

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПОРОДЫ В ЗОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

К. А. САВКО

ГГП Воронежгеология, 394016, Воронеж, ул. Беговая, 205, Россия

В зональном метаморфическом комплексе воронцовской серии наиболее слабо метаморфизованные породы содержат парагенезис хлорит + биотит + фенгитовый мусковит + альбит + кварц. И хотя в них очень редко встречается альмандиновый гранат из-за среднежелезистого состава пород, изученные метапелиты и метапсаммиты отнесены к гранатовой, а не к биотитовой зоне в региональной метаморфической зональности.

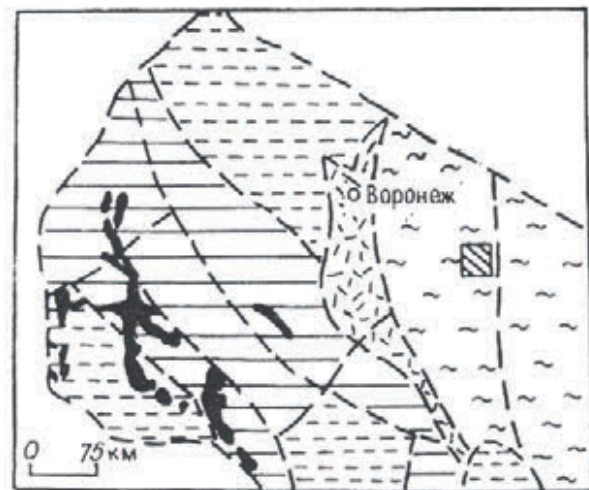
Гранатовая зона, минеральные равновесия, низкотемпературные метапелиты, фенгитовый мусковит.

Гранатовая зона, отвечающая альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации [1] (высокотемпературная часть фации зеленых сланцев), выделяется в очень многих зональных ореолах как кианитового [2—5], так и андалузитового [6, 7] типа. Однако, как показано С. П. Кориковским [1], в метаморфических комплексах андалузитового типа стабильность граната сужается из-за смещения в железистую область интервала его устойчивых составов. Поэтому в наиболее обычных умеренно-железистых метапелитах и метапсаммитах гранатовой зоны ведущим становится парагенезис $Vt + Ms + Chl + Pl + Q^*$ при отсутствии пиральспитового граната. В этом случае критерием для идентификации гранатовой зоны становятся особенности составов сосуществующих слюд, плагиоклазов и стабильность таких высокоглиноземистых минералов, как хлоритоид, андалузит или кианит (в богатых Al_2O_3 породах) при отсутствии ставролита. В известково-силикатных метаосадках и метабазах индикатором зоны граната становится стабильность сине-зеленой роговой обманки с плагиоклазом и исчезновение актинолитов и актинолитоподобных слабо-зеленоватых роговых обманок.

Метапелиты и метапсаммиты такого среднежелезистого состава представлены в метаморфической зональности воронцовской серии в восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) (рис. 1). В пределах гранатовой зоны гранат встречается исключительно редко, а хлоритоид полностью

Рис. 1. Обзорная схема тектонического строения Воронежского кристаллического массива.

1 — протоплатформенные архейские блоки, 2 — мегаблок КМА, 3 — позднеархейские зеленокаменные пояса, 4 — Воронежский блок, 5 — восток ВКМ, 6 — глубинные разломы, 7 — район исследования.



* В статье приняты следующие сокращения: Ab — альбит, Vt — биотит, Chl — хлорит, Grt — гранит, Ms — мусковит, Mt — магнетит, Phn — фенгит, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, St — ставролит; $F = Fe/(Fe+Mg)$, %. Цифры при индексах железомagneзиальных силикатов — их общая железистость (Bl_{48}). Относительно магнезиальные разности минералов обозначаются индексом $Mg(Chl_{Mg})$. Мусковиты, обогащенные фенгитовым компонентом, обозначаются индексом $Phn(Ms_{Phn})$.

отсутствует, и стабилен парагенезис $Bt + Chl + Ms_{phn} + Ab + Q$. По его наличию в метаморфической зональности ранее ошибочно выделялась биотитовая зона [8, 9].

Задача настоящей работы — изучить наиболее низкотемпературные парагенезисы воронцовской серии и обосновать их принадлежность к гранатовой зоне.

Геологическая обстановка

Восток ВКМ или Воронцовский мегасинклиорий представляет собой крупную линейную тектоническую структуру длиной 350 и шириной 150 км (см. рис. 1), выполненную осадочно-метаморфическими раннепротерозойскими породами воронцовской серии, которые простираются и далее на восток, но там они практически не изучены из-за резкого погружения докембрийского фундамента. Мощность фанерозойского осадочного чехла изменяется от 80 до 450—500 м, т. е. нижнепротерозойские метаморфические и магматические породы повсюду перекрыты им, и весь каменный материал для этой работы получен при бурении скважин в процессе глубинного геологического картирования и поисков никелевых руд.

В изученном районе осадочно-метаморфические образования прорваны интрузиями мамонского комплекса, включающего широкий спектр пород от кварцевых диоритов до перидотитов, габбро-долеритов новогольского, сиенитов артюшкинского и гранитоидов бобровского комплексов (рис. 2).

Метапелиты и метапсаммиты составляют около 95—97 % объема воронцовской серии, имеющей мощность по сейсмическим данным от 2—3 до 8—10 км, и подстилающие их породы пока неизвестны.

Метаморфическая зональность

Ранее в районе исследования автором были установлены гранатовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая и мусковит-силлиманитовая зоны, которые разделяются изоградами, представляющими широко распространенные прогрессивные метаморфические реакции [10, 11] (см. рис. 2). Были получены следующие оценки температур для выделенных метаморфических зон: ставролитовая — 490—530 °С, ставролит-силлиманитовая — 530—560 °С, мусковит-силлиманитовая — 560—600 °С. *PT*-тренд близок к субизобарическому при $P_{общ} = 3,0—3,5$ кбар [12].

В ассоциированных с метапелитами известково-силикатных породах ранее на основе реакций дегидратации и декарбонатизации выделены роговообманково-кальцит-хлоритовая, роговообманково-цоизитовая и диопсидовая зоны. Первые две приблизительно соответствуют гранатовой и ставролитовой зонам в метапелитах. Диопсидовая зона имеет более широкий температурный интервал: от ставролит-силлиманитовой до мусковит-силлиманитовой [11].

В исследуемом районе метаосадки гранатовой зоны занимают три изолированных поля. Наибольшее по размерам простирается от северо-восточной части Еланского плутона в восточном направлении в Новохоперской зоне глубинных разломов (см. рис. 2) и имеет ширину 8—18 км. Второе поле локализовано между Еланским и Таловским интрузивами, имеет северо-западное простирание и максимальную ширину для 10 км. Возможно, оно соединяется с первым, наиболее крупным полем, но это трудно установить из-за наложения на регионально метаморфизованные породы контактового ореола Еланского массива. Третье поле очень незначительно по размерам и является областью локального понижения температуры метаморфизма в пределах ставролитовой зоны.

Состав пород

Химические составы метаосадочных бедных кальцием пород гранатовой зоны приведены в табл. 1. В этих же образцах изучались минеральные парагенезисы (рис. 3). Для метапелитов и метапсаммитов гранатовой зоны характерна умеренная железистость ($F = 50—57$ %) и достаточно высокая

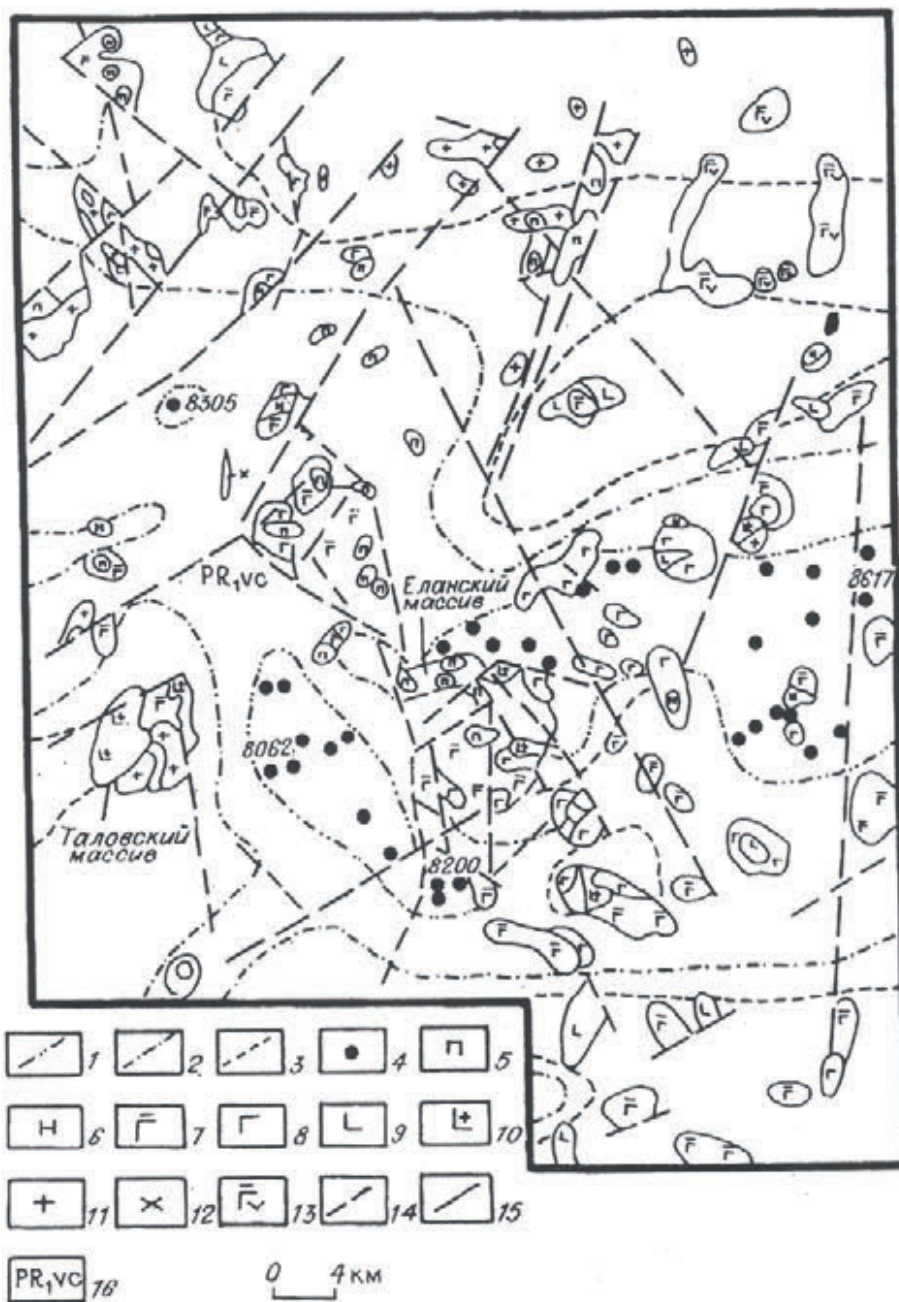


Рис. 2. Карта метаморфической зональности.

Изограды: 1 — ставролитовая, 2 — ставролит-силлиманитовая, 3 — мусковит-силлиманитовая, 4 — точки отбора образцов, содержащих парагенезисы гранатовой зоны (для проанализированных показаны их номера); интрузивные породы: 5 — перидотиты, 6 — пироксениты, 7 — габбро-нориты, 8 — нориты, 9 — диориты, 10 — гранодиориты, 11 — граниты, 12 — сиениты, 13 — габбро-долериты; 14 — разрывные нарушения; 15 — геологические границы; 16 — индекс воронцовской серии.

глиноземистость. В сумме щелочей преобладает натрий. На диаграмме Al—Mg—Fe вынесено поле составов пород в виде заштрихованного треугольника (рис. 4).

Минералы

Основными парагенезисами в наиболее слабо метаморфизованных метасадках воронцовской серии являются: $Q + Ab + Bt + Chl + Ms$, $Q + Pl + Chl + Bt$, $Q + Bt + Chl$, $Q + Ab + Bt \pm Grt$ (см.рис. 4). Также могут присутствовать турмалин, апатит, кальцит, ильменит, пирротин, магнетит, пирит, рутил, углеродистое вещество.

Биотит является преобладающим железомagneзиальным силикатом в гранатовой зоне, и его количество изменяется от 10—15 об. % в метапес-

Таблица 1. Химические составы пород воронцовской серии, мас. %

Компонент	Порода, образец			
	Метапесчаник		Сланец	
	8305 275,2	8200 209	8062 380	8617 404
SiO ₂	65,80	68,28	60,30	65,30
TiO ₂	0,52	1,02	1,04	0,96
Al ₂ O ₃	13,85	13,12	16,12	13,90
Fe ₂ O ₃	1,37	0,85	2,70	1,64
FeO	5,39	4,11	3,60	3,89
MnO	0,07	0,05	0,02	0,02
MgO	2,85	2,17	2,90	2,92
CaO	2,76	2,74	3,08	3,49
Na ₂ O	4,00	2,90	3,00	3,37
K ₂ O	1,90	2,00	3,70	2,40
П.п.п.	1,54	2,03	2,58	2,34
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,53	0,16
Сумма ...	100,19	99,50	99,57	100,39
H ₂ O*	Не обн.	0,04	0,24	1,28
SO ₃	0,06	0,09	0,35	0,15
F, %	56,6	55,4	53,8	51,0

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Воронежской геолого-геофизической экспедиции.

чаниках до 30—40 об. % в сланцах. Биотит встречается как в виде мелких чешуек до 0,5 мм по удлинению, так и порфиробластических выделений до 1,5—2 мм в мелкозернистом хлорит-плаггиоклаз-кварцевом матриксе.

Хлорит представлен как небольшими пластинками бледно-зеленой окраски, так и более крупными лейстами, находящимися под углом к сланцевости, а также розетковидными выделениями. Существуют трудности при определении первичного хлорита, равновесного с биотитом и другими минеральными фазами, и вторичного, замещающего биотит с выделением иголок сагенитового рутила при уменьшении температуры после пика метаморфизма. Крупные пластинки хлорита в тонкозернистом матриксе без включений рутила и реакционных взаимоотношений с другими минералами интерпретировались как первичные и находящиеся в равновесии.

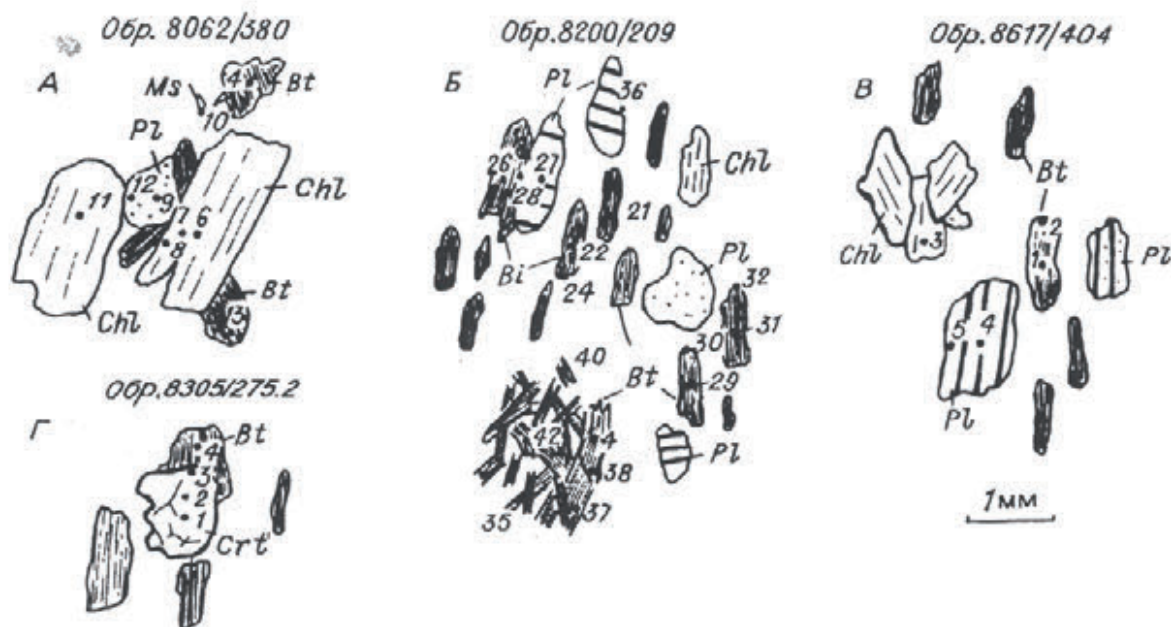


Рис. 3. Зарисовки участков шлифов и точки анализов минеральных фаз из гранатовой зоны.

Таблица 2. Химические составы и кристаллохимические коэффициенты минералов из метасадков гранатовой зоны

Компонент	8062/380										8200/209										
	Q+Pl+Bt+Chl+Ms					Q+Pl+Bt+Chl+Ms					Q+Pl+Bt+Chl										
	Pl-9	Pl-12	Chl-6	Chl-7	Chl-8	Chl-11	Ms-10	Bt-4	Bt-13	Pl-27	Pl-28	Pl-36	Bt-21	Bt-22	Bt-24	Bt-26	Bt-29	Bt-30	Bt-31	Bt-32	Bt-35
SiO ₂	67,92	67,34	24,33	24,48	25,05	24,18	51,67	36,54	37,22	68,74	67,59	69,53	36,60	36,88	37,25	36,92	37,88	35,24	36,77	36,30	36,65
TiO ₂	—	0,02	0,12	0,09	0,08	0,13	0,43	2,01	1,95	0,03	0,01	0,04	1,60	1,57	1,72	1,76	1,66	1,67	1,55	1,58	1,76
Al ₂ O ₃	20,53	20,97	20,79	21,54	22,14	22,74	36,22	18,68	18,76	19,80	19,34	20,59	18,86	18,76	18,54	18,41	18,79	18,55	18,67	18,08	18,86
FeO	0,11	0,09	25,75	24,77	25,34	25,40	1,15	20,14	19,86	—	—	0,10	0,17	0,15	9,27	9,18	9,16	9,38	9,07	19,45	20,16
MnO	—	—	0,23	0,29	0,29	0,19	0,02	0,10	0,09	—	—	—	0,02	0,02	0,02	0,17	0,15	0,20	0,11	8,90	8,75
MgO	0,01	—	12,64	13,30	13,60	13,32	0,85	8,47	8,74	0,02	0,01	0,02	9,13	9,41	0,23	0,17	0,15	0,20	0,11	0,20	0,16
CaO	1,25	1,40	—	—	—	—	—	—	—	0,37	0,50	0,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,08	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	5,45	0,02	0,04	10,90	11,38	11,04	0,07	0,05	0,07	0,04	0,06	0,06	0,03	0,08	0,07
Na ₂ O	10,53	10,29	0,04	0,04	0,04	—	0,31	7,44	6,89	0,10	0,18	0,05	8,72	7,28	7,04	8,09	8,24	9,77	7,54	8,44	6,95
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,04	0,33	0,04	—	0,06	0,09	0,10	0,03	0,42	0,06	0,22	0,11	0,18	0,20	0,34	0,13	0,16	0,51	0,15
Сумма...	100,47	100,26	83,99	84,86	86,60	85,97	96,16	93,49	93,65	99,99	99,43	101,79	95,01	93,85	94,79	94,86	95,76	95,27	93,62	93,54	93,51
Si	2,97	2,97	2,71	2,68	2,69	2,62	3,46	2,95	2,99	3,02	2,98	3,00	2,88	2,95	2,96	2,92	2,93	2,76	2,95	2,91	2,95
Ti	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,12	0,12	—	—	—	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11
Al ^{IV}	1,06	1,09	1,29	1,32	1,31	1,38	0,54	1,05	1,01	1,02	1,00	1,05	1,12	1,05	1,04	1,08	1,07	1,24	1,05	1,09	1,05
Al ^{VI}	—	—	1,44	1,46	1,50	1,52	2,32	0,73	0,77	—	—	—	0,63	0,71	0,70	0,64	0,67	0,47	0,72	0,62	0,74
Fe	—	—	2,40	2,27	2,27	2,29	0,06	1,36	1,34	—	—	—	1,29	1,37	1,33	1,33	1,31	1,33	1,32	1,30	1,36
Mg	—	—	2,10	2,17	2,18	2,15	0,08	1,02	1,05	—	—	—	1,07	1,12	1,10	1,08	1,07	1,10	1,09	1,06	1,05
Mn	—	—	0,02	0,03	0,03	0,02	—	—	—	0,02	0,02	0,02	—	—	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Ca	0,06	0,07	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Na	0,89	0,88	0,01	0,01	0,01	—	0,04	—	0,01	0,93	0,97	0,92	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	—	—	0,01	—	—	—	0,47	0,77	0,71	0,01	0,01	—	0,88	0,74	0,72	0,82	0,83	0,98	0,77	0,86	0,72
Cr	—	—	—	0,03	—	—	—	0,01	0,01	—	0,01	—	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01
F, %	—	—	53,3	51,1	51,0	51,6	—	57,1	56,1	—	—	—	54,7	54,9	54,8	55,2	54,9	54,8	54,9	55,1	56,3

Компонент	8200/209						8617/404			8617/404				Обр. 8305/275.2			
	Q+Pl+Bt+Chl						Q+Pl+Bt+Chl			Q+Pl+Bt+Chl				Q+Pl+Bt+Chl			
	Bt-37	Bt-38	Bt-40	Bt-42	Bt-4	Bt-1	Bt-2	Chl-3	Pl-4	Pl-5	Grт-1	Grт-2	Grт-3	Bt-4			
SiO ₂	33,78	37,16	36,46	36,87	35,17	36,11	36,85	26,44	59,59	60,60	36,26	36,13	37,01	35,72			
TiO ₂	1,71	1,82	1,70	1,67	1,80	1,47	1,73	0,08	—	—	—	—	—	1,95			
Al ₂ O ₃	18,89	18,50	18,34	18,54	17,41	19,45	19,56	23,00	24,72	25,48	20,10	19,97	19,70	16,48			
FeO	21,83	20,23	20,50	19,72	21,16	18,69	17,68	23,66	—	0,03	30,23	30,69	31,08	21,62			
MnO	0,26	0,22	0,11	0,18	0,16	0,06	0,10	0,23	—	—	8,55	8,81	9,11	0,34			
MgO	9,03	8,78	8,69	8,81	8,49	10,99	10,21	13,03	—	—	1,59	1,27	0,91	10,27			
CaO	—	—	—	—	—	0,11	0,07	0,07	6,74	6,66	2,59	2,63	2,16	0,15			
K ₂ O	8,14	7,05	7,29	7,18	7,48	9,39	9,68	0,39	8,26	8,22	—	—	—	—			
Na ₂ O	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,77	0,66	0,13	0,08	0,04	—	—	—	8,98			
Cr ₂ O ₃	0,21	0,09	0,14	0,23	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90			
Сумма ...	93,42	93,93	93,32	93,31	91,34	97,04	96,54	87,03	99,39	101,06	99,32	99,50	99,97	96,42			
Si	2,72	2,98	2,94	2,97	2,89	2,85	2,92	2,32	2,67	2,67	2,95	2,96	3,03	2,75			
Ti	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,10	0,01	—	—	—	—	—	0,11			
Al ^{IV}	1,28	1,02	1,06	1,08	1,11	1,15	1,08	1,68	1,31	1,32	—	—	—	1,25			
Al ^{VI}	0,51	0,73	0,69	0,73	0,58	0,66	0,74	0,70	—	—	1,93	1,92	1,90	0,24			
Fe	1,43	1,36	1,38	1,33	1,45	1,23	1,17	1,74	—	—	2,06	2,10	2,13	1,39			
Mg	1,08	1,05	1,05	1,06	1,04	1,29	1,20	1,71	—	—	0,19	0,16	0,11	1,18			
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,02	—	—	0,59	0,61	0,63	0,02			
Ca	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,06	0,32	0,31	0,23	0,23	0,19	0,01			
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,12	0,10	0,02	0,01	0,04	—	—	—	0,88			
K	0,84	0,72	0,75	0,74	0,79	0,94	0,98	0,07	0,72	0,70	—	—	—	—			
Cr	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06			
F, %	57,0	56,3	56,9	55,7	58,2	48,8	49,3	50,4	—	—	91,4	93,1	95,0	54,1			

Примечание. Прочерк — содержание элемента не установлено. Анализы выполнены на микрозонде Camebax (ВСЕГЕИ), аналитик Т. Д. Липатникова. Для каждого образца на рис. 3 приводится зарисовка с указанием точек анализов.

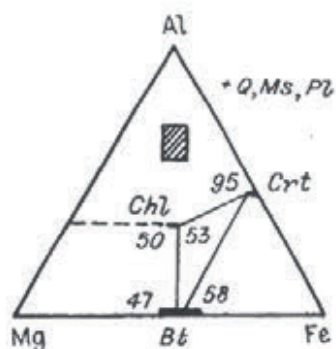


Рис. 4. Минеральные парагенезисы метаосадков гранатовой зоны.

Заштрихованный прямоугольник — область составов метапелитов и метапсаммитов гранатовой зоны.

Плагиоклаз довольно часто присутствует в метапесчаниках, реже в сланцах. Его количество обычно не превышает 15 % от объема породы, размер 0,2—1 мм в поперечнике. В метапесчаниках плагиоклазы очень часто сохраняют обломочную форму, хотя и подверглись перекристаллизации. Такие кристаллы преимущественно полисинтетически сдвойникованы. Плагиоклазы в сланцах чаще не сдвойникованы и обычно имеют неправильную форму.

Мусковит в гранатовой зоне распространен меньше, чем в других более высокотемпературных зонах, и его количество обычно не превышает 5 модальных процентов. Преимущественно это тонкочешуйчатые выделения размером менее 0,5 мм по удлинению и отмечаются главным образом в ассоциации с хлоритом. Гранат встречается крайне редко. Из отобранных более чем 360 образцов из самых низкотемпературных метаосадков альмандиновый гранат встретился только в одном. Он представлен мелкими (0,2—1 мм) эвгдральными зернами розовой окраски.

Составы минералов

Результаты анализов минералов из парагенезисов гранатовой зоны приведены в табл. 2. Так как парагенезисы включают небольшое количество минеральных фаз, анализировались только биотиты, хлориты, плагиоклазы, мусковит и гранат. Зарисовки участков шлифов и точки микрозондовых анализов показаны на рис. 3.

Биотиты гранатовой зоны являются среднежелезистыми ($F = 47,4 - 58,2$; $F_{ср} = 54,6$) и весьма глиноземистыми (содержание истонитовой молекулы 78,5—86 %). Титанистость изменяется от 1,47 до 2 % TiO_2 .

Хлорит является более магниальным, чем ассоциированный с ним биотит. Так, например, в обр. 8062/380 при железистости биотита 56—57 % железистость хлорита 51 % (край лейсты). К тому же кристалл хлорита обнаруживает зональность, выраженную в некотором увеличении магниальности от центра к краю, примыкающему к биотиту. Причем в красовой и промежуточной зонах железистость одинакова, но в центре она несколько выше. В минералах, содержащих группу OH, в обр. 8062/380 и 8200/209 определялось содержание хлора, которое изменяется до 0,02 % в биотите и до 0,04 % в хлорите.

Плагиоклаз в большинстве образцов представлен альбитом, содержащим 2—6 % анортитовой молекулы, и является практически незональным. В одном образце полисинтетически сдвойникованный кристалл содержит 31 % анортита.

Мусковит проанализирован всего в одном образце и характеризуется содержанием 26 % фенгитовой и 7,8 % парагонитовой составляющей, что является обычным для мусковитов из других районов при подобных *PT*-условиях [1].

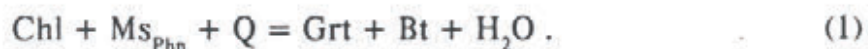
Гранат из-за своей редкой встречаемости проанализирован всего в одном образце и характеризуется железистостью 95 % (край зерна), довольно высоким содержанием марганца ($MnO=9,11$ %), низкой магниальностью и умеренной кальциевостью. Неожиданной является зональность граната, которая выражена в увеличении железистости и марганцовистости и уменьшении магниальности от центра к краю (см. табл. 2), что несвойственно для гранатов низких ступеней метаморфизма.

Интерпретация минеральных равновесий

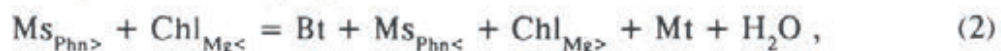
Низкотемпературная граница гранатовой зоны, где железистость граната должна достигать 98—100 % (изограда альмандина), в метаосадочных поро-

дах воронцовской серии не была установлена. Это объясняется не только *PT*-условиями, но и большой редкостью граната в парагенезисах.

Так как в породах отсутствуют чистый альмандин и железистый хлорит, появление единичных кристаллов граната происходило, видимо, за счет частичного разложения среднежелезистого хлорита с кварцем. Но в изучаемых породах отношение $(Mg+Fe)/Al$ в хлорите выше, чем в гранате. Поэтому необходимо разложение еще одной алюминийсодержащей фазы, и реакция будет иметь вид



В результате этой реакции происходит увеличение магнезиальности хлорита и уменьшение фенгитовости мусковита. Такие же изменения составов минералов должны происходить при реакции



вследствие которой также возрастает глиноземистость биотита в парагенезисе $Bt + Ms_{Phn} + Chl + Q$, что подтверждается высоким содержанием истонитовой молекулы в проанализированных биотитах. В результате этих двух реакций, по-видимому, может происходить перераспределение железа из хлорита не только в гранат, но и в биотит, о чем свидетельствует зональность хлорита — увеличение магнезиальности и уменьшение железистости по направлению к краю с биотитом.

С дальнейшим увеличением температуры происходит реакция образования ставролита



которая является ставролитовой изоградой (см. рис. 2) и соответственно верхней границей гранатовой зоны.

В наиболее низкотемпературных метапелитах воронцовской серии устойчив парагенезис $Bt_{48-57} + Chl_{50-53} + Ms + Ab + Q$. Такой среднежелезистый состав минералов обусловлен химическим составом пород (см. табл. 1, рис. 4), гранат на низких ступенях метаморфизма встречается исключительно редко, а хлоритоид вообще не обнаружен. С. П. Кориковский [1] полагает, что с уменьшением глубинности предельная железистость стабильных хлоритоидов не ниже 80—85 %, а не слишком богатых марганцем гранатов — не ниже 95—97 %. Конечно, образование таких железистых фаз маловероятно в метаосадках гранатовой зоны воронцовской серии.

Отсутствие индикаторных ассоциаций, содержащих альмандиновый гранат и хлоритоид, в среднежелезистых метапелитах очень затрудняет отнесение их к биотитовой или гранатовой зоне (или даже к ставролитовой в малоглиноземистых породах). Например, в малоглубинной зональности района Йеллоунайф [7] устойчив парагенезис $Bt_{48-52} + Chl_{46-51} + Ms + Q$ при отсутствии граната и хлоритоида, вследствие чего его трудно отнести к биотитовой или гранатовой зоне [1]. Поэтому необходимы дополнительные критерии для установления принадлежности таких пород к биотитовой или гранатовой зоне. Такие критерии были сформированы С. П. Кориковским для зональных ореолов кианит-силлиманитового типа [1]. Менее изучены в этом отношении среднежелезистые породы низких и умеренных давлений, хотя и для них им были установлены некоторые важные признаки для ассоциаций при отнесении их к биотитовой или гранатовой зоне [1]. Основываясь на этих данных и используя новые результаты изучения парагенезисов и составов минералов, можно полагать, что среднежелезистые метаосадки воронцовской серии, содержащие парагенезис $Bt + Chl + Ms + Ab + Q$, относятся к гранатовой зоне, а не к биотитовой.

Основные критерии

1. В наиболее низкотемпературных осадках воронцовской серии не встречается обычный для биотитовой зоны парагенезис $Chl + Q + Ms_{Phn}$.

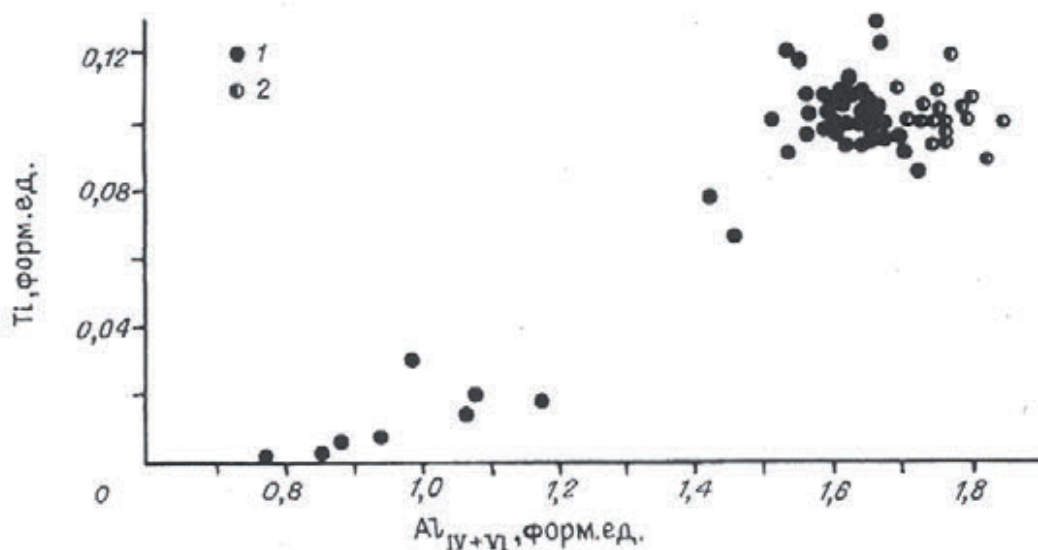


Рис. 5. Сопоставление составов биотитов из метаосадков гранатовой зоны воронцовской серии и биотитовой субфации из разных регионов.

1 — биотиты из метапесчаников и сланцев биотитовой субфации [7, 13, 15, 16], 2 — биотиты из метаосадков гранатовой зоны воронцовской серии.

2. В пределах биотитовой субфации хлорит и мусковит преобладают над биотитом [1], а в воронцовской серии модальное количество биотита намного выше, чем мусковита и хлорита.

3. Все проанализированные биотиты являются весьма глиноземистыми (содержание истонитовой молекулы 78—86 %), что типично именно для биотитов гранатовой зоны [1]. На диаграмме в координатах $Ti-Al_{\text{общ}}$, предложенной С. П. Кориковским [13], они образуют поле составов, которое даже не перекрывается с областью составов биотитовой субфации из других метаморфических комплексов (рис. 5).

4. Биотиты из наиболее низкотемпературных парагенезисов воронцовской серии содержат 1,4—2,0 % TiO_2 , что несколько выше, чем в типичных биотитах из ассоциаций биотитовой зоны [14—16].

5. В известково-силикатных метаосадках воронцовой серии, тесно ассоциированных с низкотемпературных метапелитами и метапсаммитами, не обнаружены ассоциации только с безглиноземистыми актинолитами, соответствующими по PT -условиям биотитовой зоне в метапелитах [11].

Автор выражает искреннюю признательность С. П. Кориковскому за полезные советы при обсуждении этой рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979, 261 с.
2. Кориковский С. П., Лапутина И. П., Гусева А. И. Истинная изограда альмандинового граната в докембрийских метапелитах Патомского нагорья и устойчивость гранат-хлоритового парагенезиса в кианитовых комплексах // Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 1, с. 200—203.
3. Albee A. L. Phase equilibria in three assemblages of kyanite zone pelitic schists, Lincoln Mountain quadrangle, Central Vermont // J. Petrol., 1965, v. 6, № 2, p. 246—301.
4. Atherton M. P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium-grade pelitic rocks from the Dalradian Scotland, with particular reference to the zonation in garnet // Contr. Miner. Petrol., 1968, v. 18, № 4, p. 347—371.
5. Crawford M. L. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists of Vermont, USA and south Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus // Contr. Miner. Petrol., 1966, v. 13, № 3, p. 269—294.
6. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967, 297 с.
7. Ramsay C. R. Controls of biotite zone mineral chemistry in Archean metasediments near Yellowknife, North-West territories, Canada // J. Petrol., 1973, v. 14, № 3, p. 467—488.

8. Лебедев И. П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. — Воронеж, ВГУ, 1977, 18 с.
9. Савко К. А. Региональный метаморфизм и металлогения юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Сов. геология, 1988, № 10, с. 83—89.
10. Савко К. А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в средне-температурных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990, с. 79—87.
11. Савко К. А. Зональность известково-силикатных метаморфических пород воронцовской серии Воронежского кристаллического массива // Изв. РАН. Сер. геол., 1992, № 2, с. 27—38.
12. Савко К. А. Петрология метаморфических пород воронцовской серии Воронежский кристаллический массив: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., ИГЕМ РАН, 1991, 15 с.
13. Кориковский С. П., Яцко С. Т., Боронихин В. А. Альпийский анхиметаморфизм песчаников верхнего карбона из осадочного чехла кристалликума Черна Гора, Западные Карпаты // Geol. Zbornik Geologica Carpathica, 1989, 40, № 5, с. 579—598.
14. Mather J. D. The biotite isograd and the lower greenschists facies in the Dalradian rocks of Scotland // J. Petrol., 1970, v. 11, № 2, p. 253—275.
15. McDowell S. D., Elders A. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore. 1. Salton Sea geothermal field, California, USA // Contr. Miner. Petrol., 1980, v. 74, p. 293—310.
16. Wang G. F., Banno Sh. Non-stoichiometry of interlayer cations in micas from the low to middle grade metamorphic rocks in the Ryoke and the Sanbagawa belts, Japan // Contr. Mineral. Petrol., 1987, v. 97, p. 313—319.

Рекомендована к печати
З. В. Ревердатто

Поступила в редакцию 28 октября 1992 г.

К. А. Савко

LOW-TEMPERATURE ROCKS IN A ZONAL METAMORPHIC COMPLEX OF THE VORONTSOVSKAYA GROUP OF THE VORONEZH MASSIF

The least-metamorphosed rocks from a zonal metamorphic complex of the Vorontsovskaya Group contain the chlorite + biotite + phengitic muscovite + albite + quartz assemblage. Though these metapelites and metapsammities almost never contain almandine garnet because of their low Fe mole fraction, they have been assigned to the garnet rather than to the biotite zone according to paragenetical and mineral composition criteria.

Garnet zone, mineral equilibria, low-temperature metapelites, phengite muscovite