

МИНЕРАЛОГИЯ, ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД НЕОАРХЕЙСКОЙ ЖЕЛЕЗИСТО- КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ КМА В ПРЕДЕЛАХ ТАРАСОВСКИХ АНОМАЛИЙ

К.А. Савко, С.М. Пилюгин, М.А. Новикова

Воронежский государственный университет

В железистых кварцитах Тарасовских аномалий КМА установлены обломки вулканических пород, что доказывает их вулканогенно-осадочный генезис в отличие от палеопротерозойских хемогенно-осадочных железисто-кремнистых пород КМА. По минеральным парагенезисам и зональности гранатов в амфиболитах, вмещающих железистые кварциты, предполагается два эпизода метаморфизма: 1 – ранний высокотемпературный (600–650 °С) и второй низкотемпературный (450–500 °С). Давления при метаморфизме оценены 4–5 кбар. Низкотемпературный эпизод подтверждается ретроградными каймами роговой обманки по грюнериту в железистых кварцитах и оценками температур для метапелитов.

Предполагается, что установленные два этапа метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Тарасовских аномалий значительно разорваны во времени. Первый высокотемпературный эпизод имел место в неоархее, или, во всяком случае, до формирования палеопротерозойской железисто-кремнистой формации. Второй низкотемпературный эпизод был синхронным с этапом метаморфизма палеопротерозойской железисто-кремнистой формации в пределах Михайловско-Белгородской полосы.

ВВЕДЕНИЕ

Неоархейские железисто-кремнистые формации являются составной частью гранит-зеленокаменных областей и залегают, как правило, в вулканогенных разрезах. Они широко распространены на каждом континенте, но их мощность редко превышает 50 м. Они превосходят по количеству проявлений (более 1000) палеопротерозойские железисто-кремнистые формации, но значительно уступают им по объему. Геологическая изученность неоархейских формаций весьма слабая, так как в настоящее время они плохо обнажены и из-за ограниченного объема не представляют интереса для промышленного использования в качестве источника железных руд. Что касается сведений по условиям метаморфизма неоархейских железистых формаций, то имеются данные только для железистых формаций юго-западной Монтаны (США) [1] и блока Йилгарн в западной Австралии [2, 3].

Настоящая работа посвящена изучению минералогии и параметров метаморфизма пород железисто-кремнистой формации неоархей в пределах Тарасовских аномалий КМА. До настоящего времени сведения о составе, строении и минералогии неоархейских железистых формаций КМА остаются весьма ограниченными, так как даже само отнесение их железисто-кремнисто-метабазитовой формации михайловской серии [4] представляло довольно сложную задачу, учитывая, что все сведения о ней получены при изучении керн немногих скважин и с помощью геофизических методов. Отсутствуют количественные данные об условиях метаморфизма. Вмещающими породами для неоархейских железисто-кремнистых формаций КМА могут быть метаморфизованные эффузивы основного и реже кислого состава или гнейсовые толщи (например, Истобнянские, Медвенские, Коденцовские и др. аномалии). В последнем случае установить их принад-

лежность к неоархее, а не к мезоархее (обоянский комплекс) крайне сложно. Считается, что породы железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий наиболее достоверно отнесены к неоархее, так как от палеопротерозойских и мезоархейских разрезов их отличает большой объем метаэффузивов основного и в меньшей степени кислого состава и характерные текстурно-структурные и минералогические особенности самих железистых кварцитов.

Цель настоящей статьи – изучение фазовых равновесий и определение эволюции параметров метаморфизма в породах железисто-кремнистой формации неоархей Тарасовских аномалий и ассоциированных с ними метабазитов и метапелитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Тарасовские аномалии находятся в западной части мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива в 20 км западнее Михайловско-Белгородской аномальной зоны (рис. 1), сложенной в основном породами палеопротерозойской железисто-кремнистой формации, в пределах которой находятся многие известные месторождения железистых кварцитов КМА (Михайловское, Новоялтинское, Дичнянско-Реутецкое, Шемраевское и др.). Железистые породы Тарасовских аномалий установлены западнее Дичнянско-Реутецкого месторождения. Они прослеживаются на расстояние более 20 км при ширине аномальной полосы 0,5–3 км.

В пределах Тарасовских аномалий было пробурено 7 скважин, вскрывших кристаллический фундамент на глубину до 700 м. По результатам этих работ было установлено, что в этом районе пласты и линзы силикатно-магнетитовых кварцитов подстилаются и перекрываются сланцами хлорит-амфиболового состава и эпидот-гранат-роговообманковыми амфиболитами (основными эффу-

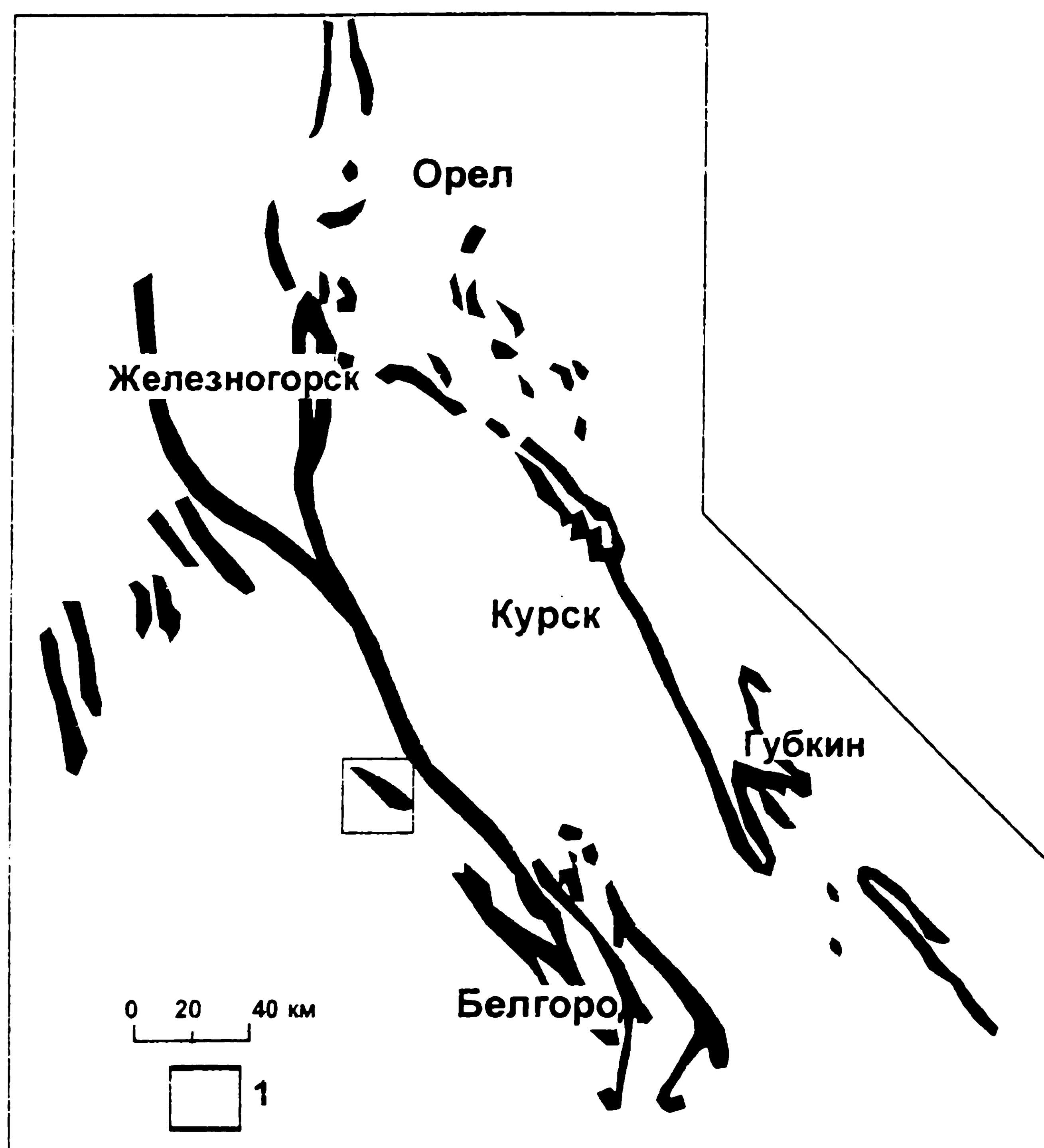


Рис. 1. Схематическая карта распространения пород железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии: 1 - район исследования

зивами). Это дало основание отнести их к михайловской серии верхнего архея (железногорская свита по И.Н. Щеголеву).

Железистые кварциты представлены пластами и линзами мощностью от 0,5 до 45 м. Переход от амфиболовых сланцев к железистым кварцитам - постепенный и происходит за счет увеличения в сланцах количества и мощности кварцевых, амфиболовых и магнетитовых прослоев. На контакте железистых кварцитов и амфиболовых сланцев иногда наблюдаются прослои безрудных кварцитов мощностью до 1 м. Внутри толщи железистых кварцитов часто встречаются прослои и линзы амфибол-хлоритовых сланцев мощностью от 0,5 до 10 см, редко до 1 м. Полосчатость выражена чередованием прослоев амфибол-магнетитового, кварцевого и амфибол-кварцевого состава. Помимо железистых кварцитов, амфиболитов и хлорит-амфиболовых сланцев в пределах Тарасовских аномалий встречаются маломощные пласты метапелитовых сланцев и кислых метаэффузивов.

ПЕТРОГРАФИЯ

Амфибол-хлорит-магнетитовые кварциты Тарасовских аномалий отличаются по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям от хорошо изученных железистых кварцитов палеопротерозоя КМА. Они имеют темно-зеленую окраску, в них отсутствует микрослоистость, когда магнетитовые прослои мощностью 0,3-0,7 см состоят в

свою очередь из чередования микропрослоев кварца и магнетита мощностью 0,5-1 мм. Как правило, это амфибол-магнетитовые, амфибол-хлорит-магнетитовые или хлорит-магнетитовые прослои мощностью 3-8 мм. Помимо обычных магнетитовых прослоев встречаются их беспорядочно ориентированные фрагменты.

Иногда магнетит в породе не образует самостоятельных прослоев, а относительно равномерно распределен по всей ее массе. В хлорит-амфибол-магнетитовых кварцитах встречаются мелкие обломки (до 2-3 мм в поперечнике) вулканических пород с неровными «изрезанными» краями, состоящие из кварц-плагиоклазового матрикса, в котором находятся беспорядочно ориентированные лейсты хлорита и редко биотита (рис. 2 е, f, j). Хлорит-магнетитовые слои «обтекают» эти вулканические обломки.

Минеральные парагенезисы неархейских железистых кварцитов КМА не отличаются разнообразием и представлены $Qtz+Mag+Gru+Nbl+Chl\pm Vt\pm Pl$. Среди железистых кварцитов Тарасовских аномалий отсутствуют карбонатные, гематитовые и рибекит-эгириновые разновидности. Отметим, что в палеопротерозойской железисто-кремнистой формации КМА за исключением биотита отсутствуют минералы, содержащие глинозем (такие как плагиоклазы, роговые обманки, хлориты).

Особенности минералогии амфибол-хлорит-магнетитовых кварцитов находят отражение в их

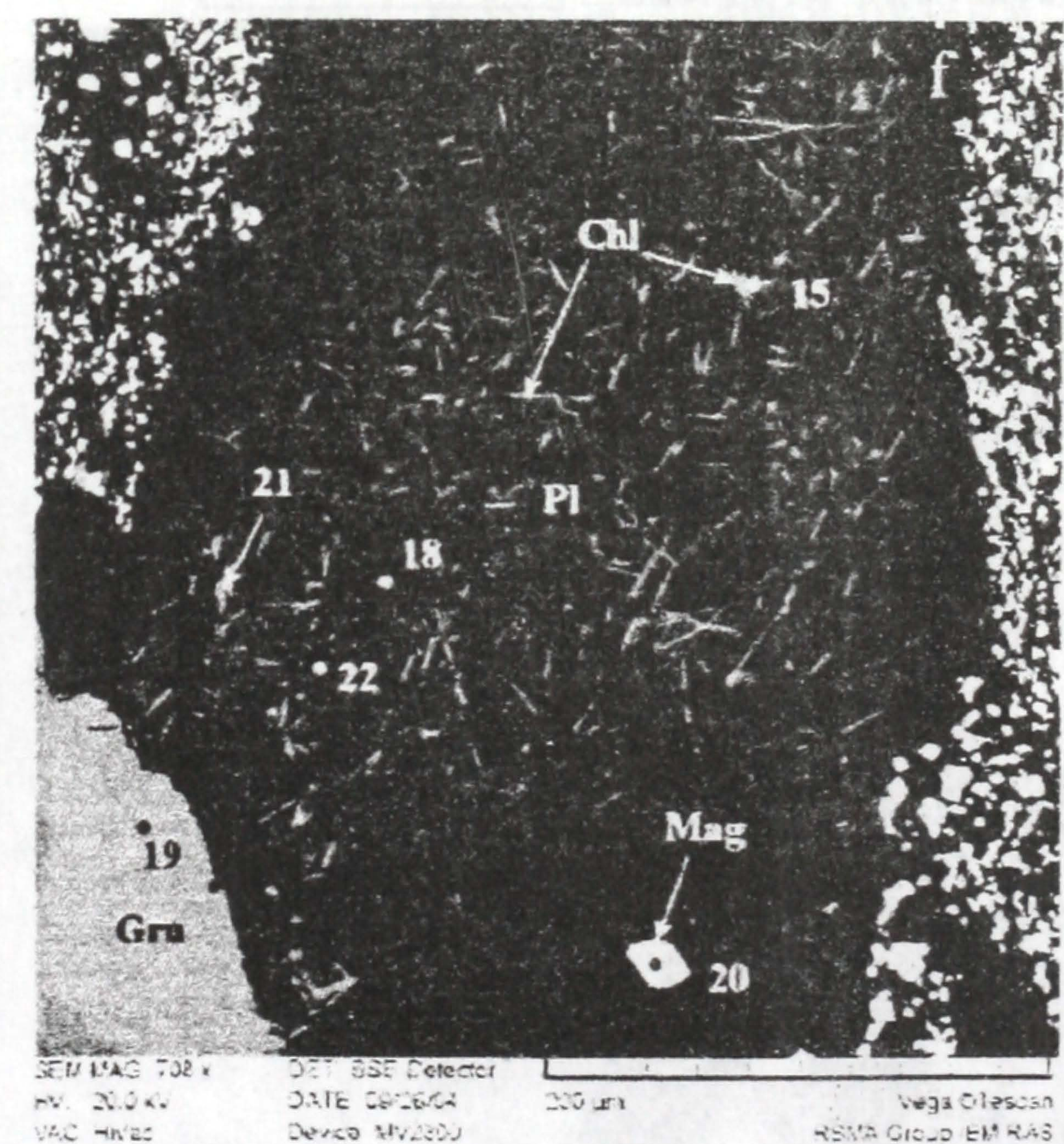
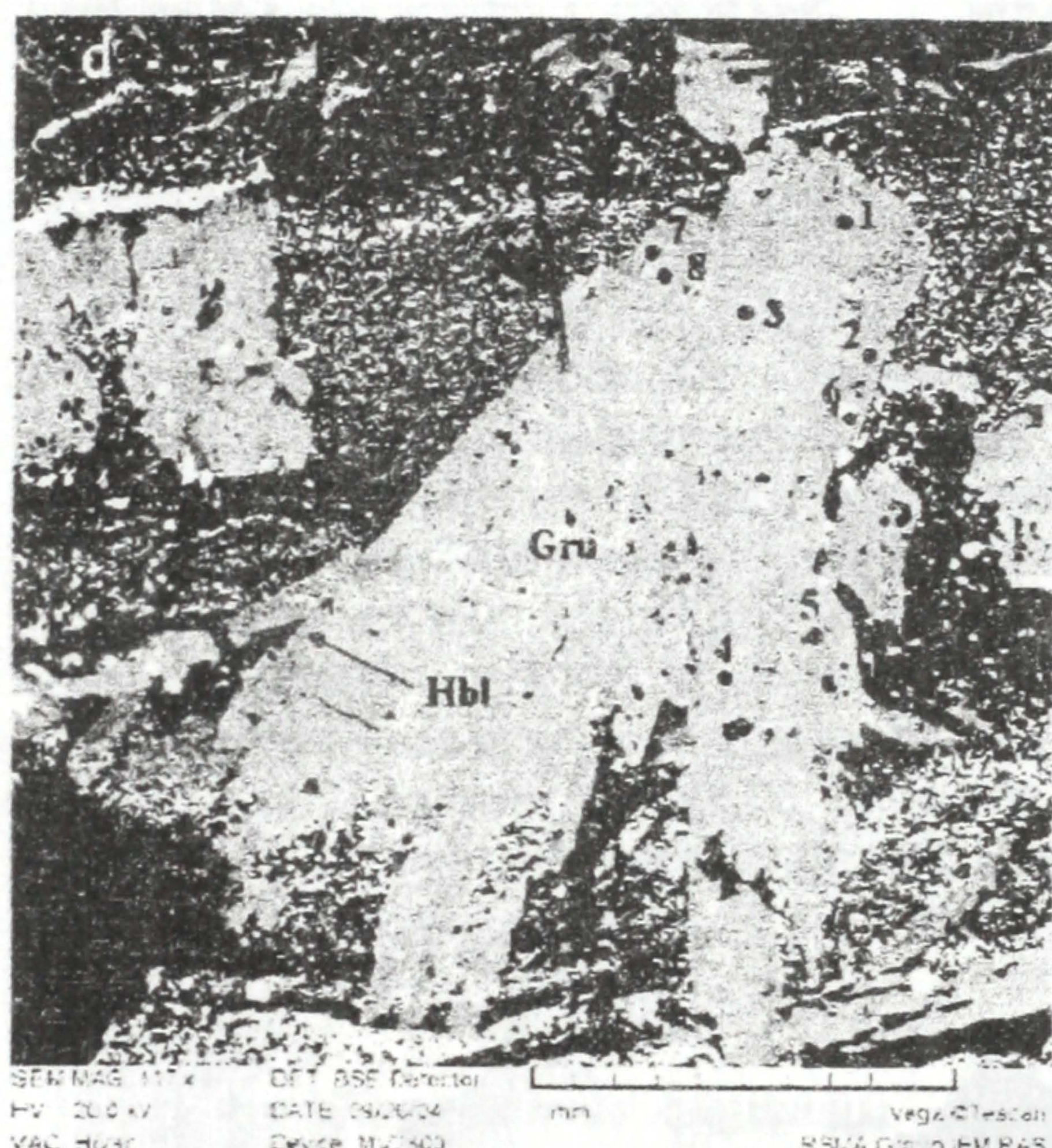
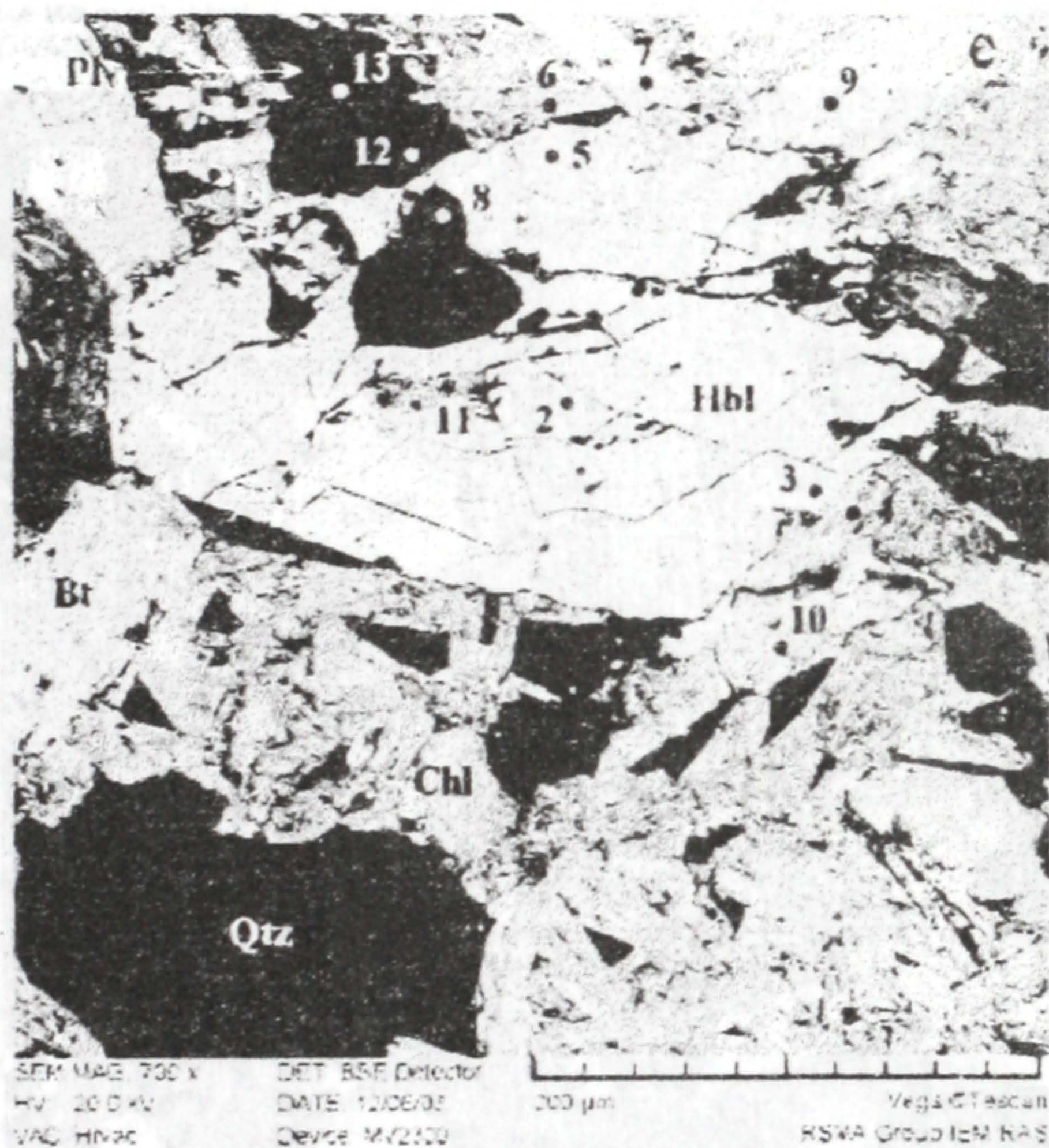
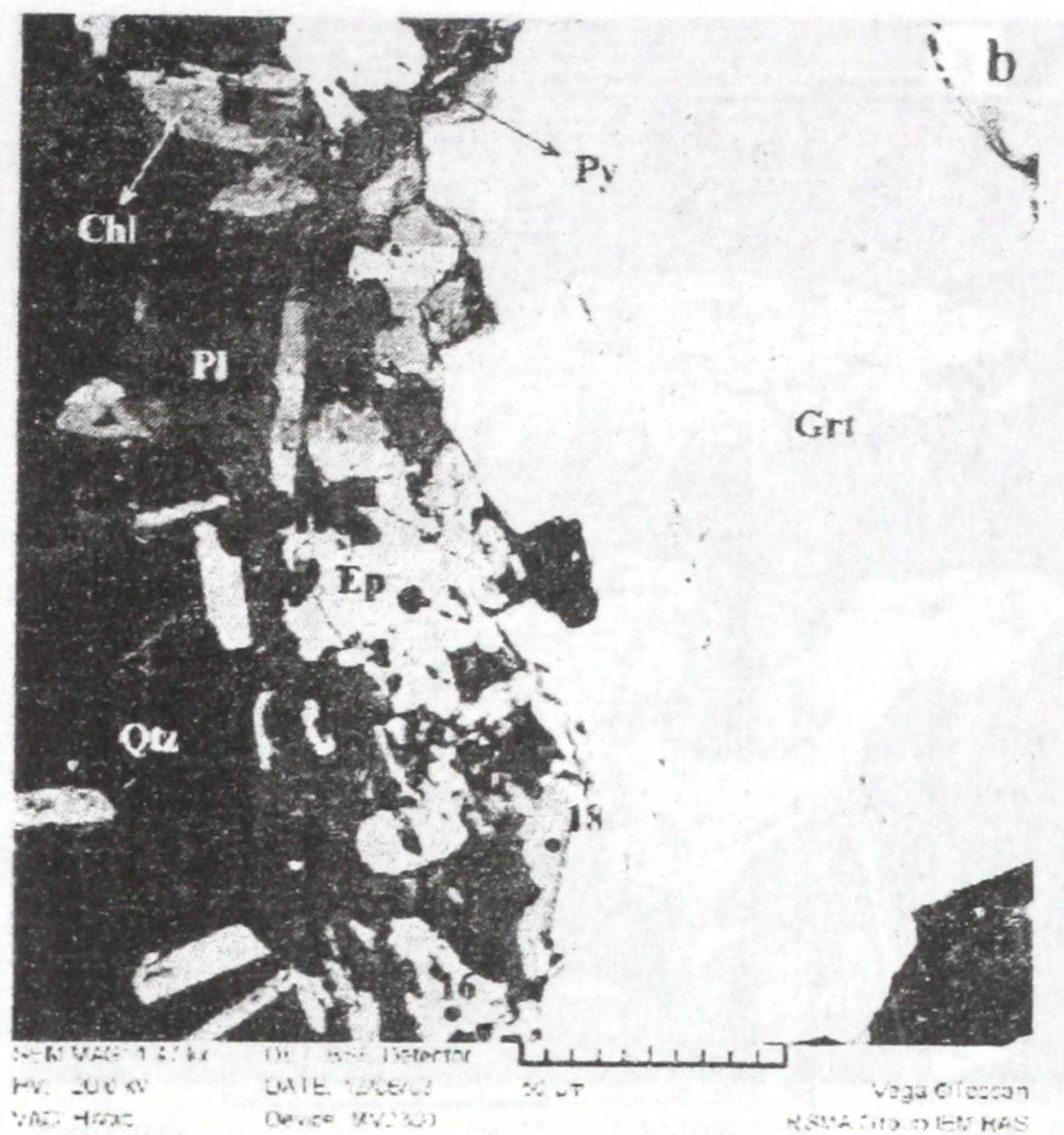


Рис. 2. Снимки в отраженных электронах шлифов амфиболитов и железистых кварцитов Тарасовских аномалий и местоположение точек микрозондовых анализов (продолжение на следующей стр.)

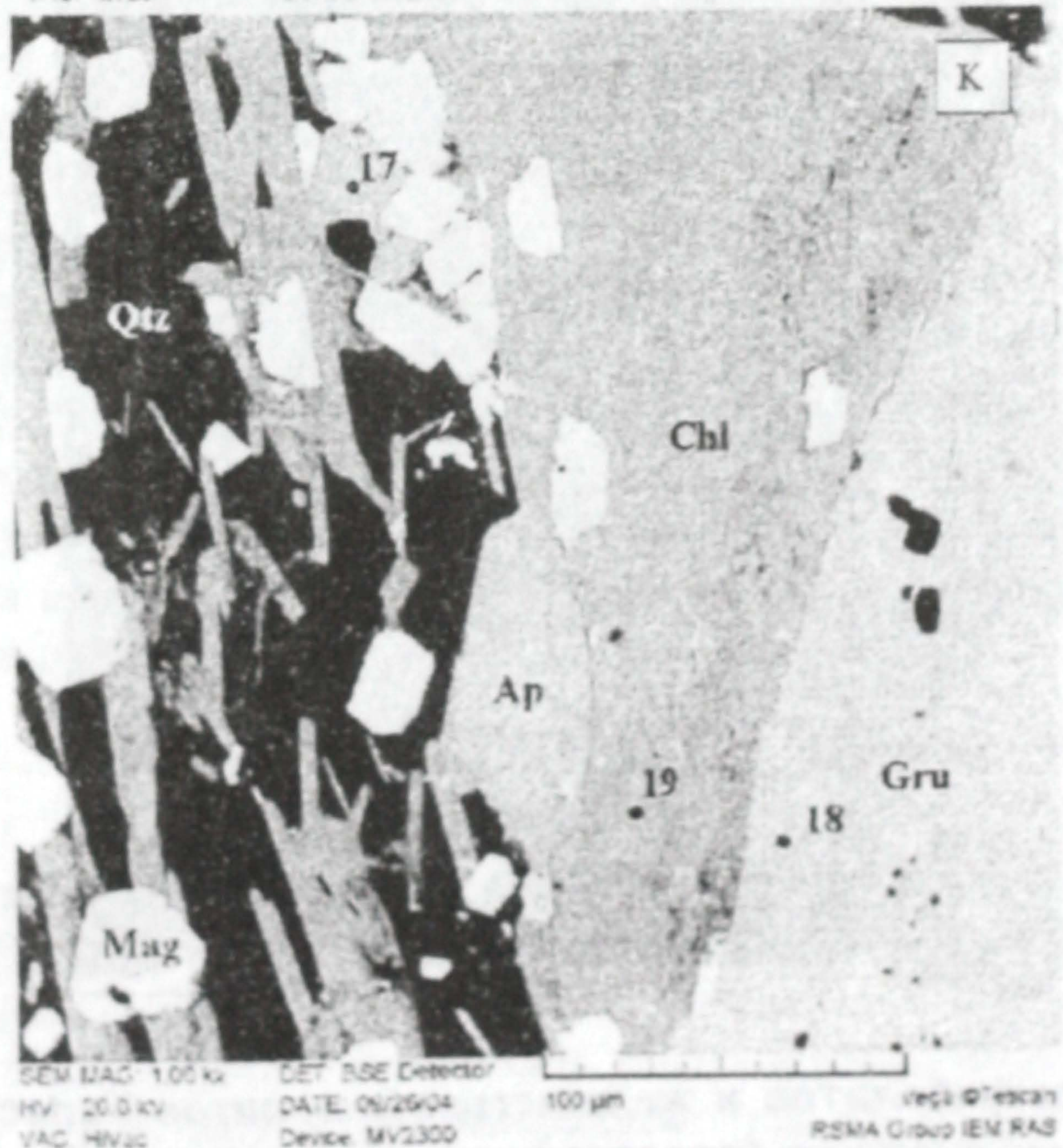
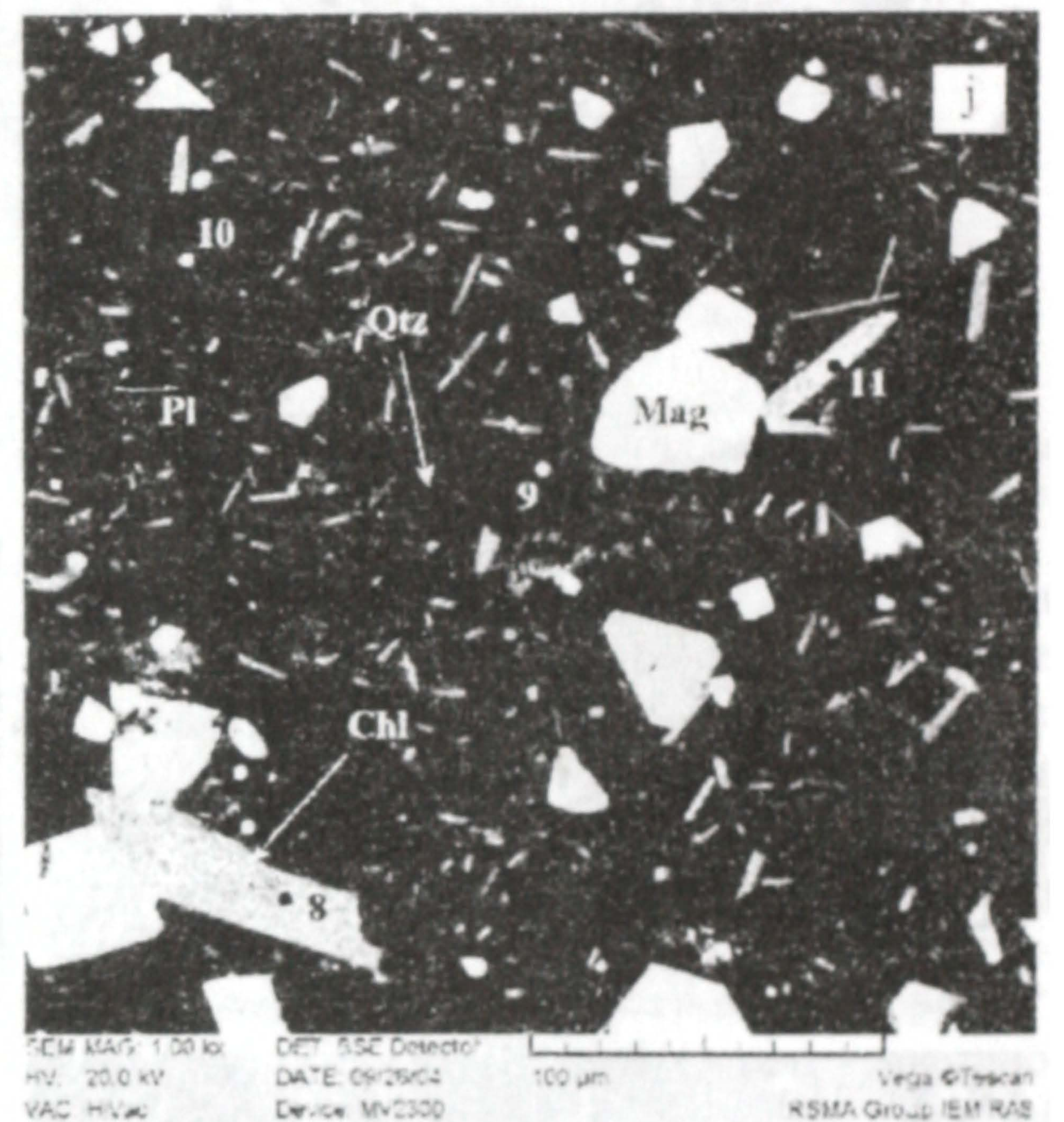
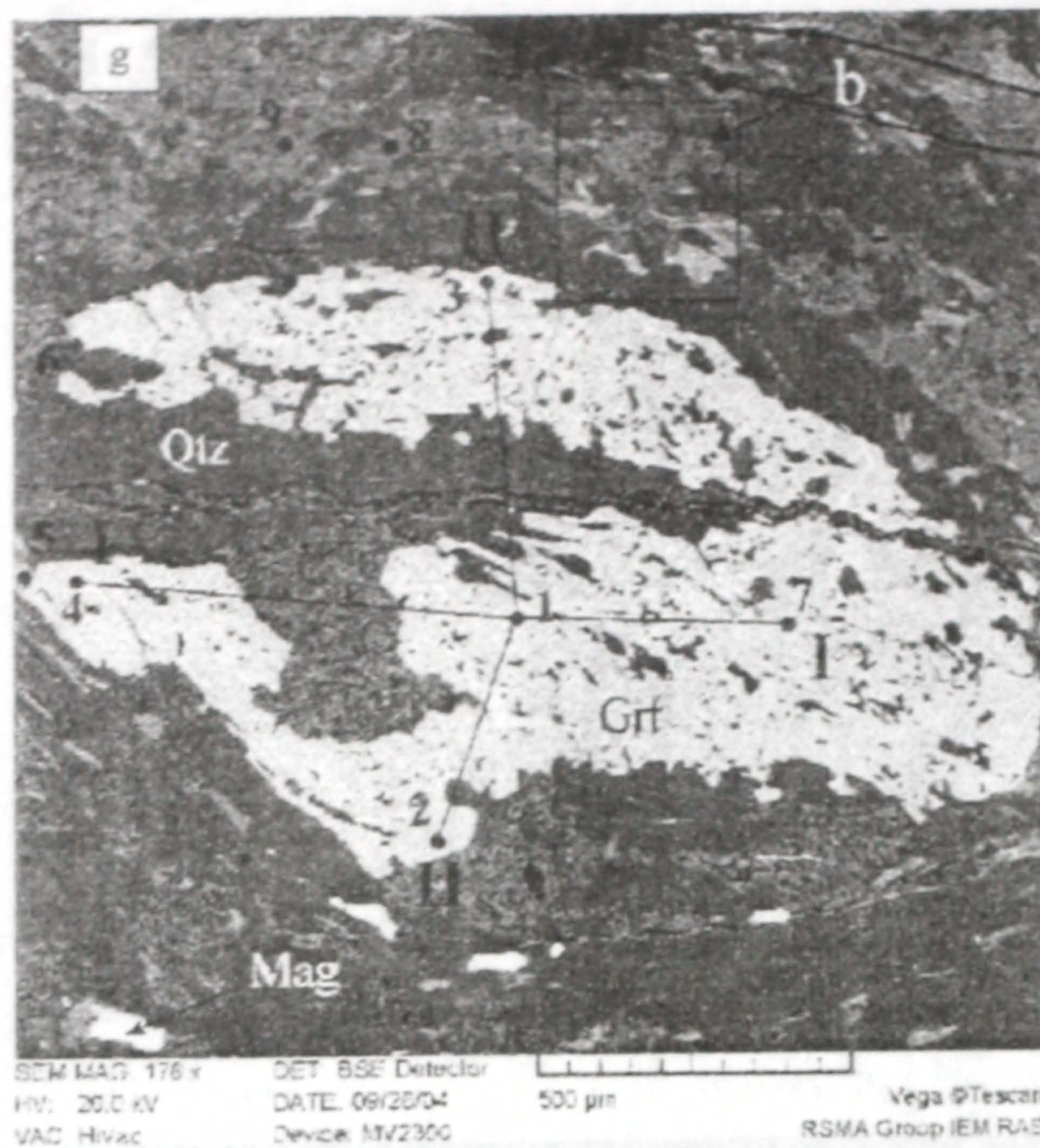


Рис. 2 (продолжение). Снимки в отраженных электронах шлифов амфиболитов и железистых кварцитов Тарасовских аномалий и местоположение точек микрозондовых анализов: а-б) порфиробласты граната в амфиболитах в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, эпидотом, биотитом и хлоритом (обр. 3144/11); в) идиоморфный кристалл роговой обманки в биотит-хлоритовом матриксе (обр. 3144/11); д) кайма роговой обманки по грюнериту (обр. 3147/436); е) замещение роговой обманкой грюнерита (обр. 3147/436); ж) обломок вулканогенной породы в железистом кварците (обр. 3147/436); г) порфиробласты постдеформационного граната в метапелите (обр. 3145/420); з) взаимоотношения плагиоклаза, хлорита и биотита граната в метапелите (обр. 3145/420); и) хлорит-магнетитовые прослои в железистых кварцитах (обр. 3147/430); я) структура вулканогенных обломков в железистых кварцитах (обр. 3147/436); к) взаимоотношения хлорита и грюнерита в железистых кварцитах (обр. 3147/430)

Таблица 1
Химические составы железистых кварцитов в пределах Тарасовских аномалий

Образец	3147/462	3147/431,7	3147/459.4	3144/345.2
SiO ₂	47,74	46,04	25,11	43,79
TiO ₂	0,40	0,31	0,39	0,41
Al ₂ O ₃	4,95	2,47	3,94	6,67
Fe ₂ O ₃	11,30	23,82	36,08	22,03
FeO	20,55	21,19	25,56	17,60
MnO	0,07	0,05	0,07	0,09
MgO	6,62	3,77	3,77	4,71
CaO	3,94	1,31	3,93	2,62
Na ₂ O	0,40	0,25	0,40	0,40
K ₂ O	0,10	0,20	0,10	0,20
P ₂ O ₅	0,39	0,59	0,63	0,67
S _{общ}	0,20	0,20	0,19	0,05
H ₂ O	0,05	0,03	нет	0,05
П.п.п.	1,99	нет	нет	0,66
Сумма	98,65	100,20	100,17	100,10
ΣFe	23,87	33,13	45,11	29,09
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,495	0,503	0,559	0,530

Примечание. Анализы выполнены в центральной лаборатории ПГО «Центргеология»

химическом составе. Породы неархейской железисто-кремнистой формации Тарасовского участка обогащены глиноземом (2,47-6,67 мас. % Al₂O₃) и магнием (3,77-6,62 мас. %) (табл. 1) по сравнению железистыми кварцитами палеопротерозоя КМА, в которых содержание Al₂O₃ редко превышает 1 мас. %, а MgO 2 мас. % [5]. Эти особенности свидетельствуют, что железистые кварциты Тарасовских аномалий характеризуются примесью вулканического (терригенного) материала, относительно чисто хемогенных железистых пород палеопротерозоя КМА. Они также имеют более низкие содержания калия, суммарного железа и отношения Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺).

Метапелиты, ассоциированные с амфибол-хлорит-магнетитовыми кварцитами, представлены сланцами серого цвета биотит-хлорит-плагиоклаз-кварцевого состава иногда с гранатом. Они имеют лепидобластовые структуры с реликтами бластосаммитовых, и включают обломки пород, сложенных тонкозернистым плагиоклаз-кварцевым материалом. Редко встречаются порфиробласты сильно резорбированного граната.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы темно-зеленой окраски характеризуются нематогранобластовой, нематобластовой, порфиробластовой (гранат), редко фибробластовой структурой, массивной и сланцеватой текстурой включают несколько минералогических разновидностей: наиболее распространенной из которых является хлорит-роговообманковые амфиболиты. Кроме того, установлены гранат-роговообманковые и эпидот-роговообманковые амфиболиты с плагиоклазом и кварцем.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

26 образцов железистых кварцитов, около 50 амфиболитов и амфиболовых сланцев и 10 метапелитовых сланцев были отобраны из керна скважин, который предварительно был детально задокументирован при проведении полевых работ в ФГУП

«Юго-Западгеология» (п. Черницыно, Курская обл.). Шлифы, изготовленные из отобранных образцов, были изучены оптически. Локальные анализы минералов и снимки в отраженных электронах выполнены на электронном микроскопе «CamScan» с системой количественного энергодисперсионного анализа «Link» (Институт экспериментальной минералогии РАН). Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы магнетита рассчитаны на 4 атома кислорода граната на 12, амфиболов на 23, плагиоклазов на 8, биотитов на 11, хлоритов на 14. Расчеты температур метаморфизма производились с помощью программы TPF [6].

МИНЕРАЛОГИЯ

Железистые кварциты

Магнетит является главным рудным минералом и встречается в виде мелких зерен октаэдрического габитуса (от 10 до 100 мкм), обычно концентрирующихся в слойки мощностью до нескольких 5-8 мм, или же равномерно рассеянных в породе. Часто магнетит присутствует в хлоритовых и хлорит-грюнеритовых прослоях (рис. 2 d-f, i, k). Его количество обычно не превышает 20-25 мод. %. По составу это чистый магнетит, примесь MgO, MnO, SiO₂, Al₂O₃ составляет первые десятые процента (табл. 2).

Грюнерит присутствует почти во всех образцах в количестве до 25 модалльных процентов и представлен удлиненными призматическими кристаллами светло-зеленой окраски различного размера от десятых долей мм до 3-4 мм по удлинению с ясным плеохроизмом и полисинтетическими двойниками. По составу грюнериты являются весьма железистыми X_{Fe} = 0,738-0,758 (табл. 3) и всегда содержат небольшую примесь марганца (0,23-0,71 мас. % MnO). Грюнерит имеет равновесные взаимоотношения с хлоритом и реакционные с роговой

Таблица 2

Составы плагиоклазов и магнетитов из железистых кварцитов Тарасовских аномалий КМА

позиция компоненты	3147/436			3147/430	3147/436	
	Pl-17	Pl-18	Pl-21	Pl-9	Mag-20	Mag-6
SiO ₂	65.29	64.77	65.09	67.97	0.40	0.29
Al ₂ O ₃	20.93	21.52	21.87	21.13	0.09	0.14
TiO ₂	0.10	0.07	-	0.01	0.10	0.01
FeO	0.09	0.40	0.18	0.50	99.22	98.49
MnO	-	0.08	0.12	0.19	-	-
MgO	0.04	0.01	0.02	0.01	-	-
CaO	2.90	3.37	3.12	3.02	-	0.22
Na ₂ O	10.22	9.75	9.54	10.02	0.04	-
K ₂ O	-	-	-	0.10	0.02	0.02
Сумма	99.57	99.97	99.94	99.95	99.87	99.17
Si	2.888	2.860	2.866	2.873	0.014	0.010
Al	1.091	1.120	1.135	1.101	0.004	0.006
Ti	0.003	0.002	-	-	0.003	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	1.966	1.973
Fe ³⁺	0.003	0.015	0.007	0.018	1.010	1.000
Mn	-	0.003	0.004	0.007	-	-
Mg	0.003	0.001	0.001	0.001	-	-
Ca	0.137	0.159	0.147	0.143	-	0.009
Na	0.876	0.835	0.814	0.859	0.003	-
K	-	-	-	0.006	0.001	0.001
Ab	0.864	0.840	0.847	0.852		
An	0.136	0.160	0.153	0.142		
Ort	-	-	-	0.006		

Таблица 3

Составы грюнеритов из железистых кварцитов Тарасовских аномалий КМА

Обр.	3147/436							3147/430		
	Gru-3	Gru-4	Gru-8	Gru-11	Gru-13	Gru-14	Gru-19	Gru-12	Gru-14	Gru-18
SiO ₂	49.85	49.45	53.71	49.31	48.00	49.61	50.11	49.73	49.74	49.87
Al ₂ O ₃	-	0.05	0.13	0.18	0.79	0.20	0.10	0.51	0.19	0.41
TiO ₂	-	0.03	0.02	-	-	0.06	-	-	-	-
FeO	39.43	39.86	35.60	39.42	40.30	38.83	39.52	38.92	39.17	39.03
MnO	0.35	0.38	0.39	0.34	0.31	0.26	0.31	0.70	0.58	0.73
MgO	7.86	7.78	6.93	7.57	7.39	7.59	7.09	7.15	7.82	7.35
CaO	0.38	0.24	0.40	0.33	0.22	0.40	0.31	0.33	0.26	0.43
Na ₂ O	-	-	0.24	-	0.16	0.15	0.02	0.20	-	0.15
K ₂ O	0.08	-	-	-	0.02	-	0.09	-	-	0.01
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0.07	0.06	-	-	-	0.02	0.10	0.11	-
Сумма	97.95	97.86	97.48	97.15	97.19	97.10	97.57	97.64	97.87	97.98
Si	7.899	7.868	8.164	7.885	7.732	7.910	7.966	7.904	7.890	7.894
Al ^N	-	0.009	0.024	0.034	0.150	0.038	0.019	0.096	0.036	0.076
Ti	-	0.004	0.002	-	-	0.007	-	-	-	-
Fe ²⁺	5.225	5.304	4.804	5.272	5.429	5.178	5.254	5.173	5.196	5.167
Mn	0.047	0.051	0.053	0.046	0.042	0.035	0.042	0.094	0.078	0.098
Mg	1.857	1.846	1.667	1.805	1.775	1.804	1.680	1.694	1.849	1.735
Ca	0.065	0.041	0.069	0.057	0.038	0.068	0.053	0.056	0.044	0.073
Na	-	-	0.076	-	0.050	0.046	0.006	0.062	-	0.046
K	0.016	-	-	-	0.004	-	0.018	-	-	0.002
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0.019	0.016	-	-	-	0.005	0.027	0.030	-
N ₂	0.738	0.742	0.742	0.745	0.754	0.742	0.758	0.753	0.738	0.749

Примечание: точки анализа грюнеритов показаны на рис 2 д е

Составы роговых обманок из железистых кварцитов и амфиболитов
Тарасовских аномалий КМА

Обр.	Железистые кварциты						Амфиболиты		
	Обр. 3147-436						Обр. 3144-11		
	Hbl-1	Hbl-2	Hbl-5	Hbl-7	Hbl-10	Hbl-12	Hbl-2	Hbl-3	Hbl-5
SiO ₂	37.02	39.74	38.90	39.06	39.75	39.12	40.29	39.73	39.72
Al ₂ O ₃	13.73	13.25	14.04	13.65	13.00	14.00	15.58	15.34	15.19
TiO ₂	-	0.17	0.160	0.07	0.20	0.10	0.31	0.28	0.20
FeO	30.55	27.65	27.79	27.73	27.41	27.43	22.73	23.53	22.93
MnO	0.11	0.13	0.05	0.08	-	0.09	0.42	0.47	0.38
MgO	3.29	3.43	3.29	3.03	3.50	3.34	5.18	4.88	5.10
CaO	10.90	11.40	11.00	11.09	11.24	11.50	11.41	11.42	11.18
Na ₂ O	1.89	1.53	1.83	2.02	1.57	1.47	1.57	1.73	1.72
K ₂ O	0.40	0.21	0.35	0.42	0.38	0.44	0.27	0.40	0.47
F	-	-	-	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.02	0.02	0.04	0.03	-	0.01	0.11	0.05	0.11
Сумма	97.91	97.53	97.45	97.18	97.05	97.50	97.87	97.73	97.00
Si	5.970	6.289	6.177	6.228	6.317	6.198	6.194	6.153	6.188
Al ^{IV}	2.030	1.711	1.823	1.772	1.683	1.802	1.806	1.847	1.812
Al ^{VI}	0.579	0.760	0.805	0.794	0.752	0.813	1.018	0.952	0.977
Ti	-	0.020	0.019	0.008	0.024	0.012	0.036	0.033	0.023
Fe ²⁺	4.120	3.659	3.691	3.698	3.643	3.635	2.923	3.047	2.987
Mn	0.015	0.017	0.007	0.011	-	0.012	0.055	0.062	0.050
Mg	0.791	0.809	0.779	0.720	0.829	0.789	1.187	1.127	1.184
Ca	1.883	1.933	1.872	1.895	1.914	1.952	1.880	1.895	1.866
Na	0.591	0.469	0.563	0.625	0.484	0.452	0.468	0.519	0.520
K	0.082	0.042	0.071	0.085	0.077	0.089	0.053	0.079	0.093
Cl	0.005	0.005	0.011	0.008	-	0.003	0.029	0.013	0.029
X _{Fe}	0.839	0.819	0.826	0.837	0.815	0.822	0.711	0.730	0.716

Примечание: точки анализов роговой обманки показаны на рис. 2 (с-d), n.d. – содержание компонента не определялось

обманкой (рис. 2 d, e; k). Растущие кристаллы грюнерита иногда деформируют магнетитовые слои (рис. 2 d).

Роговая обманка в количественном отношении уступает грюнериту, с которым находится в реакционных отношениях. Роговая обманка голубовато-зеленого цвета обрастает кристаллы грюнерита, образуя каймы различной ширины от 50 до 250 мкм (рис. 2 d). Кроме того, отмечаются вроски роговой обманки в грюнерите сильно удлиненной формы (рис. 2 e). Отдельные кристаллы (помимо структур замещения грюнерита) роговой обманки встречаются крайне редко. По составу роговые обманки очень железистые ($X_{Fe} = 0,819-0,839$), достаточно глиноземистые с содержанием Al₂O₃ 13-14 мас. % (табл. 4) и отвечают ферропаргаситу.

Хлорит представлен лейстами грязно-зеленой окраски с ясным плеохроизмом размером до 1 мм по длинной оси. Обычно хлорит образует мономинеральные или хлорит-магнетитовые прослои мощностью до 2-3 мм (рис. 2 i, k), которые «обтекают» обломки вулканогенных пород и крупные призматические кристаллы грюнерита (рис. 2 d, e). По составу хлориты отвечают изоморфному ряду шамозит-рипидолит, характеризуются высокой железистостью ($X_{Fe} = 0,749-0,826$) и устойчивым содержанием алюминия в шестерной координации (1,173-1,292 ф.е.) (табл. 5).

Биотит встречается редко в магнетит-хлоритовых прослоях в виде сильно удлиненных

пластинчатых кристаллов (до 0,5 мм по длинной оси), имеют коричневатую-бурю окраску. Взаимоотношения с хлоритом равновесные. По составу биотиты весьма железистые ($X_{Fe} = 0,779-0,796$), умеренно глиноземистые, с содержанием TiO₂ 1,81-2,85 мас. % (табл. 6).

Плагиоклаз встречается только в составе обломков вулканогенных пород, где является доминирующим минералом. Размеры зерен очень мелкие до 0,1 мм. По составу плагиоклаз отвечает олигоклазу - Ab_{0,84}Al_{0,16}Ap_{0,136}Op_{0,004} (табл. 2).

Достаточно часто в качестве акцессорного минерала встречается фтор-апатит.

Амфиболиты

Роговая обманка представлена призматическими часто идиоморфными кристаллами темно-зеленой окраски размером 0,1-0,5 мм в количестве до 25-25 мод. % (рис. 2 c). Состав роговых обманок весьма глиноземистый и они близки к ферропаргаситу с железистостью 0,711-0,730 ат. % (табл. 4).

Хлорит широко распространен в амфиболитах и амфиболовых сланцах, где его количество может достигать 30-35 мод. %, и представлен мелкими пластинчатыми кристаллами и чешуйками размером до 0,2 мм буровато-зеленой окраски (рис. 2 a-c). Хлориты характеризуются довольно постоянной умеренной железистостью ($X_{Fe} = 0,550-0,576$) и слабо изменчивым содержанием алюминия в координации R^{VI} (1,287-1,366 ф.е.) (табл. 7). Взаимоотно-

Составы хлоритов из железистых кварцитов Тарасовских аномалий

Обр.	3147/436		3147/430								
	Chl-9	Chl-21	Chl-1	Chl-2	Chl-4	Chl-7	Chl-8	Chl-11	Chl-13	Chl-15	Chl-16
SiO ₂	23.54	23.70	22.90	22.84	23.38	22.65	23.29	23.96	24.64	25.14	23.55
Al ₂ O ₃	18.98	18.47	19.40	19.86	19.18	19.01	19.77	20.01	19.57	18.28	19.57
TiO ₂	-	-	0.20	0.23	0.04	0.20	0.18	-	-	-	0.11
FeO	38.65	39.98	39.42	37.50	37.72	39.32	37.49	38.15	37.41	37.36	37.36
MnO	-	0.01	0.17	0.04	0.08	0.22	0.08	0.16	0.01	0.18	0.32
MgO	7.20	4.72	6.62	7.00	7.01	6.30	6.59	6.47	6.73	6.64	6.66
CaO	-	0.16	0.10	0.09	-	0.03	-	0.02	-	-	-
Na ₂ O	0.16	0.62	0.17	0.02	0.09	0.20	0.15	0.17	0.10	-	-
K ₂ O	-	0.06	0.01	0.34	0.19	0.07	0.09	0.01	0.47	-	0.02
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	0.04	0.010	0.04	0.22	0.09	0.03	0.05	0.06	-	-
Сумма	88.53	87.76	89.00	87.96	87.91	88.09	87.67	89.00	88.99	87.60	87.59
Si	2.661	2.734	2.593	2.593	2.661	2.600	2.646	2.680	2.746	2.841	2.674
Al ^{IV}	1.339	1.266	1.407	1.407	1.339	1.400	1.354	1.320	1.254	1.159	1.326
Al ^{VI}	1.190	1.246	1.181	1.251	1.234	1.173	1.292	1.317	1.317	1.275	1.292
Ti	-	-	-	0.020	0.003	0.017	0.015	-	-	-	0.009
Fe ²⁺	3.654	3.858	3.732	3.561	3.590	3.775	3.561	3.568	3.487	3.531	3.547
Mn	-	0.001	0.016	0.004	0.008	0.021	0.008	0.015	0.001	0.017	0.031
Mg	1.213	0.812	1.117	1.185	1.189	1.078	1.116	1.079	1.118	1.119	1.127
Ca	-	0.020	0.012	0.011	-	0.004	-	0.002	-	-	-
Na	0.035	0.139	0.037	0.004	0.02	0.045	0.033	0.037	0.022	-	-
K	-	0.009	0.001	0.049	0.028	0.010	0.013	0.001	0.067	-	0.003
Cl	-	0.008	0.002	0.008	0.042	0.018	0.006	0.009	0.011	-	-
X _{Fe}	0.751	0.826	0.767	0.750	0.749	0.778	0.761	0.768	0.757	0.759	0.759

Примечания: точки анализов показаны на рис. 2 i, k

Таблица 6

Составы биотитов из и железистых кварцитов, метапелитов и амфиболитов Тарасовских аномалий КМА

Обр.	Метапелиты			Железистые кварциты		Амфиболиты							
	3145/420,4			3147/430		3144/11							
	Bt-10	Bt-17	Bt-21	Bt-5	Bt-6	Bt-9	Bt-8	Bt-10	Bt-11	Bt-13	Bt-21	Bt-7	Bt-9*
SiO ₂	34.46	34.38	35.23	32.55	32.56	35.84	34.66	34.75	35.20	34.96	34.96	35.36	35.70
Al ₂ O ₃	17.81	19.25	18.31	14.54	14.94	16.40	16.20	15.74	16.48	16.34	16.58	16.23	16.04
TiO ₂	2.25	1.65	2.02	2.85	1.81	1.98	2.02	2.25	2.31	2.34	2.15	2.23	2.14
FeO	23.25	23.37	22.58	32.67	33.12	23.40	24.64	25.46	24.21	24.34	23.70	23.80	24.28
MnO	0.30	-	0.20	0.10	0.10	-	0.35	0.10	0.07	0.08	0.10	0.14	0.18
MgO	8.79	9.55	8.42	4.70	5.26	8.94	8.47	8.22	8.86	8.81	8.60	8.51	8.56
CaO	0.07	0.14	0.02	-	0.07	-	0.08	0.04	0.11	0.10	0.17	0.07	0.01
Na ₂ O	0.23	0.11	0.01	0.35	0.25	0.18	-	0.43	-	0.17	0.20	0.45	0.07
K ₂ O	8.63	7.84	9.40	8.35	8.13	9.10	9.23	8.67	9.14	9.05	9.51	9.14	9.15
F	-	-	-	-	-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	-	0.01	0.01	0.05	0.04	0.08	0.12	0.12	0.01	0.01	0.16	0.05	0.13
Сумма	95.78	96.30	96.20	96.16	96.28	95.92	95.77	95.78	96.39	96.20	96.13	95.98	96.26
Si	2.662	2.621	2.701	2.649	2.646	2.766	2.714	2.724	2.718	2.710	2.715	2.743	2.763
Al ^{IV}	1.338	1.379	1.299	1.351	1.354	1.234	1.286	1.276	1.282	1.290	1.285	1.257	1.237
Al ^{VI}	0.284	0.350	0.355	0.043	0.076	0.258	0.208	0.178	0.217	0.202	0.233	0.226	0.227
Ti	0.131	0.095	0.116	0.174	0.111	0.115	0.119	0.133	0.134	0.136	0.126	0.130	0.125
Fe ²⁺	1.502	1.490	1.448	2.223	2.250	1.510	1.613	1.669	1.563	1.578	1.539	1.544	1.572
Mn	0.020	-	0.013	0.007	0.007	-	0.023	0.007	0.005	0.005	0.007	0.009	0.012
Mg	1.012	1.085	0.962	0.570	0.637	1.029	0.989	0.961	1.020	1.018	0.996	0.984	0.988
Ca	0.006	0.011	0.002	-	0.006	-	0.007	0.003	0.009	0.008	0.014	0.006	0.001
Na	0.034	0.016	0.001	0.055	0.039	0.027	-	0.065	-	0.026	0.030	0.068	0.011
K	0.850	0.762	0.919	0.867	0.843	0.896	0.922	0.867	0.900	0.895	0.942	0.904	0.904
Cl	-	0.001	0.001	0.007	0.006	0.010	0.016	0.016	0.001	0.001	0.021	0.007	0.017
X _{Fe}	0.597	0.579	0.601	0.796	0.779	0.595	0.620	0.635	0.605	0.608	0.607	0.611	0.614

Составы хлоритов из амфиболитов и метапелитов, эпидотов из амфиболитов
Тарасовских аномалий КМА

Обр.	Амфиболиты									Метапелиты			
	3144/11									3145/420,4			
	Chl-6	Chl-14	Chl-18	Chl-4	Chl-6	Chl-10	Chl-11	Ep-15	Ep-16	Chl-5	Chl-12	Chl-13	Chl-16
SiO ₂	24.43	24.66	24.71	24.18	25.47	24.49	24.96	37.49	37.21	24.56	24.47	24.27	25.31
Al ₂ O ₃	21.51	21.93	21.44	21.29	20.20	20.96	21.40	25.20	25.31	22.29	22.60	23.18	22.89
TiO ₂	0.05	0.12	-	0.05	0.24	-	0.19	0.19	0.27	0.10	-	0.10	-
FeO	30.18	28.84	28.77	29.87	29.33	29.40	28.61	10.46	10.51	27.97	28.62	29.17	28.08
MnO	0.16	0.27	0.45	0.16	0.08	0.20	0.13	0.37	0.24	0.47	0.40	0.35	0.44
MgO	12.48	13.22	12.36	12.35	12.42	12.62	12.55	0.17	-	13.15	12.57	12.38	12.73
CaO	0.14	0.110	0.18	0.14	0.18	-	0.16	24.06	23.92	0.01	0.12	0.08	0.10
Na ₂ O	0.05	-	0.02	0.05	0.11	0.17	0.03	-	0.15	0.10	-	0.10	-
K ₂ O	0.01	0.02	-	0.02	0.10	0.03	-	-	-	0.06	0.07	0.10	0.90
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	-	-	-	-
Cl	-	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.07	-	-	0.04	-	0.02	0.03
Σ	89.01	89.19	87.94	88.12	88.15	87.89	88.10	97.94	97.41	88.75	88.85	89.75	90.48
Si	2.608	2.606	2.653	2.608	2.733	2.642	2.668	3.025	3.017	2.601	2.594	2.554	2.633
Al ^{IV}	1.392	1.394	1.347	1.392	1.267	1.358	1.332	2.397	2.419	1.399	1.406	1.446	1.367
Al ^{VI}	1.314	1.338	1.366	1.314	1.287	1.306	1.364	-	-	1.382	1.417	1.428	1.438
Ti	0.004	0.010	-	0.004	0.019	-	0.015	0.012	0.016	0.008	-	0.008	-
Fe ²⁺	2.694	2.549	2.583	2.694	2.632	2.652	2.557	0.706	0.699	2.477	2.537	2.567	2.443
Mn	0.014	0.024	0.041	0.015	0.007	0.018	0.012	0.025	0.016	0.042	0.036	0.031	0.039
Mg	1.986	2.083	1.978	1.986	1.987	2.029	2.000	0.020	-	2.076	1.986	1.942	1.974
Ca	0.016	0.012	0.021	0.016	0.021	-	0.018	2.080	2.078	0.001	0.014	0.009	0.011
Na	0.010	-	0.004	0.010	0.023	0.036	0.006	-	0.024	0.021	-	0.02	-
K	0.001	0.003	-	0.003	0.014	0.004	-	-	-	0.008	0.009	0.013	0.119
Cl	-	0.004	0.002	0.002	0.004	0.004	0.013	-	-	0.007	-	0.004	0.005
X _{Fe}	0.576	0.550	0.566	0.576	0.570	0.567	0.561			0.544	0.561	0.569	0.553

нения хлорита с биотитом и амфиболом равновесные (рис. 2 с).

Биотит значительно уступает в количественном отношении хлориту (до 5-7 мод. %) и обычно растет в хлоритовой массе в виде буровато-оричневых чешуек размером 0,1-0,2 мм, хотя встречается в контакте и с другими минералами (плаггиоклаз, гранат, эпидот). Биотиты насыщены линоземом, имеют умеренную железистость ($X_{Fe} = 0,595-0,635$), несколько более высокую, чем сосуществующие хлориты ($X_{Fe} = 0,550-0,576$), содержат 1,98-2,34 мас. % TiO₂ (табл. 6).

Плаггиоклаз присутствует во всех проанализированных образцах и представлен мелкими зернами неправильной формы размером около 0,1 мм. Компонентный состав - $Ab_{0,730-0,764}An_{0,0,236-0,255}Or_{0,0,008}$ (табл. 2). Зональность проявлена слабо.

Гранат иногда присутствует в амфиболитах и представлен порфиробластами округлой и вытянутой формы размером до 2 мм в поперечнике. Морфологически гранаты представлены только позднедеформационной генерацией без теней давления и структур роста и вращения (рис. 2 а), с разноориентированными включениями или вовсе без них. Их грани часто секут сланцеватость. Гранаты характеризуются отчетливой химической зональностью, проявленной в уменьшении от центра к периферии кристаллов содержания MgO и FeO с одновременным увеличением концентраций MnO и CaO (рис. 3 а). Такая зональность называется «ретроградной», и ее появление обусловлено с падением

температуры в процессе роста граната. В целом же гранаты характеризуются высокой марганцовистостью в краевых зонах кристаллов (до 8,3 мас. % MnO), тогда как в центральных частях содержания MnO не превышают 2,3 мас. % (табл. 8). Составы мелких зерен гранатов отвечают краевым частям крупных кристаллов, обогащенных марганцем и кальцием.

Эпидот в небольших количествах до 5 мод. % присутствует примерно в трети изученных образцов в ассоциации с хлоритом, биотитом, плаггиоклазом, роговой обманкой и гранатом. Составы двух эпидотов приведены в табл. 7.

Кроме охарактеризованных минералов в отдельных образцах могут встречаться в небольших количествах кальцит, кварц и микроклин. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, пирротинном, цирконом.

Метапелиты

Гранат в метапелитах представлен относительно крупными резорбированными порфиробластами розового цвета с многочисленными включениями кварца. Гранаты обогащены марганцем (до 13 мас. % MnO) и характеризуются химической зональностью, хотя и не так ярко проявленной как в гранатах из амфиболитов (табл. 9; рис. 2 г). От центральных частей к периферии наблюдается увеличение содержания железа и в меньшей степени магния и снижение марганца и кальция (рис. 3 б, в). Такой тип зональности называется «проградным», и его

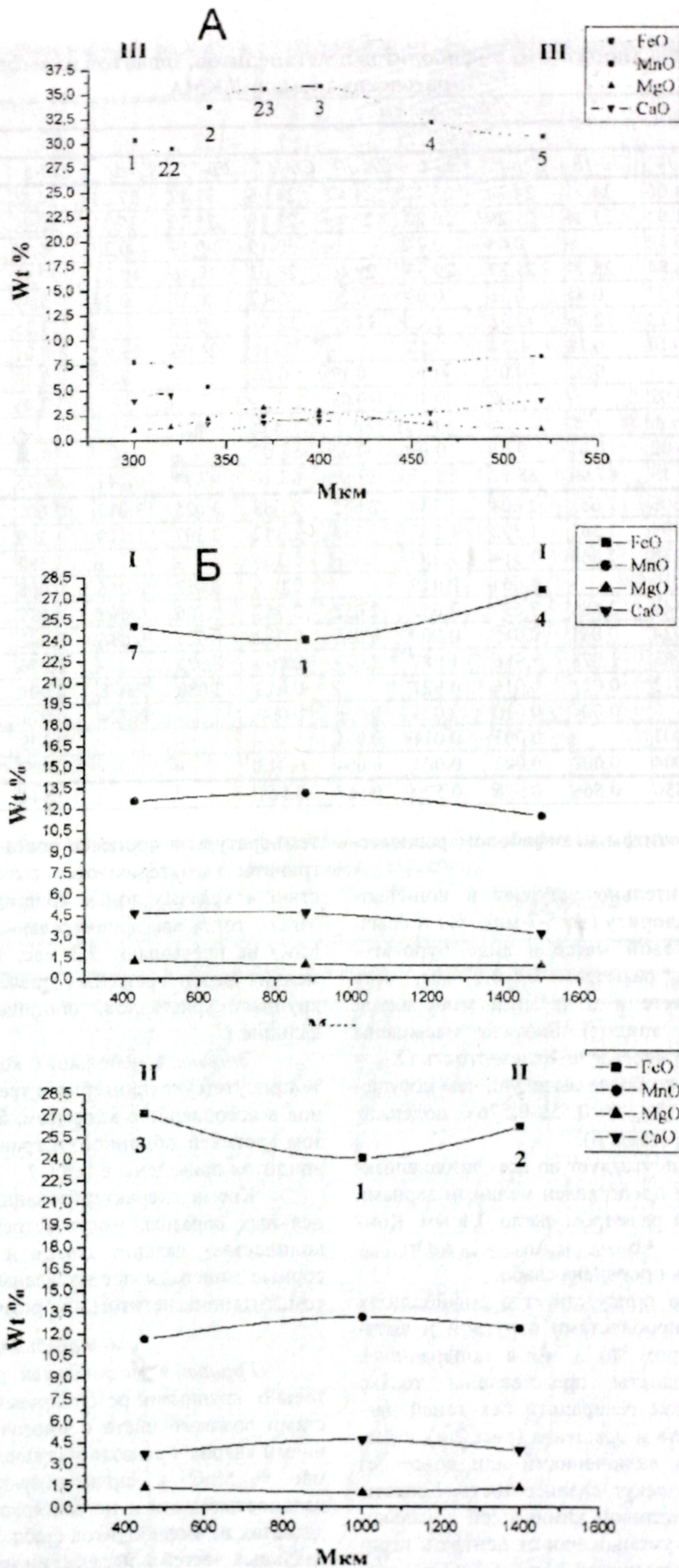


Рис. 3. Химическая зональность гранатов: а) из амфиболитов (обр. 3144/11); б) из метapelитов (обр. 3145/420), местоположение точек показано на рис. 2 а, г

Таблица 8

Составы гранатов из амфиболитов Тарасовских аномалий(обр. 3144/11)

Позиция	край	→	→	центр	центр	→	край	край	мелк. зерно
	Grт-1	Grт-22	Grт-2	Grт-23	Grт-3	Grт-4	Grт-5	Grт-7	Grт-12
SiO ₂	37.00	37.06	36.99	37.10	37.16	36.86	36.77	36.87	36.97
Al ₂ O ₃	20.73	20.88	20.87	20.82	20.78	20.75	20.78	20.83	20.80
TiO ₂	0.14	0.07	-	0.07	0.05	-	-	-	0.17
FeO	30.38	29.48	33.75	35.53	35.74	32.06	30.58	30.77	29.95
MnO	7.84	7.42	5.37	2.36	2.37	7.04	8.29	7.66	7.54
MgO	1.09	1.37	2.19	3.28	2.89	1.55	1.01	0.89	1.07
CaO	3.95	4.50	1.66	1.78	1.90	2.69	3.96	3.94	3.86
Сумма	101.13	100.78	100.83	100.94	100.89	100.95	101.39	100.96	100.36
Si	2.985	2.986	2.985	2.976	2.985	2.981	2.969	2.983	2.995
Al	1.971	1.983	1.985	1.968	1.967	1.978	1.977	1.986	1.986
Ti	0.008	0.004	-	0.004	0.003	-	-	-	0.010
Fe	2.049	1.986	2.278	2.383	2.401	2.168	2.065	2.082	2.029
Mn	0.536	0.506	0.367	0.160	0.161	0.482	0.567	0.525	0.517
Mg	0.131	0.165	0.263	0.392	0.346	0.187	0.122	0.107	0.129
Ca	0.341	0.388	0.144	0.153	0.164	0.233	0.343	0.342	0.335
Alm	0.670	0.652	0.746	0.772	0.782	0.706	0.667	0.681	0.674
Sps	0.175	0.166	0.120	0.052	0.052	0.157	0.183	0.172	0.172
Prp	0.043	0.054	0.086	0.127	0.113	0.061	0.039	0.035	0.043
Grs	0.112	0.128	0.047	0.050	0.053	0.076	0.111	0.112	0.111
X _{Fe}	0.940	0.923	0.896	0.859	0.874	0.921	0.944	0.951	0.940

Таблица 9

Составы гранатов из метapelитов Тарасовских аномалий (обр. 3145/320,4)

Позиция	центр	край	край	край	центр
	Grт-1	Grт-2	Grт-3	Grт-4	Grт-7
SiO ₂	36.21	36.02	36.25	36.05	36.40
Al ₂ O ₃	20.57	20.57	20.32	20.63	20.48
TiO ₂	0.14	-	0.05	0.07	0.20
FeO	24.05	26.19	27.13	27.55	25.00
MnO	13.11	12.38	11.64	11.51	12.57
MgO	0.97	1.31	1.38	0.89	1.26
CaO	4.60	3.89	3.67	3.15	4.62
Сумма	99.65	100.36	100.44	99.85	100.53
Si	2.964	2.942	2.958	2.960	2.958
Al	1.985	1.980	1.955	1.996	1.961
Ti	0.009	-	0.003	0.004	0.012
Fe	1.646	1.789	1.852	1.892	1.699
Mn	0.909	0.856	0.805	0.800	0.865
Mg	0.118	0.160	0.168	0.109	0.153
Ca	0.403	0.340	0.321	0.277	0.402
Alm	0.535	0.569	0.589	0.615	0.545
Sps	0.295	0.272	0.256	0.260	0.277
Prp	0.038	0.051	0.053	0.035	0.049
Grs	0.131	0.108	0.102	0.090	0.129
X _{Fe}	0.933	0.918	0.917	0.946	0.918

появление обусловлено возрастанием температуры в процессе кристаллизации граната.

Биотит почти всегда присутствует в метapelитах и его количество может достигать 15 модалных %. Биотит встречается преимущественно в виде мелких чешуек буровато-коричневой окраски до 0,2 мм по удлинению в мелкозернистой хлорит-плагноклаз-кварцевой матрице. Биотиты являются среднежелезистыми (X_{Fe}=0,579-601) и весьма глиноземистыми (содержание Al₂O₃ = 17,8 -19,3 мас. %). Титанистость изменяется от 1,65 до 2,25 мас. % TiO₂ (табл. 6).

Хлорит представлен небольшими пластинками бледно-зеленой окраски размером до 0,1-0,2 мм, иногда замещающим биотит по краям лейст. Существуют трудности при определении первичного хлорита, равновесного с биотитом и другими минеральными фазами, и вторичного, замещающего биотит при уменьшении температуры после пика метаморфизма. Крупные пластинки хлорита в тонкозернистой основной массе без включений рутила и реакционных взаимоотношений с другими минералами интерпретировались как первичные и находящиеся в равновесии. Хлорит является более магне-

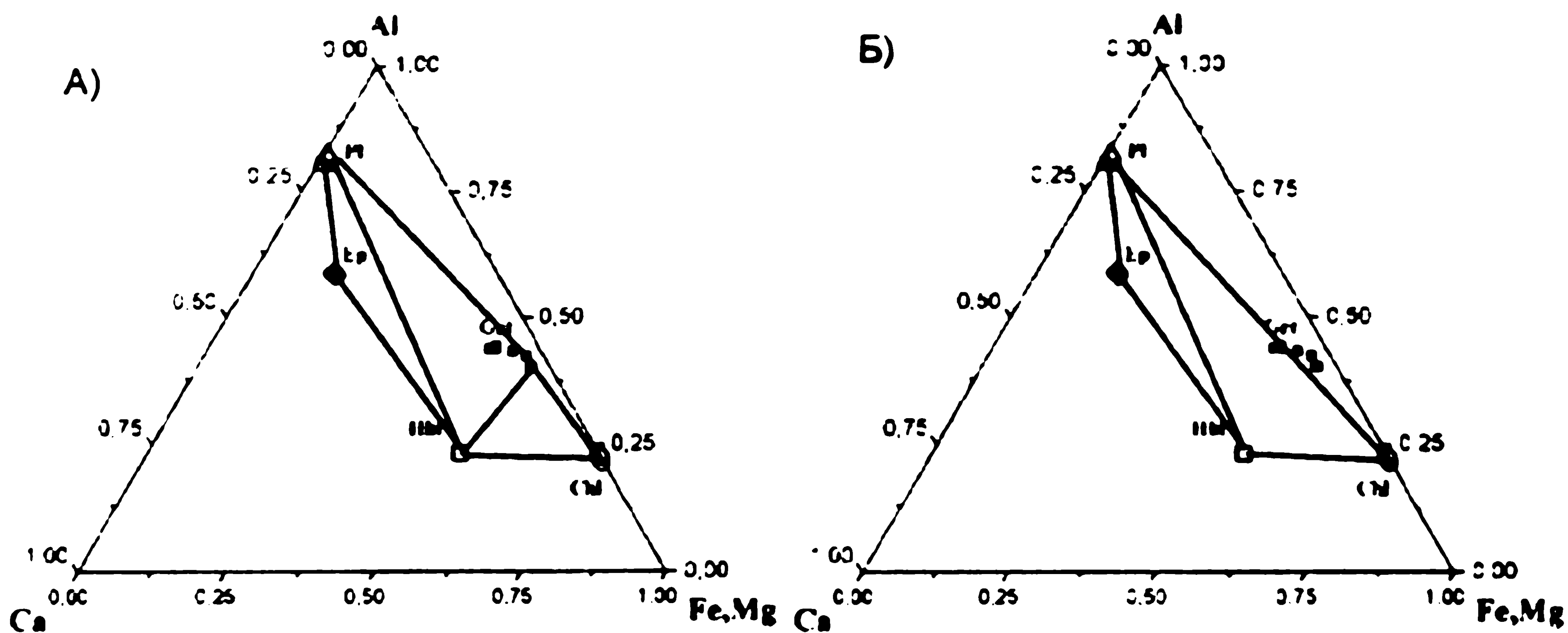


Рис. 4. Фазовые равновесия в амфиболитах: а) ранний высокотемпературный эпизод; б) поздний низкотемпературный эпизод

Таблица 10

Составы плагиоклазов из метапелитов Тарасовских аномалий КМА

позиция	край	центр	край	центр	край	центр	край
компоненты	Pl-8	Pl-9	Pl-11	Pl-14	Pl-15	Pl-18	Pl-19
SiO ₂	56,32	51,37	56,73	48,95	53,04	50,50	57,45
Al ₂ O ₃	27,19	30,55	26,51	31,95	29,03	30,80	26,65
TiO ₂	-	-	0,09	0,07	0,05	0,16	0,14
FeO	0,13	-	0,33	0,53	0,25	0,10	0,07
MnO	0,02	0,12	-	0,03	0,08	0,01	-
MgO	-	0,08	-	0,12	-	-	0,04
CaO	10,07	13,57	9,74	14,74	12,61	14,68	9,27
Na ₂ O	6,15	3,97	6,22	2,42	4,74	3,68	6,25
K ₂ O	0,03	0,08	0,18	0,47	-	-	-
Сумма	99,91	99,74	99,80	99,28	99,80	99,93	99,87
Si	2,537	2,343	2,559	2,256	2,413	2,308	2,577
Al	1,443	1,642	1,410	1,736	1,556	1,659	1,409
Ti	-	-	0,003	0,002	0,002	0,005	0,005
Fe ²⁺	0,005	-	0,012	0,02	0,010	0,004	0,003
Mn	0,001	0,005	-	0,001	0,003	-	-
Mg	-	0,005	-	0,008	-	-	0,003
Ca	0,486	0,663	0,471	0,728	0,615	0,719	0,446
Na	0,537	0,351	0,544	0,216	0,418	0,326	0,544
K	0,002	0,005	0,010	0,028	-	-	-
Ab	0,524	0,345	0,531	0,223	0,405	0,312	0,550
An	0,474	0,651	0,459	0,749	0,595	0,688	0,450
Or	0,002	0,004	0,010	0,028	-	-	-

значным, чем ассоциированный с ним биотит (табл. 7). Так, например, в образце 3145/420,4 при железистости биотита 58-60 % железистость хлорита 54-57 %.

Плагиоклаз встречается в виде зерен изометричной и неправильной формы размером до 0,2-0,3 мм в кварцевом матриксе в количестве до 15-20 мод. %. Плагиоклаз характеризуется химической зональностью: от центральных частей кристаллов к краевым уменьшается содержание анортитового компонента от 65-68 до 45 % (табл. 10).

Р-Т УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Изучение составов роговой обманки, биотита и граната с ретроградной ростовой зональностью

позволило оценить температуры метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-роговообманковому термометрам в амфиболитах (табл. 11, 12). Для метапелитов определено давление по Gt-Pl-Qtz-An geobarometру (табл. 13). Давления по Gt-Hbl-Pl-Qtz geobarometру [20] для амфиболитов оценить не удалось из-за железистого состава роговых обманок ($X_{Fe} > 0.7$), так он не откалиброван в железистой области составов. Из полученных данных по минеральным парагенезисам в амфиболитах очевидно, что породы испытали два эпизода метаморфизма, которым соответствуют две популяции значений температур: (1) высокотемпературный этап, характеризующийся температурами 600-650 °C и (2) более поздний низкотемпературный этап с температу-

Таблица 11

Оценки температур метаморфизма амфиболитов и метапелитов Тарасовских аномалий КМА по гранат-биотитовой термометрии

Гранат-биотитовая пара (номера анализов в табл. 6, 8; рис. 2а. г)	Р. кбар	Геотермометры						T _{ср} °С
		[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	
Амфиболиты (обр. 3144/11)								
Grт(5)-Bt(9)	4	434	424	437	433	437	397	427
Grт(1)-Bt(8)	4	469	467	469	461	467	-	467
Grт(4)-Bt(11)	4	508	502	504	491	499	-	501
Grт(22)-Bt(21)	4	511	504	507	490	498	-	502
Grт(2)-Bt(10)	4	622	630	605	600	593	618	611
Grт(3)-Bt(13)	4	653	682	631	613	633	660	645
Метапелиты (обр. 3145/420.4)								
Grт(3)-Bt(21)	4	525	533	519	470	487	-	507
Grт(1)-Bt(17)	4	458	461	459	412	428	-	444
Grт(7)-Bt(10)	4	519	536	515	459	477	495	500

Таблица 12

Оценки температур метаморфизма амфиболитов Тарасовских аномалий КМА по гранат-роговообманковой термометрии (обр. 3144/11)

Гранат-роговообманковая пара (номера анализов в табл. 4, 8, рис. 2 а. с)	Геотермометры					
	T _{ср} °С					
	[13]	[14]	[15](a)	[15](b)	[16]	[17]
Grт(7)-Hbl(5)	404	454	391	454	424	-
Grт(1)-Hbl- (3)	481	501	451	501	474	-
Grт(23)-Hbl(2)	648	741	767	741	612	641

Примечание: (a) – содержания Ca, Na, Al в роговой обманке принимают участие в расчетах; (b) - содержания Ca, Na, Al в роговой обманке не учитываются при расчетах

Таблица 13

Оценки давлений (кбар) минеральных равновесий в метапелитах Тарасовских аномалий

Номера анализов в табл. 9, 10рис. 2г, h)	T° С	Геобарометры (GASP)	
		[18]	[19]
Grт(4)-Pl(19)-Qtz-(And)	500	4.5	3.8
Grт(2)-Pl(15)-Qtz-(And)	500	5.1	4.7
Grт(7)-Pl(14)-Qtz-(And)	500	5.4	5.8
Grт(3)-Pl(8)-Qtz-(And)	500	5.1	4.6
Grт(1)-Pl(9)-Qtz-(And)	450	4.8	4.8

рами 430-500 °С. Причем оценки по гранат-биотитовому и гранат-роговообманковому геотермометрам близки, хотя последний дает больший разброс значений из-за дополнительных компонентов (Ca, Na, Al), влияющих на его точность. В метапелитах минеральной геотермометрией зафиксирован только один поздний низкотемпературный эпизод, который характеризуется температурами метаморфизма в интервале 450-500 °С. Давления второго низкотемпературного эпизода составляли 4 – 5 кбар. Значения температур 600-650 °С были получены для кристаллизации внутренних частей граната, которые имеют пироп-альмандиновый состав с незначительными примесями гроссулярового и спессартинового компонентов. Периферийные зоны граната, наоборот, значительно обогащены гроссуляровым и спессартиновым миналами при снижении содержаний пиропового и альмандинового. Рост краевых зон граната происходил при более низких температурах - 450-500 °С.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

Амфиболиты

Амфиболиты и амфиболовые сланцы, вмещающие породы железисто-кремнистой формации, содержат обычный «метабазитовый» парагенезис Hbl+Pl+Ep=Qtz±Chl±Grт±Bt±Cal, который устойчив в температурном интервале эпидот-амфиболитовой и нижней части амфиболитовой фаций в широком диапазоне давлений. Если принять во внимание состав плагиоклаза, то этот парагенезис отвечает гранат-олигоклазовой зоне амфиболитовой фации [21, 22].

Минеральные ассоциации метабазитов «слабо чувствительны» к изменению P-T параметров в весьма широком интервале из-за высокой изоморфной емкости слагающих их минеральных фаз. Кроме того, большинство реакций в них мультивариантны и не приводят к исчезновению или появлению новых фаз. Поэтому и при температурных условиях раннего высокотемпературного эпизода и позднего

низкотемпературного мы видим одну и ту же минеральную ассоциацию Hbl+Pl+Ep+Qtz+Chl+Grt+Bt. Однако состав слагающих их минералов закономерно меняется, что дает нам возможность восстановить последовательность метаморфических реакций.

(1) *Ранний высокотемпературный эпизод.* Железо-магнезиальный состав граната в его центральной части указывает на то, что впервые он появляется за счет реакции хлорита с кварцем ($\text{Chl}_{\text{Fe}} + \text{Qtz} = \text{Grt}_{\text{Fe}} + \text{H}_2\text{O}$) на прогрессивной ветви метаморфической эволюции. Его рост сопровождался увеличением температуры до пиковых значений порядка 650 °С. Эти температуры получены по гранат-биотитовой термометрии для составов центральной части гранатов и матричных биотита и роговой обманки (табл. 11, 12) и согласуются с отсутствием признаков разложения роговой обманки и образованием пироксенов (реакция $\text{Hbl} - \text{Qtz} = \text{Aug} + \text{Orx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$), которое происходит выше 660 °С [23]. Фазовые равновесия амфиболитов раннего высокотемпературного эпизода показаны на рис. 4 а.

Редкость кальцита и полное отсутствие безглиноземистого амфибола предполагают образование роговой обманки в амфиболитах в результате реакции хлорита и эпидота (рис. 4 а): $\text{Chl} + \text{Ep} + \text{Qtz} = \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$. Эта реакция может происходить только при очень высокой мольной доле воды $X_{\text{H}_2\text{O}} > 0.93$ [24] при температурах выше 420 °С для железистой области составов и 430 °С - для магнезиальной. Низкая активность CO_2 во флюиде при метаморфизме амфиболитов Тарасовских аномалий подтверждается очень редкой встречаемостью в них карбоната (кальцита).

(2) *Поздний низкотемпературный эпизод.* На диаграмме Ca-Al-(Mg, Fe) видно, что составы плагиоклаза, хлорита и краевых частей граната, обогащенных кальцием, попадают на одну линию (рис. 4 б). Это предполагает, что рост значительно обогащенных кальцием и марганцем краевых частей граната и новых зерен такого же состава происходил при более низких температурах - 430-450 °С, но уже не за счет разложения парагенезиса хлорита с кварцем, а в результате реакций с участием кальцийсодержащих фаз (эпидота и плагиоклаза): $\text{Ep} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$ и $\text{An} (\text{in Pl}) + \text{Chl} = \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$. Разложение эпидота с образованием граната происходит около 450 °С [25]. Положение линии реакции $\text{An} (\text{in Pl}) + \text{Chl} = \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$ находится в температурном интервале 465 до 500 °С [26] и слабо зависит от давления, незначительно смещаясь в низкотемпературную область при его увеличении (до 450 °С при 10 кбар). Эти данные согласуются с результатами геотермометрии второго низкотемпературного эпизода метаморфизма.

Железистые кварциты

Особенностью железистых кварцитов Тарасовских аномалий является присутствие в них мелких обломков кислых вулканических пород, имеющих микрозернистую структуру и сложенных квар-

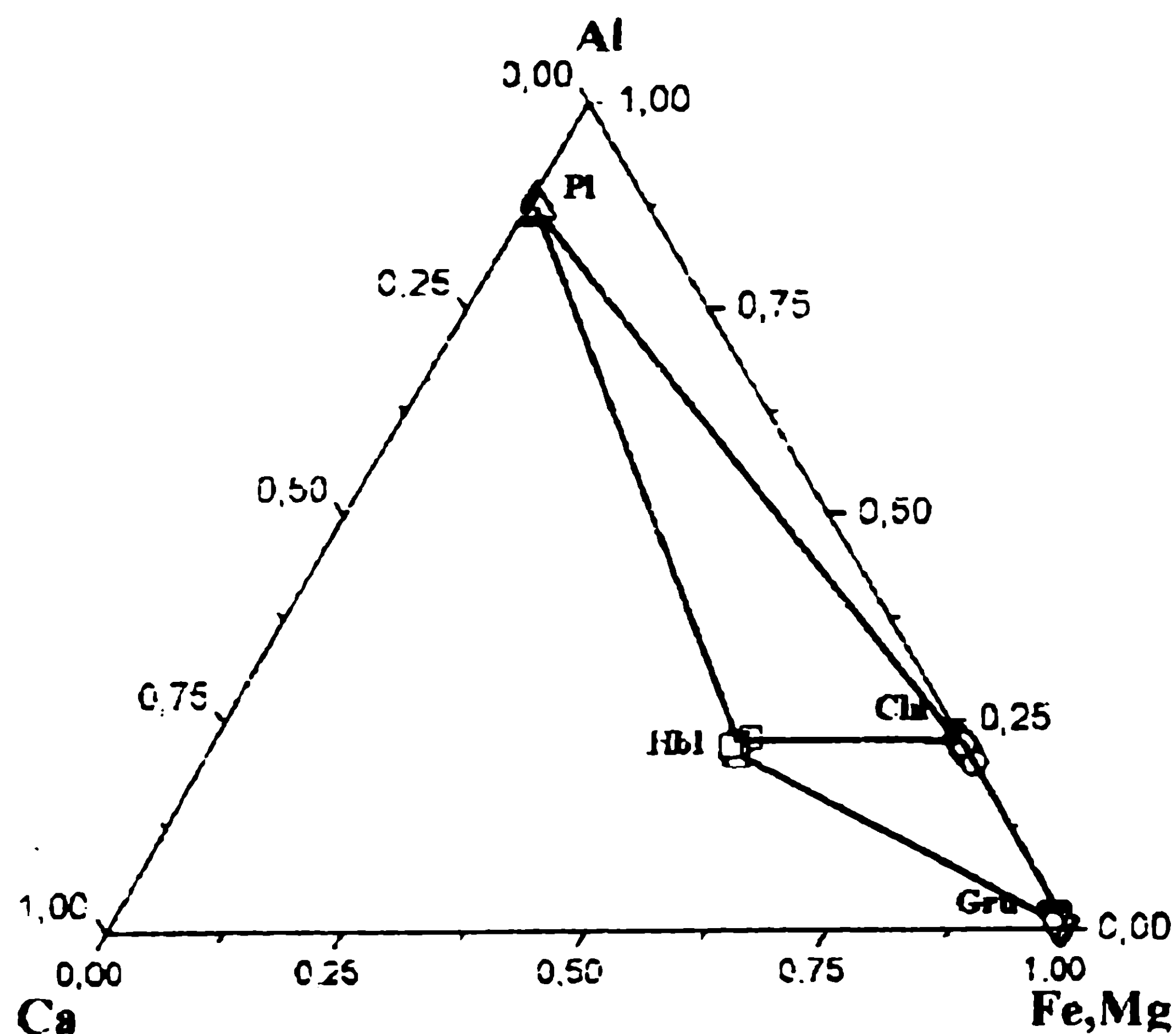


Рис. 5. Фазовые равновесия в железистых кварцитах

цем, плагиоклазом и магнетитом с хаотически распределенными в матрике лейстами хлорита. Их структурные особенности показаны на рис. 2 f, j. Несомненно, в процессе метаморфизма они были перекристаллизованы и стали частью общей метаморфической минеральной ассоциации. Таким образом, отличительной чертой изучаемых железистых кварцитов является присутствие в них плагиоклаза.

Фазовые отношения в железистых кварцитах Тарасовских аномалий показаны на рис. 5. Наиболее примечательной особенностью являются каймы и прорастания грюнерита роговой обманкой, причем собственных кристаллов она не образует. В средне- и высокотемпературных железисто-кремнистых формациях ассоциация грюнерита и роговой обманки довольно обычна, но в них эти два минерала всегда находятся в равновесных взаимоотношениях [1, 27, 28]. Нам не удалось найти в литературе описаний роговообманковых кайм, развивающихся по грюнериту, однако случаи замещения роговой обманкой грюнерита ранее наблюдались [29]. Эти структуры объяснялись одновременным образованием куммингтонита и роговой обманки в результате реакции анкерита, хлорита и граната при прогрессивном метаморфизме.

Обычными реакциями образования роговых обманок при метаморфизме известково-силикатных пород и некоторых амфиболитов являются: $\text{Act} + \text{Chl} + \text{Ab} \rightarrow \text{Hbl} + \text{H}_2\text{O}$ и $\text{Chl} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{Pl}_{\text{Ca}} \rightarrow \text{Hbl} + \text{Pl}_{\text{Ca}} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Однако в железистых кварцитах не установлены карбонаты (кальцит, анкерит-доломит) и актинолит. Как видно из рис. 5. такие каймы могли образоваться за счет реакции грюнерита и плагиоклаза с образованием роговой обманки и хлорита. Эта реакция является реакцией гидратации и, очевидно, происходила при спаде температуры: $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Ca}^{2+} (\text{в Ank, Act}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Hbl} + \text{Chl}$. Для уравнения правой и левой частей этой реакции необходимо, чтобы в левой стороне присутствовала еще одна кальцийсодержащая фаза – анкерит (кальцит)

или актинолит, которая была полностью исчерпана в результате реакции. Если это был карбонат, то приведенная реакция будет реакцией декарбонатизации. Однако, несомненно, что необычные реакционные структуры замещения роговой обманкой грюнерита в железистых кварцитах могли возникнуть, только при участии плагиоклаза, который крайне редко встречается в этом типе пород. Отметим, что ретроградные каймы роговой обманки по грюнериту в железистых кварцитах согласуются со вторым низкотемпературным эпизодом метаморфизма толщи неархейских пород.

ВЫВОДЫ

Присутствие в железистых кварцитах Тарасовских аномалий обломков вулканических пород предполагает их вулканогенно-осадочный генезис в отличие от палеопротерозойских хемогенно-осадочных железистых пород КМА. Соотношение вулканогенной и хемогенной составляющей может быть различно, но факт, что вулканогенный компонент принимал участие в седиментации железистых кварцитов Тарасовских аномалий можно считать установленным.

По минеральным парагенезисам и зональности гранатов в амфиболитах, вмещающих железистые кварциты, предполагается два эпизода метаморфизма: 1 – ранний высокотемпературный (600-650 °С) и второй низкотемпературный (450-500 °С). Давления при метаморфизме оценены 4-5 кбар. Низкотемпературный эпизод подтверждается ретроградными каймами роговой обманки по грюнериту в железистых кварцитах и оценками температур для метапелитов. Ранее при изучении пород неархейской железисто-кремнистой формации Коденцовского участка, вмещающими для которых являются глиноземистые гнейсы, были оценены параметры их метаморфизма 650 °С и 5 кбар [28], которые совпадают с параметрами метаморфизма железистых пород Тарасовских аномалий. В то же время температурные условия метаморфизма палеопротерозойской железисто-кремнистой формации западной Белгородско-Михайловской полосы, удаленной от Тарасовских аномалий всего на 20 км составляют для Михайловского месторождения – 370-520 °С [5], для Новоялтинского – 460-510 °С [30], то есть совпадают с температурным интервалом второго метаморфического эпизода железистых пород Тарасовских аномалий. Таким образом, можно полагать, что установленные два этапа метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Тарасовских аномалий значительно разорваны во времени. Первый высокотемпературный эпизод имел место в неархее, или, во всяком случае, до формирования палеопротерозойской железисто-кремнистой формации. Второй низкотемпературный эпизод был синхронным с этапом метаморфизма палеопротерозойской железисто-кремнистой формации в пределах Михайловско-Белгородской полосы.

Авторы благодарят геолога ФГУП «Юго-западгеология» В.А. Скулкова за помощь при проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (проект № 03-05-64071), Президента РФ (проект МД-248.2003.05), ФЦП «Интеграция» (проект Э0348), Минобразования России (№А03-2.13-3350).

ЛИТЕРАТУРА

1. Immege J.P., Klein C. Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron formation in South-Western Montana // Amer. Mineral. -1976. -V. 61. № 11/12. -P. 1117-1144.
2. Gole M.J. Mineralogy and petrology of very low-metamorphic grade Archaean banded iron formations. Weld Range, Western Australia // Amer. Miner. -1980. -V. 65. -P. 8-25.
3. Gole M.J., Klein C. High grade metamorphic Archaean banded iron formations, Western Australia: assemblages with coexisting pyroxenes+fayalite // Amer. Mineral. -1981. -V. 66. № 1/2. -P. 87-99.
4. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М., 1985. -196 с.
5. Савко К.А., Поскрякова М.В. Рибекит-эгирин-селадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. -2003. -Т. 11. №5. -С. 471-490.
6. 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.
7. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks: 1 Prediction of P-T-X (Fe-Mg) relations // Amer. J. of Science. -1976. -V.276, № 4. -P. 401-424.
8. Hodges K.V., Spear F.S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // Amer. Mineral. -1982. -V. 67. №. 11/12. -P. 1118-1134.
9. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks, based on experimental, theoretical and natural observations // Contrib. Mineral. Petrol. -1977. -V. 63, № 2. -P. 175-198.
10. Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V., Kotelnikov A.R., Petrik I. Comparative characteristics of the metamorphism thermodynamic regimes for rocks of the Major Caucasian range and Western Carpathian // Geologicky Zbornik - Geologica Carpatika. -1984. -V. 35, № 1. -P 105-155.
11. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат. Экспериментальные данные // Докл. АН СССР. -1981. -Т. 260. № 3. -С. 731-734.
12. 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.
13. Ravna E.K. Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos. -2000. -V. 53. -P. 265-277.
14. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. -1989. -№ 5. -С. 611-622.
15. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескаль-

- циевая система) // Докл. АН СССР. -1989. -Т. 206, № 1. -С. 173-175.
16. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // *J. Metamorphic Geol.* -1985. -V.3, №3. -P.231-243.
 17. Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // *J. Metamorphic Geol.* -1984. -V. 2, № 1. -P. 33-42.
 18. Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Гранат-плагиоклазовый геобарометр // Докл. АН СССР. -1980. -Т. 251, № 5. -С. 1216-1219.
 19. Аранович Л.Я. Биотит-гранатовые равновесия в метapelитах. I Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций // *Очерки физико-химической петрологии.* -Черноголовка, 1983. -Вып. 11. -С. 121-136.
 20. Kohn M.Y., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // *Amer. Mineral.* -1990. -V.75, № 1/2. -P. 89-96.
 21. Laird J. Phase equilibria in mafic schists from Vermont // *J. Petrol.* -1980. -V.21. -Pt.1. -P. 1-37.
 22. Laird J., Albee A.L. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont // *Amer. J. Sci.* -1981. -V. 281. -P. 127-175.
 23. Hollocher K. Prograde amphibole dehydration reactions during high-grade regional metamorphism // *Amer. Mineral.* -1991. -V. 76. -P. 956-970.
 24. Will T.M., Powell R., Holland T., Guiraud M. Calculated greenschist facies mineral equilibria in the system CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O // *Contrib. Miner. Petrol.* -1990. -V. 104. -P. 353-368.
 25. Liou J.G. Synthesis and stability relations of epidote Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂(OH) // *J. Petrol.* -1973. -V. 14. -P. 381-413.
 26. Will T., Okrusch M., Schmädicke E. et al. Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMAS) with application to metamorphic rocks from Samos, Greece // *Contrib. Miner. Petrol.* -1998. -V.132, № 1. -P.85-102.
 27. Klein C. Regional metamorphism of Proterozoic iron formations, Labrador Through, Canada // *Amer. Mineral.* -1978. -V. 63. -P. 898-912.
 28. Савко К.А. Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // *Петрология.* -1994. -Т.2, № 5. -С. 540-550.
 29. Von Blanckenburg F., Morteani G. Crystallization and deformation amphiboles, and cummingtonite-forming reactions in the greenschists of the Western Tauern Window (Eastern Alps, northeast Italy – western Austria) // *Lithos.* -1989. -V. 23. -P. 163-177.
 30. Савко К.А., Поскрякова М.В. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА // *Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология.* -2003. -№ 2. -С. 113-130.
-