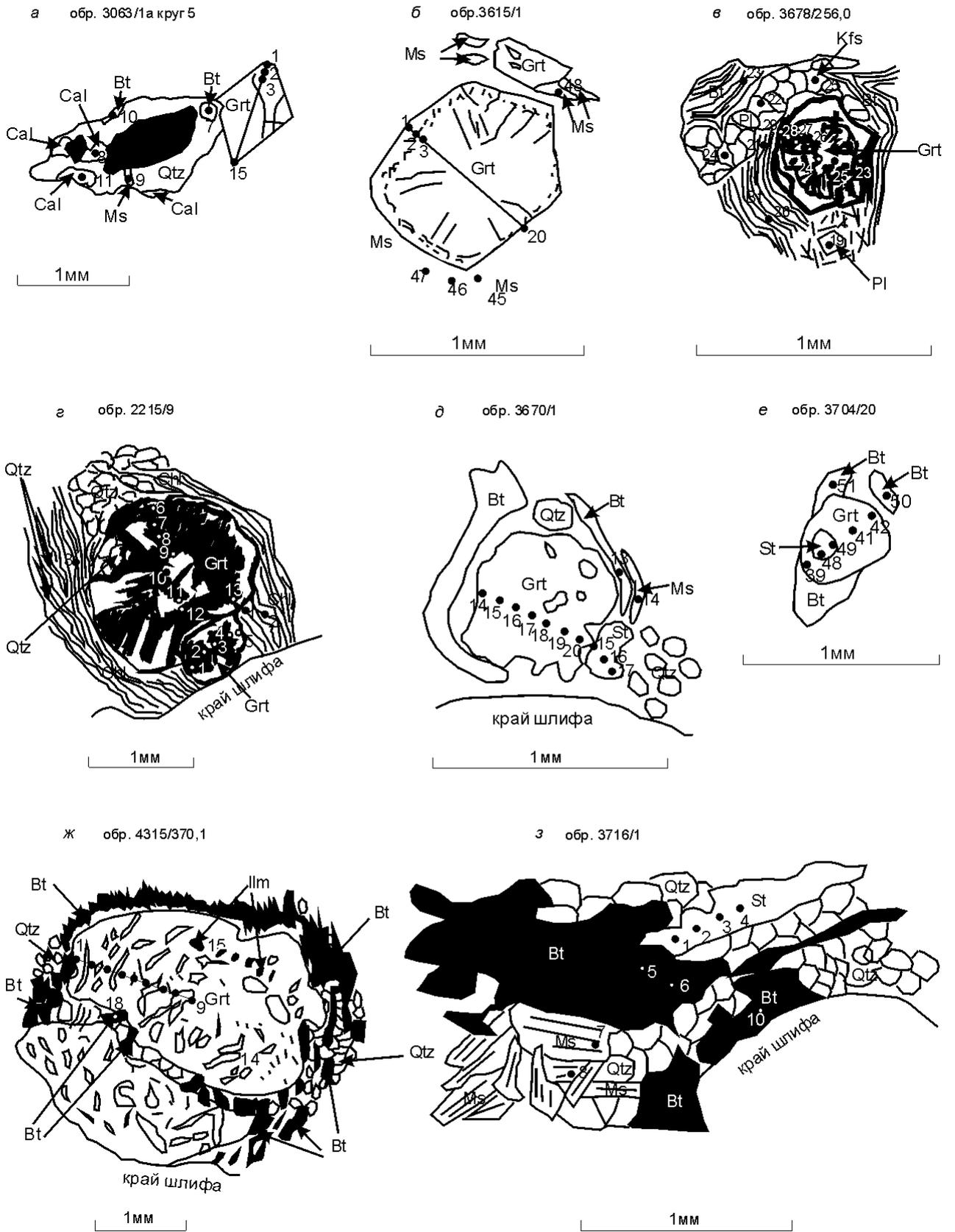
а) железистые синдеформационные гранаты (рис.4 б, в);

б) марганцовистые синдеформационные гранаты (рис.4 а, г);

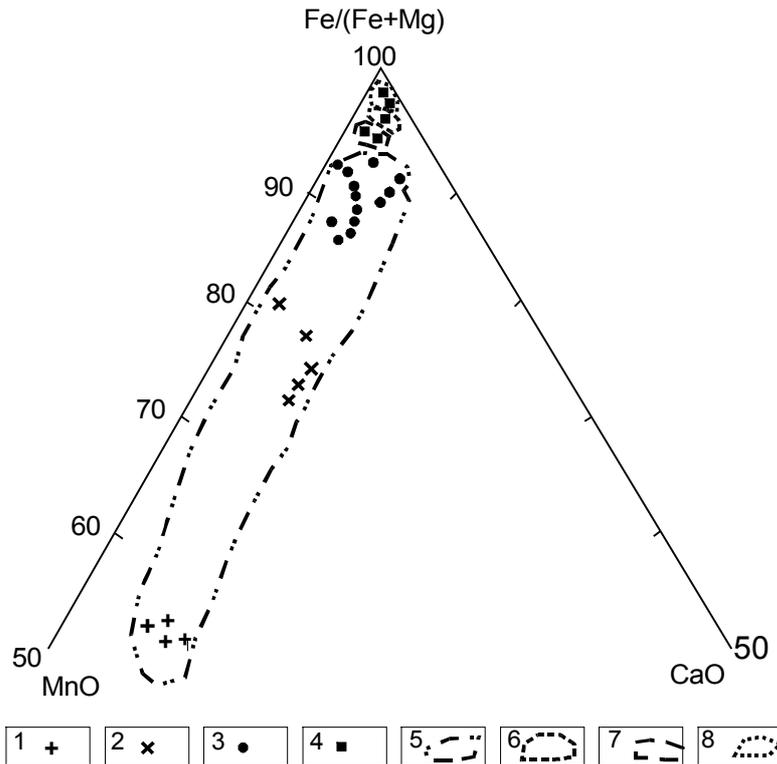
Гранаты первого типа (обр.3615/1, кварц-мусковитовый сланец; обр.2215/9, гранатовый сланец) характеризуются железистостью  $X_{Fe}=89-94\%$ , количество спессартинового минала 13-23%, пиропового – 4-9%, гроссулярового – 5-18% (табл.7). Гранаты обнаруживают четко выраженную прогрессивную ростовую химическую зональность в распределении компонентов Ca, Mg, Fe и Mn, которая заключается в уменьшении содержания CaO и MnO при возрастании FeO и MgO от центра кристаллов к краям (рис.6 б, в).

Гранаты второго типа (обр.3678/256,0; кварц-биотитовый сланец) имеют железистость  $X_{Fe}=85-87\%$  и отличаются повышенным содержанием марганца (MnO=19-25 вес.%). Количество спессартинового минала 45-59%, гроссулярового 13-23%, пиропового 3-6% (табл.7). Отчетливо выраженная зональность имеет также прогрессивный характер (рис.6 г). Повышенное содержание MnO и CaO в большинстве гранатов объясняется тем, что в отсутствие минералов, содержащих кальций и марганец, гранат в гранат-хлоритовой зоне является единственным концентратом этих элементов.

Отдельное поле составов занимают гранаты из углеродистых сульфидсодержащих сланцев (рис.5). Они представлены спессартином с небольшой примесью гроссулярового минала (13-16%) (табл.7), что объясняется особенностями химического состава углеродистых сланцев. Здесь слабо выраженная зональность прослеживается лишь в распределении Fe и Mg, содержание которых увеличивается от центра зерен к краям (рис.6 а).



**Рис.4.** Зарисовки участков шлифов и точки анализов минеральных фаз из метapelитов Тим-Ястребовской структуры: а, б, в, г - синдеформационные гранаты и слюды; д, е, ж - постдеформационные гранаты и слюды; з - постдеформационные слюды.



**Рис.5. Составы гранатов из метapelитов различных метаморфических зон Тим-Ястребовской структуры:** 1 - 7 - составы гранатов: 1 - из углеродистых сланцев; 2 - марганцовистые синдеформационные гранаты; 3 - железистые синдеформационные гранаты; 4 - постдеформационные гранаты; 5 - 8 - метаморфические зоны: 5 - гранат-хлоритовая; 6 - ставролитовая; 7 - ставролит-силлиманитовая; 8 - силлиманит-мусковитовая.

Закономерное возрастание магнезиальности гранатов при уменьшении содержания марганца от центра к внешней кайме доказывает проградный характер формирования кристаллов [10;11].

Состав гранатов ставролитовой зоны железистый  $X_{Fe}=89-91\%$ , однако в них уменьшается содержание спессартинового (до 7-8%) и гроссулярового (до 5-7%) миналов (табл.7). От гранатов гранат-хлоритовой зоны они отличаются пониженным содержанием марганца ( $MnO=2,8-3,5$  вес. %) (табл.7) Для них характерно увеличение количества  $MnO$  и уменьшение  $MgO$  от центра к краям кристаллов, т.е. ретроградная зональность (рис.6 д), обусловленная разложением части гранатов с образованием ставролита. Морфологические особенности кристаллов свидетельствуют о формировании их в постдеформационный этап.

Гранаты из парагенезисов ставролит-силлиманитовой зоны характеризуются железистостью  $X_{Fe}=90-91\%$ , содержание в них  $MnO$  уменьшается до 0,32-0,45 вес.% (табл.7). Зональности в распределении элементов не выявлено, что свидетельствует о формировании кристаллов на пике метаморфизма. По микроструктурным признакам гранаты относятся к постдеформационной генерации.

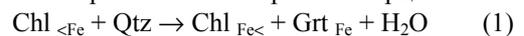
Гранаты из метapelитов силлиманит-мусковитовой зоны представлены не содержащими включений постдеформационными зернами додекаэдрической формы. Железистость их находится в интервале  $X_{Fe}=87-89\%$ , содержание спессартинового минала 1%, гроссулярового 3-5%, пиропового 11-

12% (табл.7). По сравнению с гранатами ставролит-силлиманитовой зоны они характеризуются незначительным уменьшением марганцовистости и увеличением магнезиальности к контакту граната с биотитом вследствие обменной реакции  $Vt_{Mg} + Grt_{Fe} \rightarrow Vt_{Fe} + Grt_{Mg}$ . Такая прямая зональность обусловлена ростом граната при разложении ставролита. По форме зерен и отсутствию включений гранаты относятся к постдеформационной генерации.

### Метаморфические реакции

Метapelиты Тим-Ястребовской структуры испытали в своей истории прогрессивный и ретроградный этапы метаморфизма. В настоящей работе будут рассмотрены реакции только прогрессивного этапа.

Первое появление и рост граната в гранат-хлоритовой зоне Тим-Ястребовской структуры происходит за счет разложения хлорита с кварцем:



В результате такой реакции происходит увеличение железистости граната и уменьшение железистости хлорита.

Появление и рост ставролита с повышением температуры сопровождаются разложением хлорита вследствие реакции:

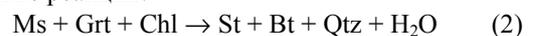
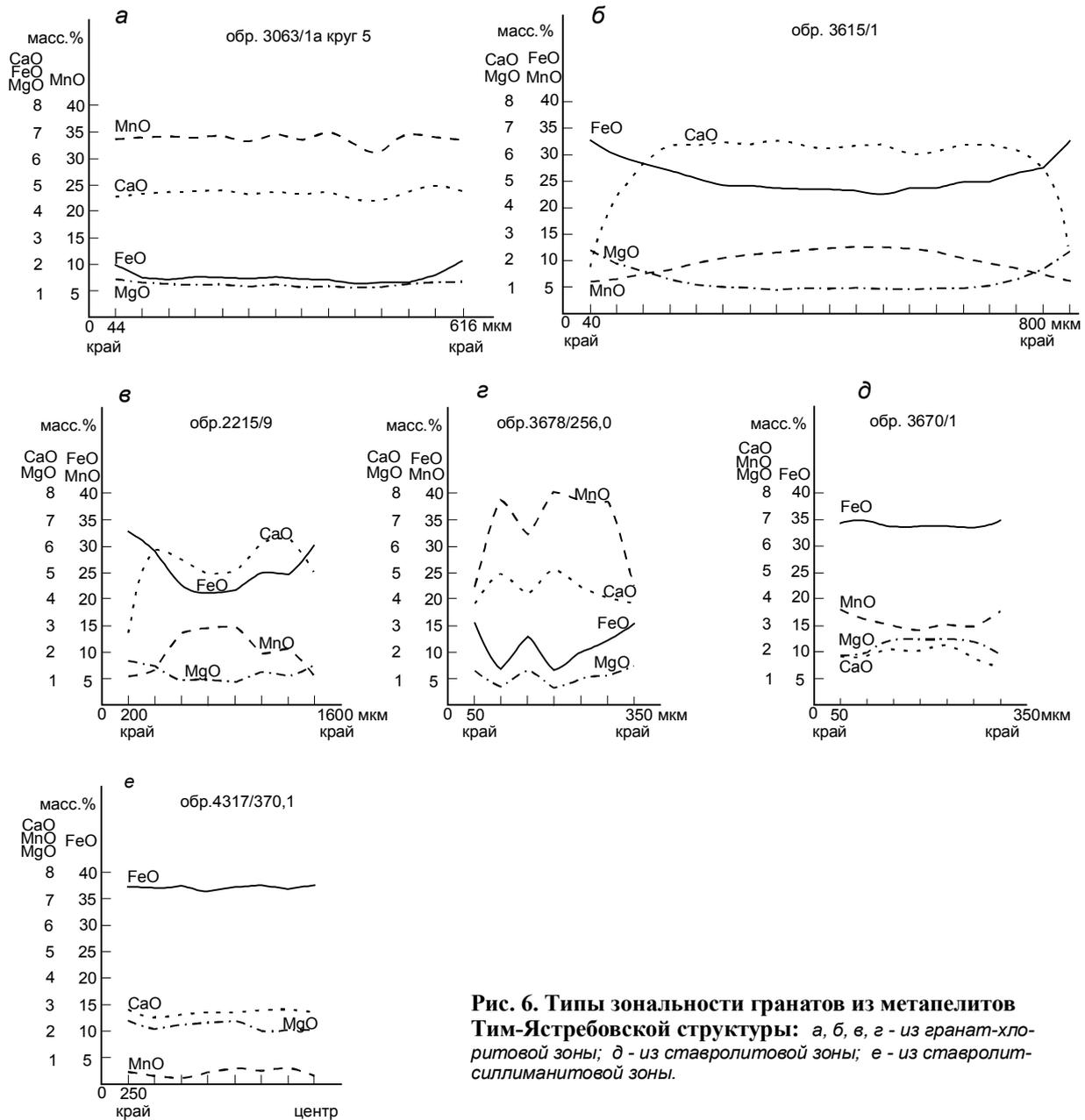


Таблица 7

Химические составы и кристаллохимические коэффициенты гранатовиз метapelитов Тим-Ястребовской структуры

	Гранат-хлоритовая зона												Ставролитовая зона			Ставролит-силлиманитовая зона			Силлиманит-мусковитовая зона		
№ образца	3063/1a			3615/1			3678/256,0			2215/9			3670/1			4317/370,1			3704/20		
	крупное зерно			крупное зерно			крупное зерно			крупное зерно			крупное зерно			крупное зерно			мелкое зерно		
позиция	профиль точки через 44 мкм край			профиль точки через 40 мкм край			профиль точки через 50 мкм край			профиль точки через 200 мкм край			профиль точки через 50 мкм край			профиль точки через 250 мкм край			профиль край		
порода	сланец углеродистый			сланец кварц-мусковитовый			сланец кварц-биотитовый			сланец гранат-хлоритовый			сланец кварц-биотитовый			сланец кварц-биотитовый			сланец биотитовый		
	Grт-1	Grт-7	Grт-15	Grт-1	Grт-9	Grт-20	Grт-23	Grт-26	Grт-29	Grт-6	Grт-9	Grт-13	Grт-14	Grт-17	Grт-20	Grт-1	Grт-4	Grт-8	Grт-39	Grт-41	Grт-42
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	4	7	11	14	18	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	36,74	36,57	36,50	36,20	36,65	35,95	37,38	36,82	37,34	35,94	36,68	36,22	36,54	36,35	36,02	39,47	36,42	35,97	36,53	35,39	35,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,43	20,32	21,23	20,59	20,44	20,91	22,24	21,62	22,01	22,03	21,74	21,95	21,91	21,42	21,39	21,78	21,70	21,60	23,96	24,74	25,33
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,53	0,32	0,04	0,14	-	-	0,64	0,06	0,01	0,07	0,07	0,01	0,07	-	0,07	0,07	0,09	0,04	1,37	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	0,12	-	-	-
FeO	1,98	1,46	2,14	32,82	23,88	32,57	15,51	6,50	15,32	32,89	21,05	30,19	34,34	33,92	34,93	37,07	36,22	37,43	35,19	34,57	35,11
MnO	33,72	34,60	33,87	5,96	11,51	6,31	19,15	25,72	19,20	5,42	14,44	5,58	3,59	2,80	3,51	0,45	0,43	0,32	0,29	0,24	0,27
MgO	1,45	1,25	1,34	2,39	0,90	2,34	1,28	0,64	1,55	1,65	0,94	1,53	1,84	2,45	1,88	2,42	2,38	2,01	2,88	2,62	2,47
CaO	4,59	4,76	4,80	1,79	6,54	1,94	4,43	8,05	4,53	2,68	4,96	5,03	1,82	2,03	1,40	2,80	2,74	2,71	1,11	1,07	1,69
Сумма	100,0	99,55	100,19	99,72	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,6	99,88	100,6	100,0	99,04	99,11	104,1	99,95	100,3	100,0	100,0	100,0
Si	2,96	2,98	2,95	2,96	2,98	2,93	2,99	2,95	2,99	2,91	2,97	2,92	2,96	2,96	2,95	3,04	2,94	2,92	2,91	2,82	2,80
Al <sup>IV</sup>	2,04	1,95	1,51	1,98	1,96	2,01	2,10	2,04	2,08	2,10	2,07	2,08	2,09	2,06	2,07	1,98	2,07	2,07	2,25	2,32	2,39
Ti	0,01	0,03	0,03	0,003	0,01	-	-	0,04	0,004	-	0,004	0,004	-	0,004	-	0,004	0,004	0,01	0,002	0,08	0,01
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-	0,01	-	-	-
Fe <sup>+2</sup>	0,13	0,1	0,14	2,24	1,62	2,22	1,04	0,44	1,03	2,23	1,42	2,03	2,32	2,31	2,40	2,39	2,45	2,54	2,34	2,30	2,35
Mn	2,3	2,39	2,32	0,41	0,79	0,44	1,30	1,75	1,30	0,37	0,99	0,38	0,25	0,19	0,24	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,17	0,15	0,16	0,29	0,12	0,29	0,15	0,08	0,19	0,20	0,11	0,18	0,22	0,30	0,23	0,28	0,29	0,24	0,34	0,31	0,29
Ca	0,4	0,42	0,42	0,16	0,57	0,17	0,38	0,69	0,39	0,23	0,43	0,43	0,16	0,18	0,12	0,23	0,24	0,24	0,10	0,09	0,15
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Mg)	0,43	0,41	0,47	0,89	0,94	0,89	0,87	0,85	0,85	0,92	0,93	0,92	0,91	0,89	0,91	0,90	0,90	0,91	0,87	0,88	0,89
Alm	0,04	0,03	0,05	0,72	0,53	0,71	0,36	0,15	0,35	0,74	0,48	0,67	0,79	0,78	0,80	0,82	0,82	0,84	0,84	0,85	0,84
Sps	0,77	0,78	0,76	0,13	0,25	0,14	0,45	0,59	0,45	0,12	0,34	0,13	0,08	0,07	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Prp	0,06	0,05	0,05	0,09	0,04	0,09	0,05	0,03	0,06	0,07	0,04	0,06	0,08	0,10	0,08	0,10	0,10	0,08	0,12	0,11	0,12
Grs	0,13	0,14	0,14	0,05	0,18	0,05	0,13	0,23	0,13	0,08	0,15	0,14	0,05	0,06	0,04	0,08	0,08	0,08	0,03	0,03	0,05

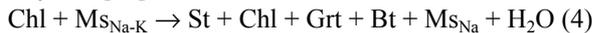


**Рис. 6. Типы зональности гранатов из метапелитов Тим-Ястребовской структуры:** а, б, в, г - из гранат-хлоритовой зоны; д - из ставролитовой зоны; е - из ставролит-силлиманитовой зоны.

Одновременно с разложением части гранатов происходит другая реакция образования ставролита:

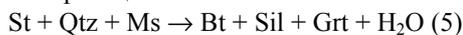


Если учитывать наблюдаемое увеличение содержания парагонитовой молекулы в мусковите, получим [12]:

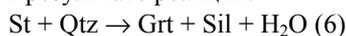


Так как ставролит крайне редко встречается в минеральных парагенезисах, то эти реакции имеют ограниченное распространение.

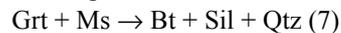
В верхах ставролит-силлиманитовой зоны появление силлиманита будет происходить вследствие реакции:



С увеличением температуры происходит снижение железистости и увеличение цинковости ставролита в результате реакции:



Основной реакцией, протекающей в силлиманит-мусковитовой зоне после исчезновения из парагенезисов ставролита, является:



### Метаморфическая эволюция метапелитов Тим-Ястребовской структуры

Метапелиты Тим-Ястребовской структуры в ходе своей эволюции претерпели несколько этапов метаморфизма, каждый из которых характеризовался своими Р-Т условиями.

В раннем протерозое Тим-Ястребовская структура представляла собой внутриконтинентальный рифт, в котором в условиях медленного прогибания накапливались мощные толщи обогащенных органикой терригенных отложений оскольской серии. Столкновение Курского и Воронежско-Самар

**Таблица 8**  
**Температурные условия метаморфизма**  
**метапелитов Тим-Ястребовской структуры**

№№ образца	Термометр	Температура, °С.
Гранат-хлоритовая зона		
3678/256,0	Grt(28) – Bt(21) [13]	501
	Grt(28) – Bt(21) [14]	410
2215/2	Grt(28) – Bt(21) [15]	450
	Grt(13) – Chl(2) [16]	465
3615/1	Grt(13) – Chl(2) [17]	463
	Grt(10) – Mus (45) [18]	420
	Grt(10) – Mus (45) [19]	502
Ставролитовая зона		
3670/1	Grt(20) – Bt(13) [13]	506
	Grt(20) – Bt(13) [14]	503
	Grt(20) – Bt(13) [15]	519
Ставролит-силлиманитовая зона		
4317/370,1	Grt(7) – Bt(18) [13]	534
	Grt(7) – Bt(18) [14]	510
	Grt(7) – Bt(18) [15]	524
3716/1	Mus(7) – Bt(6) [21]	531
Силлиманит-мусковитовая зона		
3704/20	Grt(42) – Bt(51) [13]	601
	Grt(42) – Bt(51) [14]	617
	Grt(42) – Bt(51) [15]	617
	Grt(39) – St(48) [16]	583

**Таблица 9**  
**Результаты барометрии метапелитов гранат-хлоритовой зоны Тим-Ястребовской структуры**

№№ образца	Барометр	P, кбар
3678/256,0	Grt (28) – Pl (22) [20]	3,1
	Grt (25) – Pl (19) [20]	3,0

Примечание: в скобках – номера точек анализов на рис. 4

ского геоблоков привело к закрытию рифта, сопровождавшемуся интенсивными чешуйчато-надвиговыми деформациями и формированием горноскладчатого сооружения. С этим периодом связывается первый этап метаморфизма, носивший региональный характер.

Изотопный уран-свинцовый возраст тимской свиты осколковой серии, определенный по цирконам из кислых эффузивов, залегающих согласно с отложениями свиты, составляет 2254 млн. лет [3]. Исходя из этого, можно предположить, что метапелиты подверглись первому этапу метаморфизма на рубеже около 2250 млн. лет.

Выводы о P-T условиях всех этапов метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры основаны на данных парагенетического анализа и минеральной термобарометрии. Для оценки температурного режима первого этапа использовались термометры: гранат-биотитовые [13;14;15], гранат-хлоритовый [16;17] и гранат-мусковитовый [18;19] (табл.8). Для оценки давления применялся гранат-плагиоклазовый геобарометр [20] (табл.9).

Полученные данные свидетельствуют о том, что на раннем этапе метапелиты Тим-Ястребовской структуры претерпели метаморфизм в условиях гранат-хлоритовой зоны, соответствующей верхам

зеленосланцевой фации, при температуре 420-500°С и давлении в 3,0-3,1 кбар.

После возникновения на месте Тим-Ястребовской рифтовой структуры горноскладчатого сооружения в разное время происходило внедрение интрузий стойло-николаевского и золотухинского интрузивных комплексов. Гранодиориты стойло-николаевского комплекса явились источниками тепла для постдеформационного этапа метаморфизма метапелитов.

Возраст интрузий этого комплекса оценивается в 2086±5 млн. лет [3]. Соответственно и метаморфические преобразования пород, в том числе и метапелитов, происходили в это же время.

Используя гранат-биотитовые [13;14;15], гранат-ставролитовый [16] и биотит-мусковитовый [21] термометры, было установлено, что на позднем этапе метапелиты подверглись более высокотемпературному метаморфизму в условиях ставролитовой с температурами 500-520°С, ставролит-силлиманитовой - 520-580°С и силлиманит-мусковитовой субфаций -580-620°С (табл.8).

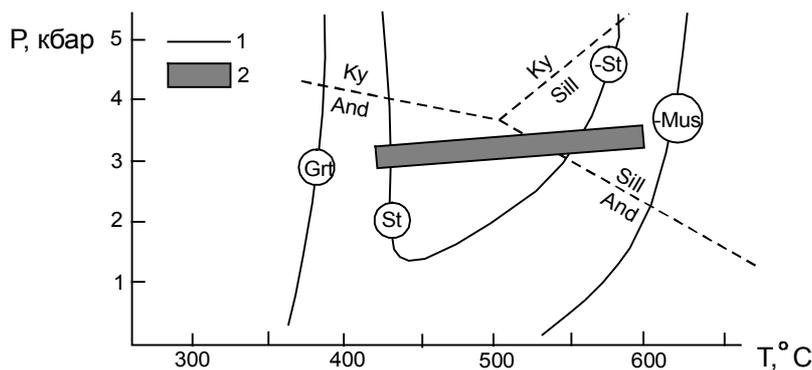
Оценить давление с помощью известных геобарометров для этих зон не удалось из-за редкой встречаемости парагенезисов, традиционно используемых для геобарометрии. Поэтому в основу выводов о параметрах давления в ставролитовой, ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зонах легли результаты парагенетического анализа. Присутствие в метапелитах Тим-Ястребовской структуры парагенезиса ставролита с силлиманитом характеризует промежуточные давления - 3-5 кбар [8]. Наличие в ставролит-силлиманитовой зоне андалузита ограничивает этот интервал до 3-4 кбар. Высокая железистость граната в силлиманит-мусковитовой зоне указывает на то, что в этой зоне давление также находилось в пределах 3-4 кбар (рис.7).

## Заключение

1. Причиной редкой встречаемости ставролита в парагенезисах Тим-Ястребовской структуры является широкое развитие в разрезах метапелитов, первично обогащенных марганцем. Поэтому вместо ставролита в метапелитах стабилен парагенезис граната с андалузитом.

2. Все исследованные гранаты достаточно четко разделяются на две генерации: синдеформационную относительно этапа деформации D1, связанную со складчатостью, и постдеформационную, распространенную вблизи интрузивных тел.

3. Состав и зональность гранатов различных метаморфических зон отражают различные P-T условия своей кристаллизации. Проградный тип зональности гранатов гранат-хлоритовой зоны говорит о постепенном повышении температуры в пределах Тим-Ястребовской рифтовой структуры. О формировании на пике метаморфизма свидетельствуют плоские профили гранатов ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зон.



**Рис.7. P-T условия метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры:**

1 - границы фаций по [8] и изограды появления (St) или исчезновения (St) минералов;  
2 - область P-T условий метаморфизма метапелитов Тим-Ястребовской структуры

4. Изучение метапелитов Тим-Ястребовской структуры показало, что зональность в ее пределах обусловлена тепловым потоком внедрявшихся интрузивных тел. Выделено четыре метаморфические зоны: гранат-хлоритовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая. Гранат-хлоритовая зона связана с региональным метаморфизмом, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и силлиманит-мусковитовая имеют локальное распространение и пространственно приурочены к интрузивным телам различного состава.

5. В целом метапелиты Тим-Ястребовской структуры претерпели прогрессивный метаморфизм в следующих условиях: в пределах гранат-хлоритовой зоны 420-500°C, Робщ.=3,0-3,1 кбар; ставролитовой 500-520°C; ставролит-силлиманитовой 520-580°C; силлиманит-мусковитовой 580-620°C; Робщ.=3-4 кбар.

6. Тим-Ястребовская структура испытала два этапа метаморфизма: ранний в условиях гранат-хлоритовой зоны с возрастом около 2250 млн. лет и более поздний высокотемпературный с возрастом 2086±5 млн. лет, в результате которого и была сформирована наблюдаемая метаморфическая зональность.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция" (проект С0007/2000), гранта "Российские университеты" (проект 990087), гранта Президента РФ (проект 00-15-99397) и гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64522).*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. и др. Фации метаморфизма. Т. 1. -М., 1970. -432 с.
2. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. -1997. -№3. -С.21-30
3. Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Мяснянкин В.И. Уран-свинцовый возраст магматических пород Орловско-Тимской зеленокаменной структуры ВКМ // Докл академии наук Украины. -1992. -№7. -С.113-117.

4. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer.Miner. -1983. -V.68. -P.277-279.
5. Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Int. Geol. Review. -1991. -V.33, № 8. -P.743-783.
6. Gerya T.V., Perchuk L.L. GEOPATH: a new computer program for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC computer // Intern.Mineral. Assoc. The 15<sup>th</sup> General Meeting. Beijing. Abstracts. -1992. -V.2. -P.1010.
7. Савко К.А. Фазовые равновесия в раннепротерозойских углеродистых сульфидсодержащих метапелитах воронцовской серии Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. -1997. -№4. -С.94-100.
8. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. -М. -1979. -261 с.
9. Савко К.А. Силлиманит-мусковитовая зона в метаморфическом комплексе воронцовской серии ВКМ // Геология и геофизика. -1994. -№6. -С.73-86.
10. Гера Е.В., Перчук Л.Л. и др. Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология. -1997. -Т. 5, №6. -С.563-595.
11. Перчук Л.Л., Кротов А.В. Петрология слюдяных сланцев пояса Тана в южном тектоническом обрамлении Лапландского гранулитового комплекса // Петрология. -1998. -Т. 6, №2. -С.165-196.
12. Савко К.А. Петрология метаморфических пород воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив); Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. -М., 1991. -24с.
13. Перчук Л.Л. Эволюция метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. -М., 1986. -С.151-173.
14. Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contr. Miner. Petrol. -1978. -V.66. -P.113-117.
15. Tompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks: 2 Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // Amer.J.Sci. -1976. -№4. -P.425-454.
16. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нерста: ревизия // Геохимия. -1989. -№5. -С.611-622.
17. Patric B.E., Evans B.W. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terrane // J. Petrol. -V.30, №3. -P.531-555.

18. Hanes A., Forest R.C. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) // *J. Metamorphic Geol.* -1988. -V.6, -№6. -P.297-309.
19. Krogh E.J., Raheim A. Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogite // *Contrib. Mineral and Petrol.* -1978. -V.66. -P.75-80.
20. Аранович Л.Я., Подлесский К.В. Гранат-плагиоклазовый геобарометр // *Докл. АН СССР.* -1980. -Т.251, №5. -С.1216-1219.
21. Hoisch T.D. A muscovite-biotite geothermometer // *Am. Mineral.* -V.74, №5/6. -P.565-572.

УДК 549.221(571.56)

## МИНЕРАЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗОВ V И VII РАЗНОВИДНОСТЕЙ (ПО КЛАССИФИКАЦИИ Ю.Л.ОРЛОВА)

**В.П.Афанасьев\***, **А.П.Елисеев\***, **В.А.Надолинный\*\***, **Н.Н.Зинчук\*\*\***,  
**В.И.Коптиль\*\*\***, **Г.М.Рылов\***, **А.А.Томиленко\***, **С.В.Горяйнов\***, **О.П.Юрьева\*\***,  
**В.М.Сонин\***, **А.И.Чепуров\***

\* *Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск;*

\*\* *Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск;*

\*\*\* *АК "АЛРОСА", Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ, Мирный, Республика Саха*

В результате минералогического изучения алмазов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л.Орлова установлено, что они представляют собой единую генетическую группу с специфическими свойствами. В морфологическом плане они образуют ряд от октаэдра до ромбододекаэдроид; для внутреннего строения характерна обильная внутренняя трещиноватость как результат хрупкой релаксации внутренних напряжений; типичной чертой являются шрамы травления, которые развиваются по трещинам, выходящим на поверхность. Лауэграммы показывают несовершенную структуру с признаками частичной релаксации упругих напряжений в форме полигонизации и рекристаллизации; рентгеновские топограммы фиксируют макроблоковое и волокнистое строение без выраженных секторов роста, ростовая зональность отсутствует. Фото-, рентгено- и катодолюминесценция крайне слабые или не фиксируются. ИК-спектроскопия показывает высокую примесь азота в форме А (до 700-800ppm) и В1 формы (до 230ppm); донорный азот (форма С) по данным ЭПР находится в остаточной концентрации (менее 50ppm). Высокая примесь азота в форме А обуславливает тушение люминесценции. В алмазах обнаружены флюидные включения, выполненные, по данным криометрии, азотом, углекислотой и углеводородами; темные включения, по данным КРС, выполнены аморфным и кристаллическим графитом. Твердые минеральные включения не обнаружены. Алмазы имеют очень низкую плотность (3,500 - 3,508 г/см<sup>3</sup>) и весьма облегченный изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -19\text{--}25\text{‰}$ ). По результатам исследований предпринята попытка реконструировать некоторые черты онтогенеза данных алмазов.

### Введение

Классификация алмазов на разновидности, разработанная Ю.Л.Орловым [1,2,3], широко используется в России при минералогических исследованиях алмазов и в геологоразведочной практике, наряду с кристалломорфологической классификацией З.В.Бартошинского [4]. Однако хотя монография Ю.Л.Орлова «Минералогия алмаза» [2] была переведена на английский язык [5], за границей эта классификация не нашла широкого распространения. Дж.Харрис отмечает, что Ю.Л.Орлов, подчеркивая важность различных признаков, по которым выделяются разновидности, приводит слишком мало сведений о них [6]. Недостаточно также информации о распространенности выделенных разновидностей. Соглашаясь с этим мнением, мы, тем не менее, не вправе отрицать рациональный смысл классификации Ю.Л.Орлова и ее высокую информативность в отношении некоторых аспектов генезиса алмазов.

В этом отношении важно понять истоки и концептуальный базис данной классификации.

В монографии Ю.Л.Орлова «Морфология алмаза» (1963 г.) [7] еще отсутствуют какие-либо попытки классификации алмазов. Отсутствуют и описания некоторых их экзотических разновидностей, в том числе позднее выделенных V и VII. Классификация в полном виде впервые была опубликована в 1965 г. в сборнике «Новые данные о минералах СССР» (Труды минералогического музея им. А.Е.Ферсмана) [1], причем в следующей статье этого сборника (в соавторстве с Б.И.Прокопчуком) [8] эта классификация уже применена на практике для характеристики коллекции из 7000 кристаллов алмазов из россыпи реки Моторчуна на севере Якутской алмазоносной провинции.

Касаясь своей классификации, Ю.Л.Орлов отмечает, что «... среди алмазов встречаются визуально хорошо различимые между собой разновидности кристаллов, которые отличаются формой рос-