

**ВЗАИМОСВЯЗЬ
ПРОЦЕССОВ
МАГМАТИЗМА,
МЕТАМОРФИЗМА
И РУДООБРАЗОВАНИЯ**

**В СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЯХ
ЮГА СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК 1988



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ
МАГМАТИЗМА,
МЕТАМОРФИЗМА
И РУДООБРАЗОВАНИЯ
В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ
ЮГА СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири: Сб. науч. тр. /АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.: Н.В.Попов (отв. ред.) и др.] Новосибирск, 1988. 146 с.

Публикуются статьи, характеризующие геологическое строение, геохимические и минералогические особенности ряда объектов Сибири и Дальнего Востока. Проведено сопоставление процессов метаморфизма и метасоматоза при контактовом метаморфизме, регионального и контактового метаморфизма. Изучены минералогия и морфология железорудных месторождений магнезиально-скарнового типа, химизм базальтоидов вулканических формаций. При обработке материала использовались как традиционные петрографические, минералогические, петрохимические и другие методики, так и новейшие методы обработки информации на ЭВМ.

Для специалистов, занимающихся вопросами магматизма, метаморфизма и рудообразования.

Редакционная коллегия

Н.В.Попов (отв. редактор), С.А.Степанов, С.В.Есин

Рецензенты

д-р геол.-мин.наук К.Б.Кепелинскас (ИГиГ СО АН СССР),
канд.геол.-мин.наук А.Б.Шепель (Сибгео Мингео СССР)

Список принятых сокращений

Анд - андалузит	Мт - магнетит
Ап - апатит	Му - мусковит
Би - биотит	Пл - плагиоклаз
Вез - везувиан	Пр - пренит
Гр - гранат	Рог - роговая обманка
Дист - дистен	Рп - ромбический пироксен
Ка - кальцит	Сил - силлиманит
Кв - кварц	Ск - скаполит
Клц - клиноцоизит	Ст - ставролит
Корд - кордиерит	Сф - сфен
Кпш - калиевый полевой шпат	Тр - тремолит
Мп - моноклинный пироксен	Турм - турмалин
	Хл - хлорит

С.В.Есин

ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ ВОСТОЧНО--СИХОТЭ--АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В последнее время публикуется много работ, в которых предпринимается попытка увязать особенности состава вулканитов с геодинамическим режимом региона и составом верхней мантии /10, 17 и др./. Наиболее актуальна эта проблема для районов, территориально тяготеющих к зоне сочленения континент-океан. Это стимулирует детальное изучение эволюционных (временных) рядов развития

состава разновозрастных вулканитов, являющейся косвенным индикатором вариаций особенностей магмогенерационных процессов.

В данной работе объектом рассмотрения указанных проблем стали кайнозойские вулканические комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Особенность региона - это прежде всего его положение как тыловой части зоны перехода континент-океан. При этом здесь в пределах ограниченного интервала времени проявляются магматические формации, являющиеся индикаторными для различных гео-

динамических обстановок: островодужной, с одной стороны, и суб-
платформенной - с другой. Кроме того, развитие совмещенных в
пространстве вулканических серий известково-щелочного, толеито-
вого и щелочно-базальтового уклонов позволяет рассматривать ре-
гион как своеобразный полигон для решения ряда проблем петро- и
магмогенеза.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс представляет
собой линейную мегаструктуру, фрагмент краевого Восточно-Азиат-
ского пояса, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и
Татарского пролива более чем на 1500 км при средней ширине 35-
40 км. Он сложен преимущественно вулканогенными образованиями,
охватывающими этап формирования от позднего мела до плейстоцена
включительно. В структурном отношении пояс приурочен к зоне кон-
трастных тектонических движений, проявившихся на стыке мезозой-
ской Сихотэ-Алинской складчатой области, воздымающейся в кайно-
зойское время и одновременно прогибающейся Япономорской впадины.
В становлении вулканогена ведущую роль играл Береговой шов - глу-
бинный разлом, отчетливо фиксирующийся геомагнитными и гравита-
ционными аномалиями.

В средней части пояса наибольшим распространением пользуют-
ся кузнецовский (палеоцен), кизинский (олигоцен-миоцен), совга-
ванский (плиоцен-плейстоцен) и ванинский (верхний плейстоцен)
комплексы. Первые два, по классификации Ю.А.Кузнецова, являются
представителями андезитовой формации орогенных областей (извест-
ково-щелочная серия), третий - к формации трапшеских молодых плат-
форм (толеитовая серия). Последний относится к щелочной оливин-
базальтовой формации континентов (щелочно-базальтовая серия).

Основной задачей настоящей работы является рассмотрение пет-
рохимических особенностей кайнозойских вулканитов Восточно-Сихо-
тэ-Алинского пояса в рамках полей их распространения.

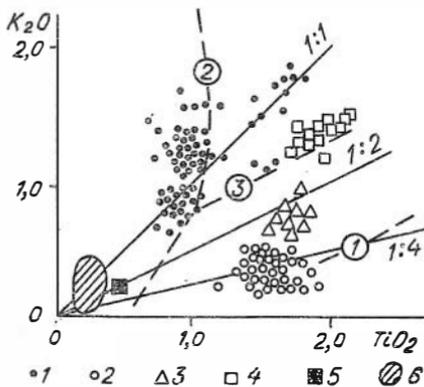
Петрохимическая характеристика вулканических комплексов

Палеоцен-миоценовые вулканиты характеризуются значительным
сходством. Они связаны с вулканической активностью аппаратов
центрального типа. Кузнецовский комплекс представлен базальт-ан-
дезит-риолитовой серией. По составу базальтоиды, согласно града-
ции Х.Куно, относятся к высокоглиноземистому типу. Около 25 % их
рассчитываются по методу CIPW как оливин-нормативные, а осталь-

ные как кварц-нормативные. Риолиты встречаются в средней части вулканогена лишь как экзотические образования, слагаая менее 3 % всех выходов пород комплекса. Кизинский комплекс имеет свои особенности. Во-первых, наиболее кислыми его дифференциатами являются только дациты. Кроме того, в составе комплекса присутствуют базальты с содержанием MgO почти в два раза выше, чем в высокоглиноземистых базальтах (см. табл. 3). Они распространены в меньшей степени, но их значение важно для понимания петрогенезиса серии. Эти породы идентичны высокомагнезильным базальтам Камчатки, Японских островов и Алеутской дуги (средний состав пород комплексов приведен в таблице I). Их тренды на известных петрохимических диаграммах соответствуют положению составов серии Каскадных гор и обнаруживают сходство с составом современных известково-щелочных серий /I3/. На диаграмме $FeO-MgO-Al_2O_3$ /2I/ они попадают в поле базальтоидов орогенов и захватывают поле спрединговых зон. В координатах TiO_2-K_2O они уверенно ложатся на тренд типично геосинклинальных базальтов (рис. I).

Рис. I. Диаграмма K_2O-TiO_2
(в мас. %):

I - базальтоиды кизинского комплекса; 2-4 - базальты совгаванского комплекса: 2 - низко-, 3 - средне- и 4 - высококальциевые; 5-6 - составы нодулей: 5 - вебстерита, 6 - шпинелевых лерцолитов. Цифры в кружках - тренды базальтов: I - океанических, 2 - континентальных, 3 - геосинклинальных /9/



Совгаванский комплекс представлен короткодифференцированным рядом толеитовых базальтов, формирующих локализованные в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена плато, и связан с проявлением трещинного типа вулканических аппаратов. Особенностью комплекса является наличие в его составе трех типов базальтов, составы которых дискретны в координатах TiO_2-K_2O (см. рис. I) и

Средние химические составы вулканитов Кузнецовского (1), Кизинского (2) и совгавачского (3) комплексов

Оксиды	Мелано-базальты		Базальты		Лейкобазальты		Анлезитобазальты		Анлезиты		Дацииты		Риолиты		
	I(2)	I(2)	2(22)	3(93)	I(16)	2(185)	I(175)	I(46)	2(201)	3(10)	I(24)	2(152)		I(13)	2(42)
SiO ₂	47,01	50,83	49,78	49,98	51,39	51,72	52,31	55,05	54,20	53,15	58,26	58,91	64,45	63,25	72,12
	0,22	0,10	1,24	0,93	1,65	1,46	1,55	2,18	1,71	1,25	1,87	1,74	2,50	1,51	4,07
TiO ₂	1,42	1,04	1,33	1,83	1,13	1,28	1,72	1,11	1,09	1,64	0,83	0,72	0,62	0,63	0,39
	0,67	0,04	0,40	0,28	0,25	0,38	0,32	0,23	0,27	0,53	0,18	0,15	0,13	0,17	0,20
Al ₂ O ₃	15,71	16,84	16,69	16,14	18,56	17,84	16,73	18,00	18,62	18,37	18,18	18,44	17,33	17,60	15,35
	2,33	0,11	1,41	0,95	1,12	0,97	0,96	1,27	1,00	0,61	1,38	0,88	1,58	0,70	1,38
Fe ₂ O ₃	5,18	4,13	3,92	4,86	4,97	4,25	4,51	4,58	4,01	5,65	4,12	3,71	3,45	3,45	1,95
	1,48	2,25	1,69	1,82	1,00	1,32	2,08	1,35	1,29	2,83	1,00	1,06	1,02	1,09	1,15
FeO	6,99	5,17	6,38	6,69	4,75	5,46	6,53	4,17	4,51	4,25	2,93	2,93	1,51	1,95	0,83
	0,41	2,08	1,84	1,66	0,93	1,32	1,52	1,35	1,08	2,70	0,85	1,02	0,52	1,06	0,56
MnO	0,19	0,19	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,18	0,15	0,10	0,14	0,12	0,11	0,11	0,06
	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,02
MgO	10,30	8,58	8,42	7,39	5,93	5,97	6,21	4,13	4,42	4,82	3,43	2,90	1,60	1,67	0,50
	0,55	1,12	1,38	0,70	0,47	0,96	0,71	0,81	0,69	0,60	0,67	0,60	0,51	0,50	0,39
CaO	8,80	8,84	8,81	8,25	8,62	8,40	7,48	7,55	7,61	7,07	6,22	6,36	4,40	4,76	2,07
	0,56	1,29	0,68	0,56	1,11	0,95	0,66	0,97	0,77	1,53	0,99	0,59	1,45	0,72	0,93
Na ₂ O	2,35	2,99	3,03	3,00	3,24	3,16	3,32	3,32	3,52	3,28	3,61	4,03	3,81	4,20	3,43
	0,66	0,02	0,55	0,41	0,74	0,46	0,45	0,65	0,42	0,26	0,66	0,42	0,44	0,46	0,70
K ₂ O	1,59	0,78	1,13	1,02	0,97	1,31	0,74	1,43	1,47	1,30	1,88	1,53	2,45	2,10	3,18
	0,27	0,01	0,35	0,54	0,69	0,43	0,55	0,57	0,47	0,86	0,93	0,44	1,29	0,63	0,58
P ₂ O ₅	0,43	0,45	0,37	0,41	0,28	0,45	0,31	0,48	0,40	0,37	0,40	0,31	0,27	0,28	0,11
	0,09	0,07	0,16	0,10	0,19	0,23	0,13	0,20	0,15	0,16	0,29	0,11	0,09	0,12	0,06

Примечание. Анализ пересчитан на сухую основу (в мас. %). Для расчета средних (над чертой) и среднеквадратичных отклонений (под чертой) использовались данные А.В.Василенко, В.К.Попова, А.А.Прусевича, а также оригинальные анализы. В скобках количество анализов.

Таблица 2

Средние составы щелочных базальтоидов
ванинского комплекса

Окислы	Щелочные базальты (I0)	Базаниты (27)	Гавайиты (II)
SiO ₂	<u>47.68</u> 0,99	<u>46.82</u> 1,10	<u>50.17</u> 0,90
TiO ₂	<u>2.29</u> 0,21	<u>2.42</u> 0,23	<u>1.87</u> 0,25
Al ₂ O ₃	<u>15.31</u> 0,65	<u>15.07</u> 0,72	<u>16.17</u> 0,66
Fe ₂ O ₃	<u>3.88</u> 1,12	<u>4.30</u> 1,29	<u>3.25</u> 0,97
FeO	<u>7.40</u> 1,20	<u>6.93</u> 1,22	<u>7.63</u> 0,90
MnO	<u>0.17</u> 0,01	<u>0.19</u> 0,02	<u>0.16</u> 0,01
MgO	<u>8.89</u> 1,43	<u>8.62</u> 1,34	<u>7.22</u> 1,59
CaO	<u>9.04</u> 0,45	<u>8.98</u> 0,46	<u>7.72</u> 0,86
Na ₂ O	<u>3.43</u> 0,37	<u>3.55</u> 0,35	<u>3.74</u> 0,45
K ₂ O	<u>1.33</u> 0,39	<u>2.49</u> 0,33	<u>1.59</u> 0,45
P ₂ O ₅	<u>0.60</u> 0,12	<u>0.64</u> 0,09	<u>0.47</u> 0,19

Примечание. Приведены данные только по Сов-
гаванскому полю. Остальные см. в табл. I.

определяются как высоко-, средне- и низкокальциевые. Подобная за-
кономерность, т.е. наличие в областях траппового вулканизма вы-
соко- и низкокальциевых толеитов, описана для траппов Декана и Си-
бирской платформы /5,12/. Низкокальциевые толеиты на известных
диаграммах /19,20,21/ попадают в поле составов MORB и ложатся
на тренд океанических базальтов /9/. Положение высококальциевых

Средние составы вулканитов кизинского и совгванского комплексов

Оксиды	I(16)	2(68)	3(16)	4(52)	5(33)	6(42)	7(67)	8(81)	9(102)	10(14)	II(13)	I2(30)	I3(43)
SiO ₂	<u>50.21</u>	<u>51.77</u>	<u>51.88</u>	<u>51.74</u>	<u>54.13</u>	<u>54.18</u>	<u>58.93</u>	<u>58.86</u>	<u>51.78</u>	<u>51.36</u>	<u>50.81</u>	<u>49.75</u>	<u>50.07</u>
	0,44	0,76	0,90	0,72	0,68	0,79	1,57	1,87	1,84	1,88	1,04	0,49	0,85
TiO ₂	<u>0.98</u>	<u>1.19</u>	<u>1.14</u>	<u>1.21</u>	<u>0.87</u>	<u>1.01</u>	<u>0.69</u>	<u>0.74</u>	<u>1.58</u>	<u>1.75</u>	<u>1.77</u>	<u>1.94</u>	<u>1.89</u>
	0,09	0,33	0,36	0,32	0,08	0,29	0,09	0,18	0,09	0,18	0,16	0,11	0,15
Al ₂ O ₃	<u>17.97</u>	<u>18.86</u>	<u>18.91</u>	<u>18.84</u>	<u>19.06</u>	<u>18.72</u>	<u>18.59</u>	<u>18.35</u>	<u>16.90</u>	<u>16.35</u>	<u>16.45</u>	<u>16.14</u>	<u>16.24</u>
	0,58	0,99	0,87	1,03	0,52	1,02	0,70	0,84	0,65	0,98	0,79	0,45	0,58
FeO*	<u>8.78</u>	<u>8.75</u>	<u>8.76</u>	<u>8.74</u>	<u>7.92</u>	<u>8.44</u>	<u>6.62</u>	<u>6.76</u>	<u>11.57</u>	<u>11.74</u>	<u>11.90</u>	<u>11.99</u>	<u>11.96</u>
	0,52	0,81	0,77	0,83	0,50	0,72	0,97	1,02	1,34	0,95	1,40	1,42	1,58
MnO	<u>0.16</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.14</u>	<u>0.17</u>	<u>0.11</u>	<u>0.13</u>	<u>0.16</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>
	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	<u>8.33</u>	<u>5.59</u>	<u>5.88</u>	<u>5.50</u>	<u>5.04</u>	<u>4.26</u>	<u>2.97</u>	<u>2.84</u>	<u>6.50</u>	<u>7.03</u>	<u>6.87</u>	<u>7.07</u>	<u>7.01</u>
	0,49	0,93	0,94	0,92	0,89	0,73	0,56	0,63	0,88	1,01	0,67	0,52	0,62
CaO	<u>9.05</u>	<u>8.53</u>	<u>8.43</u>	<u>8.56</u>	<u>7.87</u>	<u>7.57</u>	<u>6.48</u>	<u>6.27</u>	<u>7.76</u>	<u>7.53</u>	<u>7.71</u>	<u>8.13</u>	<u>8.01</u>
	0,36	0,75	0,65	0,79	0,43	0,56	0,49	0,62	0,11	0,61	0,56	0,52	0,56
Ne ₂ O	<u>3.01</u>	<u>3.42</u>	<u>3.56</u>	<u>3.38</u>	<u>3.90</u>	<u>3.57</u>	<u>4.23</u>	<u>3.87</u>	<u>3.15</u>	<u>2.96</u>	<u>2.81</u>	<u>2.90</u>	<u>2.88</u>
	0,20	0,34	0,54	0,25	0,28	0,33	0,39	0,38	0,46	0,50	0,45	0,37	0,40
K ₂ O	<u>1.20</u>	<u>1.29</u>	<u>0.88</u>	<u>1.41</u>	<u>0.83</u>	<u>1.53</u>	<u>1.15</u>	<u>1.81</u>	<u>0.33</u>	<u>0.78</u>	<u>1.13</u>	<u>1.44</u>	<u>1.35</u>
	0,14	0,29	0,10	0,20	0,12	0,24	0,16	0,25	0,11	0,06	0,10	0,07	0,17
P ₂ O ₅	<u>0.31</u>	<u>0.44</u>	<u>0.43</u>	<u>0.45</u>	<u>0.23</u>	<u>0.45</u>	<u>0.24</u>	<u>0.36</u>	<u>0.28</u>	<u>0.35</u>	<u>0.36</u>	<u>0.46</u>	<u>0.44</u>
	0,03	0,21	0,26	0,20	0,03	0,13	0,06	0,12	0,06	0,05	0,11	0,05	0,08

Примечание. См. в табл. I. FeO* = FeO + 0,9 · Fe₂O₃ (в мас. %). Кизинский комплекс (Ауканское поле): I - магнетитовые 2 - высокоглиноземистые базальты (низко-(3) и высококальциевые (4)), низко-(5) и высококальциевые (6) андезитовые базальты, низко-(7) - и высококальциевые (8) андезиты. Совгванский комплекс (Совгванское поле): 9-13 базальты и лейкократовые. Блоки на рис. 3 соответствуют номерам в таблице: KI - 7, K2 - 8, CI - 9, C2 - 10, C3 - II, C4 - 12, C3 + C4 - 13.

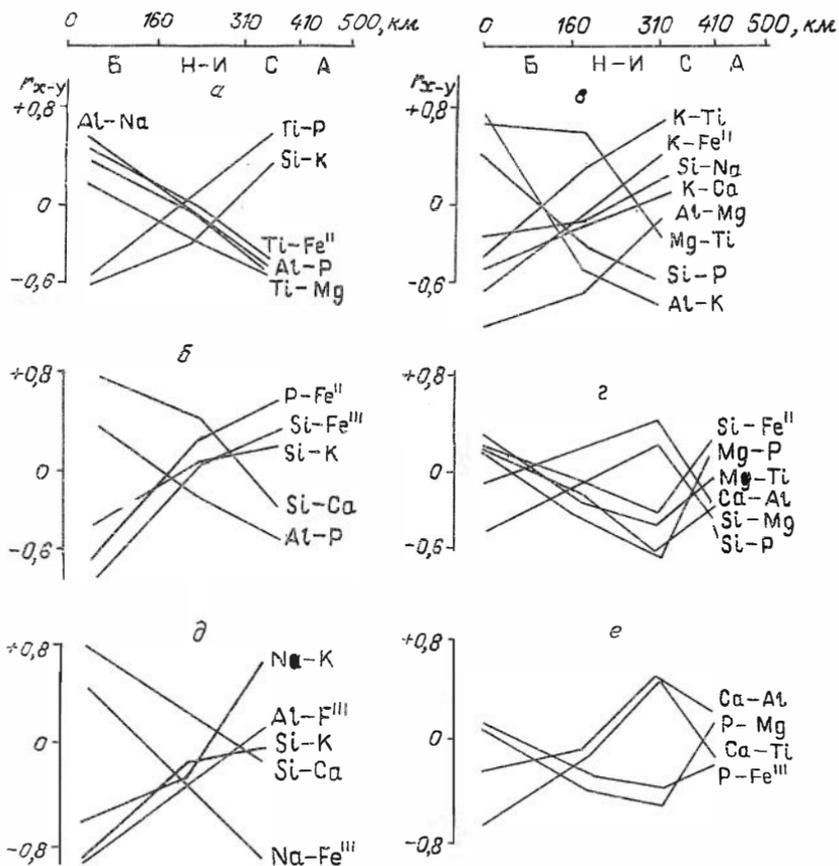


Рис.2. Характер изменчивости корреляционных связей (r_{x-y}) некоторых элементов в базальтоидах:

а-б - базальты, в-г - лейкобазальты, д-е - андезитобазальты совгаванского (а,в,д) и кизинского (б,г,е) комплексов. Поля распространения: Бикинское (Б), Нельминско-Иссиминское (Н-И), Совгаванское (С) и Ауканское (А)

базальтов соответствует тренду континентальных (см. рис. I) и неокеанических базальтов /9,19/, средние составы которых приведены в табл. I. Низкокальциевые базальты по нормативному составу отвечают кварцевым, а высококальциевые – оливиновым толеитам. От базальтов MORB низкокальциевые толеиты совгаванского комплекса отличаются более высокими содержаниями Ba, Sr и низкими Cr, V.

Историю вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса завершает в верхнем плейстоцене формирование конусов выжимания и потоков щелочных базальтов, базанитов и гавайитов (табл. 2). Граничным при разделении щелочных базальтов и базанитов является 5 %-ное содержание нормативного нефелина /16/. Щелочные базальты занимают поле на стыке щелочных базальтов, базанитов и гавайитов на классификационных диаграммах. Гавайиты ванинского комплекса попадают в поле составов типичных гавайитов. Их средние составы соответствуют аналогам Байкальской рифтовой зоны /6/. Породы комплекса отвечают натровой серии щелочных пород /16/.

Поперечная петрохимическая зональность

Характерной чертой строения Сихотэ-Алиния является наличие поперечной зональности /II и др./, впервые установленная А.А.Соловьевым и позднее развитая в работах И.И.Берсенева, Э.П.Изоха, М.П.Материкова и других. Выделены три наиболее крупных блока: Ольга-Тернейский, Самаргинско-Совгаванский и Нижнеамурский. В пределах первого превалирует кислый магматизм, который практически заканчивается в палеогене. В пределах Нижнеамурского блока совмещены липаритовый и андезитовый вулканизм поздне мелового-раннепалеогенового этапа и мощный базальт-андезитовый вулканизм эоцен-олигоцена. В Самаргинско-Совгаванском блоке преимущественно развиты поздне меловый – кайнозойский вулканизм с проявлением рассмотренных выше типов базальтоидных формаций.

Сквозные разломы, разделяющие блоки, играют роль "гигантских структурных барьеров магматизма..." /II/. Наиболее крупные из них, Бикинский и Сюркумский, пересекают границу континента и прослеживаются в виде отчетливых уступов в рельефе дна Японского моря, а Сюркумский также и в пределах Сахалина.

Ограниченный названными глубинными разломами участок Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена для удобства обработки банка соб-

ранной петрохимической информации был разбит на четыре поля: Бикинское, Нельминско-Иссиминское, Совгаванское и Ауканское.

Анализ вариаций средних составов базальтоидов, рассчитанных для выборок, характеризующих эти поля, позволяет выявить некоторые закономерности. Например, для вулканитов кизинского и совгаванского комплексов в районе Совгаванского поля характерны минимальные концентрации K_2O , повышающиеся к северу и к югу. Наиболее ярко эта тенденция проявляется для высокоглиноземистых и толеитовых базальтов, а для андезитобазальтов ослабевает. Аналогичный эффект проявляется при рассмотрении суммарных содержаний TiO_2 , K_2O и P_2O_5 , который подчеркивает усиление истощенности базальтоидов некогерентными элементами с юга, от Бикинской ослабленной зоны, к северу (табл. 3) /3/.

Таким образом, намечается устойчивое закономерное изменение составов вулканитов. Более ощутимо оно при оценке характера корреляционных связей некоторых петрогенных элементов (рис. 2), которые меняют свою направленность на диаметрально противоположную от Совгаванского поля к югу и северу. Аналогичные изменения фиксируются для комплекса коррелирующих групп элементов (табл. 4). Например, для базальтоидов совгаванского и кизинского комплексов с севера на юг идет расшатывание корреляционных связей в триаде $Ti-K-P$. Аналогично эволюционирует связь $Si-Ca-Na$. В толеитовых базальтах Совгаванского поля она достаточно сильная. В пределах Нельминско-Иссиминского поля ослабевает связь Ca и $Si-Na$, а южнее теряется также связь Si и Na .

Рассмотрение особенностей составов наиболее однородных выборок, сформированных с помощью кластер-анализа для разновозрастных вулканитов, показало, что в пределах средней части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса от Бикинского до Ауканского полей проявляется неоднородность следующего характера. Во-первых, обнаруживается дискретность в составе базальтоидов, которая выражается в наличии истощенных и неистощенных типов по содержанию TiO_2 , K_2O и P_2O_5 . Проиллюстрируем это только двумя примерами. Как подчеркивалось выше, в составе совгаванского комплекса присутствуют различные по содержанию K_2O породы (см. рис. 3,б). Средние составы по блокам с различными содержаниями K_2O приведены в таблице 2. Видно, что дискретность по K_2O подчеркивается статистическим повышением концентрации в них TiO_2 и P_2O_5 . Блок $С1$

Коррелируемые группы элементов* для базальтоидов
средней части Восточного Сихотэ-Алиня

Поле	Коррелируемые группы
Б а з а л ь т ы	
Кузнецовский комплекс	
Бикинское	<u>CaFe^р KTiNaAl MgFe^и Si</u>
Нельминско-Иссиминское	<u>AlK NaPFe^и Fe^и Ti CaMgSi</u>
Кизинский комплекс	
Бикинское	<u>Mg Fe^и NaKTi pFe^и Si CaAl</u>
Нельминско-Иссиминское	<u>Fe^и Na PTi KFe^и Al CaMgSi</u>
Совгаванское	<u>MgCa Fe^и Al KPTiNaFe^и Si</u>
Ауканское	Не рассчитывалось
Совгаванский комплекс	
Бикинское	<u>Fe^и PK NaCaAl MgFe^и Ti S^и</u>
Нельминско-Иссиминское	<u>Fe^и Al PTiK CaMgFe^и NaSi</u>
Совгаванское	<u>Fe^и AlMg Fe^и PKTi NaCaSi</u>
Л е й к о б а з а л ь т ы	
Кузнецовский комплекс	
Бикинское	<u>CaAlFe^и Fe^и PKTi NaMgSi</u>
Нельминско-Иссиминское	Не рассчитывалось
Кизинский комплекс	
Бикинское	<u>CaNa PTiMgFe^и AlK Fe^и Si</u>
Нельминско-Иссиминское	<u>Fe^и CaAl NaPKTi MgFe^и Si</u>
Совгаванское	<u>Fe^и Na PKTi CaMgFe^и AlSi</u>
Ауканское	<u>CaFe^и PKTi NaAl MgFe^и Si</u>

Поле	Коррелируемые группы
Совгаванский комплекс	
Бикинское	$\text{Fe}^{III} \text{ AlNaK} \text{ TiCaMgFe}^{II} \text{ PSi}$
Нельминско-Иссиминское	$\text{Fe}^{III} \text{ Al} \text{ CaNa} \text{ PKTiMgFe}^{II} \text{ Si}$
Совгаванское	$\text{Fe}^{III} \text{ Al} \text{ CaMg} \text{ PKTi} \text{ NaFe}^{II} \text{ Si}$
Андезитобазальты	
Кузнецовский комплекс	
Бикинское	$\text{MgCa} \text{ Fe}^{II} \text{ Fe}^{III} \text{ KNa} \text{ TiP} \text{ AlSi}$
Нельминско-Иссиминское	Не рассчитывалось
Кизинский комплекс	
Бикинское	$\text{MgCa} \text{ Fe}^{II} \text{ Fe}^{III} \text{ PTi} \text{ NaAl} \text{ KSi}$
Нельминско-Иссиминское	$\text{MgCa} \text{ Fe}^{II} \text{ Ti} \text{ PK} \text{ Fe}^{III} \text{ NaAlSi}$
Совгаванское	$\text{NaMgFe}^{II} \text{ CaAlTi} \text{ KPFe}^{III} \text{ Si}$
Ауканское	$\text{MgCaFe}^{II} \text{ Al} \text{ Fe}^{III} \text{ PKTi} \text{ NaSi}$
Совгаванский комплекс	
Бикинское	$\text{KMg} \text{ Fe}^{II} \text{ NaFe}^{III} \text{ Ti} \text{ Al} \text{ CaPSi}$
Нельминско-Иссиминское	$\text{Fe}^{II} \text{ AlTi} \text{ Ca} \text{ MgNa} \text{ PKFe}^{III} \text{ Si}$
Совгаванское	$\text{NaFe}^{II} \text{ Mg} \text{ PTiK} \text{ CaAl} \text{ Fe}^{III} \text{ Si}$

* Расчет по алгоритму В.Б.Василенко и др. /1/.

представляет истощенные толеиты, С₃ и С₄ - неистощенные, а С₂ аттестуется как промежуточные. Аналогичного типа закономерности характерны для пород кузнецовского и кизинского комплексов /3/. Причем наличие истощенных и неистощенных типов унаследуется также андезитобазальтами и андезитами (см. рис. 3,а). В них так же с ростом К₂О статистически повышается концентрация TiO₂ и P₂O₅.

В составе сформированного нами банка петрохимической ин-

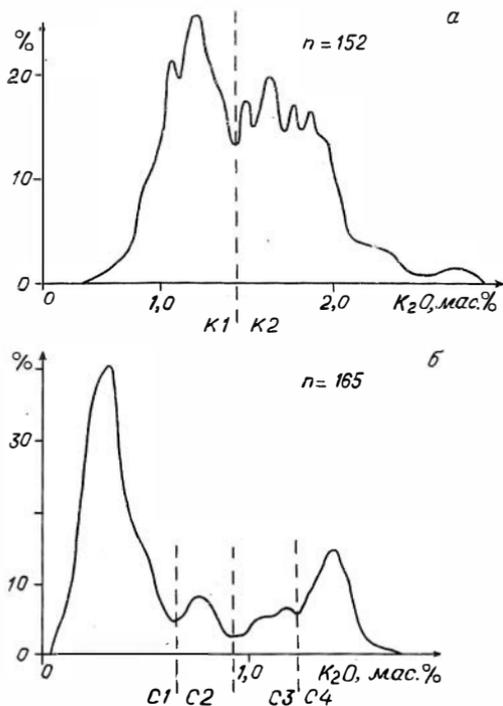


Рис.3. Характер распределения K_2O для андезитов (а) кизинского и базальтоидов (б) совгаванского комплексов. Состав блоков К1-2 и С1-4 представлен в таблице 3

формации около 35 % составляют именно истощенные базальтоиды. В группе базальтов их 29,8 %, среди лейкобазальтов - 34,7 %, а андезитобазальтов - 22,0 %. В составе кузнецовского комплекса 27 % базальтоидов обеднены TiO_2 , K_2O и P_2O_5 (среди базальтов 52 %, лейкобазальтов - 42 % и андезитобазальтов - 0 %). Кизинский комплекс содержит среди базальтов и андезитобазальтов только 11 % истощенных, а из лейкобазальтов - 43 %. Всего в составе комплекса 26 % базальтоидов обеднены некогерентными компонентами. В совгаванском комплексе их роль поднимается до 36 % (в группе базальтов 37 %, лейкобазальтов 22 % и андезитобазальтов 85 %).

Поперечная зональность наиболее отчетливо проявляется при анализе распространения этих двух групп пород. Так, в пределах Бикинского поля истощенные базальты и лейкобазальты отсутствуют, только в базальтах совгаванского комплекса их количество дос-

тигает II %. К северу в пределах Нельминско-Иссиминского поля доля их составляет уже от 7 до 33 %, а в Совгаванском поле от 46 до 62 %. По Ауканскому полю есть данные только для кизинского комплекса. Здесь среди базальтов и андезитобазальтов истощенные разности отсутствуют, а в составе группы лейкобазальтов доля их не превышает 4I %.

Таким образом, изменения состава базальтоидов Совгаванского поля на юг и север подчеркивается для вулканитов всего возрастного спектра, начиная с палеоцена (кузнецовский комплекс), заканчивая плейстоценом (совгаванский комплекс), что указывает на общую причину поперечной зональности, подготовленную, видимо, докайнозойской историей развития региона.

Обсуждение модели петро- и магмогенеза

Приведенные выше данные свидетельствуют о наличии в пределах средней части Восточного Сихота-Алиня поперечной зональности, подчеркивающей неоднородность строения мантийного субстрата, что *впрямую* влияет на характер выплавленного материала. Генеральной особенностью является возрастание роли базальтоидов, истощенных в отношении концентрации некогерентных элементов, от Бикинского разлома к северу до Совгаванского поля. Наличие дискретности в составе базальтоидов по содержанию TiO_2 , K_2O и P_2O_5 указывает на плавление двух типов исходных субстратов, неистощенного и истощенного, доля плавления последнего из них достигает максимума для Совгаванского поля.

Сходная ситуация была описана для базальтовой формации Сабби-Ривер национального парка Южный Крюгер (Южная Африка) /23/, где эффузивная толща мощностью 2500 м сложена "обогащенными" и "истощенными" базальтами. Причина бимодального распределения составов базальтов в этой работе найдена не была, но подчеркивалось их одновременное излияние.

Предположение о существовании двух типов мантийного субстрата можно рассматривать с привлечением не менее трех моделей плавления верхней мантии:

I. Модель конвективных движений в мантии уже использовалась И.Н.Говоровым с соавторами для объяснения характера распределения элементов-примесей в минералах лерцолитовых ксенолитов из щелочных базальтов /2/, которые являются наиболее моло-

дними образованиями в пределах Сихотэ-Алиня. Интерполируя эти построения на весь временной интервал развития вулканизма вплоть до границы мезозоя и кайнозоя, следует допустить, что в течение кайнозойского времени в акт плавления вовлекаются два типа субстратов, материал одного из которых поступает из более глубоких горизонтов мантии по схеме конвективной ячейки.

II. Неоднородное строение верхней мантии может быть обусловлено наличием в существенно перидотитовой мантии участков ("линз") пироксенитового состава /8,24/. При этом можно рассматривать два варианта возникновения рассмотренной выше поперечной зональности. Первый состоит в неравномерном распределении "линз" с юга на север. Второй - предусматривает различный вертикальный размах зоны плавления. Последний вариант давал бы возможность утверждать, что в пределах Бикинского поля плавится относительно узкий по вертикали участок мантии, в который почти не попадает истощенного материала. К северу зона плавления несколько шире и захват участков истощенной мантии неизбежен.

III. Наконец, допуская возможность многократного плавления в зоне магмогенерации, две последовательные порции выплавов будут иметь дискретные содержания некогерентных элементов.

В то же время необходимо отметить, что модель конвекции в верхней мантии весьма дискуссионна, так как трехмерный ее вариант достаточно надежно не реализован. Модель многократного плавления одного участка субстрата не оправдывается, так как в рамках совгаванского комплекса более ранними являются низкокальциевые толеиты, а не высококальциевые, какими должны быть начальные выплавки. Кроме того, рассмотрение различия в концентрации некогерентных компонентов в расплавах корректно при сравнении малых и больших степеней плавления, в то время как для появления толеит-базальтовой магмы требуется степень плавления 20 % /17/. В этом случае уже различия по некогерентным компонентам будут достаточно слабы.

В связи с этим для построения идеализированной схемы глубинного строения Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, которое отражает его зональность, используются результаты рассмотрения характера базальтоидов, а также некоторые экспериментальные данные. Мо-

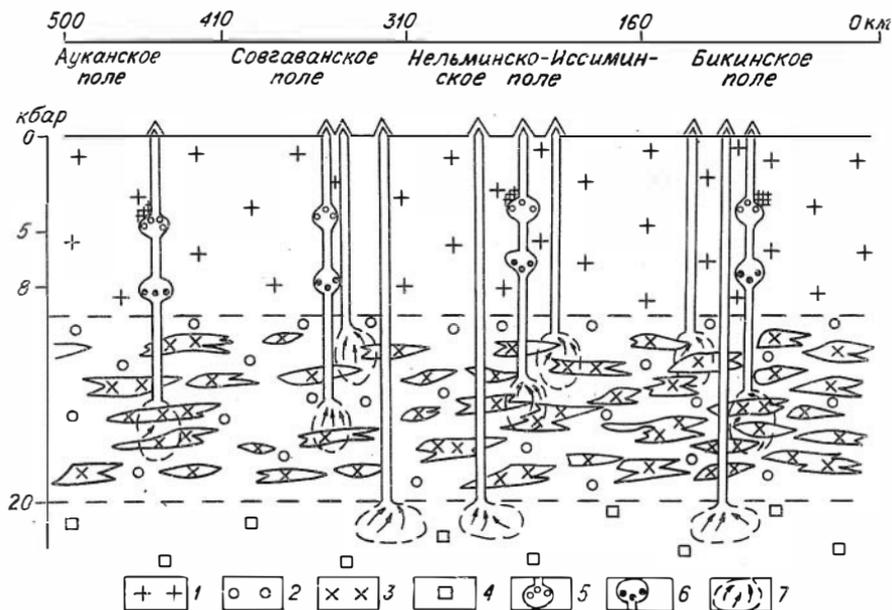


Рис. 4. Схема поперечной зональности петро- и магмогенеза в пределах средней части Восточного Сихотэ-Алиня (пояснение в тексте): I - континентальная кора; 2 - шпинель- и 4 - гранатосодержащий субстрат (лерцолитовый?) верхней мантии; 3 - линзы или участки вебстеритового материала; 5 - 6 - промежуточные коровые очаги с фракционированием плагиоклаза и оливина; 7 - зоны магмогенерации. Заштрихованы участки плавления корового вещества

дель (рис. 4) во многом сходна с приводимой для одного из районов Японии в работе /24/. Схема иллюстрирует следующие особенности магмо- и петрогенеза вулканитов.

I. Наличие в верхней мантии в зоне магмогенерации толеитовых и известково-щелочных примитивных выделок линз неистощенного материала, доля которых сокращается и достигает минимума по мере приближения к Совгаванскому полю. Вследствие этого именно здесь обнаруживается в составе базальтоидов этих серий наибольшая доля истощенных разновидностей.

2. Очаги плавления расположены на схеме согласно классическим представлениям о глубинности выплавления примитивных магм /25 и др./. В то же время следует учесть, что определенные глубины выплавления известково-щелочных высокоглиноземистых базальтов вряд ли могут быть приняты во внимание, так как есть основания считать примитивными составы, близкие к магнезиальным базальтам. Единственная пока такая оценка дает уровень 18 кбар /15/.

3. В пределах коры для известково щелочных магм определены два уровня промежуточных камер. Одна на уровне 25-30 км, где согласно оценкам, основанным на экспериментальных данных и минералогических особенностях вулканитов, предполагается субмоноктетическое фракционирование оливина в условиях открытой системы при $f_{O_2} \approx NNO$, что приводит к появлению магнезиального остатка (магнезиальный базальт) и высокоглиноземистого базальтового расплава. Вторая промежуточная камера находится на глубине 17 км. Здесь фракционирование плагиоклаза и титаномagnesита при $f_{O_2} > NNO$ и $H_2O \approx 2$ мас. % контролирует формирование дифференцированной известково-щелочной серии. Для появления риолитов, которые по критерию В.А.Кутюлина /7/, не могут рассматриваться как дифференциаты базальтоидной магмы, предполагается коровое плавление пород рамы в апикальной части камеры.

Отсутствие промежуточных очагов для магм толеитовой и щелочно-базальтовой серий подчеркивается не дифференцированным составом базальтоидов. Только для гавайитов возможно участие высокобарического фракционирования минералов мегакристовой ассоциации (К -анортклаз, Al -авгит, пикроильменит, шпинель), но по современным представлениям, этот процесс реализуется на уровне зон магмогенерации.

4. Положение очага магмогенерации для щелочных базальтоидов обосновывается по результатам оценки давления на основе состава минеральных парагенезисов ультраосновных нодулей. Это позволило определить, что минералы шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов и базанитов Совгаванского плато соответствуют равновесиям для значительного интервала глубинности, от 12 до 20 кбар. Кроме того, признаков температурных преобразований нодулей, т.е. повышенных расчетных температур равновесий, не об-

наружено. Поэтому очевидно, что вмещающие их породы генетически не связаны с этим типом нодулей, а выплавились на более глубоких участках верхней мантии. При этом выплавки при подъеме с высокими скоростями опробовали некоторый участок верхней мантии.

Таким образом, положение зоны магмогенерации щелочных базальтоидов оцениваются как более глубинные, чем граница гранат- и шпинельсодержащих фаций мантии. В то же время отсутствие гранатсодержащих ксенолитов не позволяет пока предположить возможность более глубинного плавления.

5. Механизм магмогенерации "истощенных" и "неистощенных" базальтов можно представить следующим. Вовлечение в плавление последовательно двух типов субстратов при возможном смешении дискретных по составу, а прежде всего по концентрации в них некогерентных компонентов, выплавки может обеспечить особенности состава базальтоидов известково-щелочной и толеитовой серий. Не исключается также некоторое одновременное плавление двух субстратов. Этот механизм можно аттестовать как механизм плавающей зоны магмогенерации, который может быть как восходящий, так и нисходящий.

Возможны и другие предположения. Например, частичное плавление мантийного плюма, состоящего из примитивной мантии, астеносферы и океанической коры /14/. В зависимости от степени смешения деплетированных мантийных составов с "плюмовыми" расплавами появляются истощенные или неистощенные продукты.

В качестве истощенного и неистощенного материалов в представленной схеме (см. рис. 4) нами предполагаются составы ультраосновных нодулей, которые обнаружены в базанитах и щелочных базальтах Совгаванского плато /4/. Возможность участия вебстеритов (табл. 5) в составе верхней мантии рассматривалась неоднократно /8,18,24/.

В то же время, если для K_2O различия в истощенных и неистощенных базальтоидах достаточно резкие, то по TiO_2 и P_2O_5 они лишь статические. Это объясняется особенностями поведения данных компонентов. В ультраосновных нодулях концентрация P_2O_5 низка при условии не метасоматизированной мантии и составляет менее 0,1 мас.%. Отсюда ярко выраженной тенденции обогащения P_2O_5 в базальтоидах ожидать трудно, особенно из-за разбавления выплавки другими петрогенными компонентами. K_2O и TiO_2

Средние составы и элементы-примеси
в ксенолитах шпинелевых лерцолитов (1) и вебстеритов (2)
из щелочных базальтоидов Совгаванского плато

Оксиды	1(30)	2(1)	Элементы	1(30)	2(1)
SiO ₂	<u>44,71</u> 0,59	46,90	V	<u>59</u> 17	180
TiO ₂	<u>0,13</u> 0,05	0,35	Co	<u>102</u> 7	60
Al ₂ O ₃	<u>3,40</u> 0,83	5,20	Ni	<u>1947</u> 224	1000
FeO*	<u>9,57</u> 0,46	7,23	Cu	<u>23</u> 7	20
MnO	<u>0,15</u> 0,03	0,12	Cr	<u>1410</u> 183	1900
MgO	<u>39,38</u> 2,33	26,12	Li	<u>12</u> 3	15
CaO	<u>2,27</u> 0,82	12,87	Sr	<u>32</u> 12	114
Na ₂ O	<u>0,24</u> 0,11	0,60	Ba	<u>78</u> 75	70
K ₂ O	<u>0,13</u> 0,09	0,15	Rb	<u>12</u> 7	4
P ₂ O ₅	<u>0,03</u> 0,03	0,04			

Примечание. Силикатные анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик И.М.Фоминых), определение элементов-примесей атомно-адсорбционным методом, там же (аналитик Н.Я.Аксенова). Оксиды в мас.%, элементы в г/т. См. в табл.1 и 3.

содержатся в мантийном материале примерно в равных количествах, но титан, некогерентный для мантийного ультраосновного парагенезиса, становится когерентным для базальтоидных выплавов. Это фиксируется как для высокобарической обстановки, вхождением в состав мегакристов Al - авгита и пикроильменита, так и в менее

глубинных условиях фиксированием в пироксенах, титаномагнетите и ильмените. Таким образом, возможность фракционирования Ti на всех уровнях существования базальтоидных расплавов приводит к искажению первичных соотношений Ti, K и P в мантии. В связи с этим индикатором истощенности мантийного субстрата в выплавках будет выступать только K, который остается некогерентным даже в поздних дифференциатах серий (например, в дацитах).

В целом же совместное поведение Ti, K и P определяется особенностями процесса магмогенерации, так как в процедуру плавления материала мантии, в первую очередь, вовлекаются интерстициальное пленочное вещество, сконцентрированное в поверхностной пленке зерен и обогащенное перечисленными выше компонентами. Оно представляет собой адсорбент неполно скоординированных в кристаллической решетке атомов металлов /22/.

Наконец, рассматривая временную эволюцию характера вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня в кайнозойское время можно констатировать следующее. В палеоцен-миоценовое время зоны магмогенерации в верхней мантии имеют линейный характер и контролируются глубинными (шовными) разломами, подчеркивающими структуру пояса. Это проявляется в вулканической активности региона на всем протяжении пояса от Бикинского поля на юге до Нижнего Приамурья на севере. В плиоцен-плейстоценовое время зоны магмогенерации имеют уже локальную форму и отражают очаговый характер активизации мантийного субстрата на фоне затухания деятельности глубинных линейных разломов. Этому процессу обязано формирование в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса отдельных вулканических плато, сложенных толеитовыми базальтами. В дальнейшем уровень плавления снижается до глубин 70-90 км, т.е. на уровень границы шпинель- и гранатсодержащих фаций верхней мантии, что обусловило низкие степени плавления субстрата и генерацию щелочно-базальтоидных выплавков.

В заключение необходимо отметить, что временной ряд вулканических серий рассматриваемого региона: известково-щелочная - толеитовая - щелочно-базальтовая - отличаются от типичных для рифтогенного и островодужного геодинамических режимов, поэтому специфику вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса можно связывать с режимом континентальной окраины в тыловой части зоны сочленения континент-океан.

В то же время особенности химизма вулканитов серий, рассмотренные в настоящей работе, могут иметь значительно более широкое распространение и проявляться в различных геодинамических обстановках. Учет их необходим, так как он позволяет производить оценку особенностей строения зон магмогенерации в пределах верхней мантии.

Литература

1. Василенко В.Б., Холодова Л.Д., Блинчик Т.М. Математическая статистика. Проблемы, алгоритмы, программы. Новосибирск:Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. 133 с. (Петрохимия).

2. Говоров И.Н., Голубев Э.Д., Денисов Е.П. Геохимия глубинных ксенолитов и конвекции в верхней мантии Сихотэ-Алиньской складчатой области //Международный геологический конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия. Минералогия. Петрология. М., 1976. С.128-135.

3. Есин С.В. Сравнительная петрохимическая характеристика кайнозойских базальтоидов средней части Восточного Сихотэ-Алиня //Геология и геофизика. 1988. № 7. С.44-52.

4. Есин С.В., Прусевич А.А., Ащепков И.В. Вкрапленники и ксенолиты в щелочных базальтах Совгаванского плато(Восточный Сихотэ-Алинь)//Геология и геофизика активизированных областей Восточной Сибири. Иркутск, 1988. С.24-25.

5. Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. О низкокалийевых базальтах из траппов Сибирской платформы и Декана /Докл. АН СССР. Т. 298, № 1. С. 199-203.

6. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблема глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука 1979. 197 с.

7. Кутолин В.А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей //Геология и геофизика. 1964, № 2. С. 74-81.

8. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

9. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 168 с.

10. Рассказов С.В. О пространственной изменчивости состава позднекайнозойских вулканитов Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1986. Т. 291, № 4, С.950-952.

11. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой / Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. - М.: Недра, 1969. 264 с.

12. Alexander P.O. Petrogenesis of low potashic quartz normative Deccan tholeiites // J. Geol. Soc. India. 1980, Vol. 21. P.261-272.

13. Brown G.C. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs // Andesites, orogenic andesites and related rocks, Chichester. Wiley & Sons: 1982. P. 437-461.

14. Feigenson M.D. Constraints on the origin of Hawaiian lavas // J. Geophys. Res. 1986, Vol. B91, N 9. P. 9383-9393.

15. Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S. The origin of island arc high-alumina basalts // Contr. Miner. Petrol. 1987, Vol. 97, N 3. P. 417-430.

16. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 5. P. 523-548.

17. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987, Vol. B92, N 8. P.8089-8115.

18. Kuo L.C. The kinetics of crystal dissolution in igneous system // 14-th Gen.Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13-18 July, 1986. Abstr. Program. Washington, D.C., 1986. P. 146-147.

19. Mullen E. MnO, TiO₂, P₂O₅; a major elements discriminant for basaltic rocks of ocean environment and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983, Vol. 65, N 1. P. 41-58.

20. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The TiO₂ - K₂O-P₂O₅ diagram: A method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1975, Vol. 24, N 4. P. 419-426.

21. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of

basic and intermediate volcanic rocks //Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36, N 1. P. 121-132.

22. Suzuki K. Grain-boundary enrichment of incompatible elements in some mantle peridotites //Chem. Geol. 1987. Vol. 63, N 3-4. P. 319-334.

23. Sweeney R.I. Geology of the Sabie River basalt Formation in the southern Kruger National Park //Koedoe. 1986, Vol. 29. P. 105-106.

24. Takahashi E. Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese islands arcs //Bull. Volcan. 1978, Vol. 41, N 4. P. 529-547.

25. Tatsumi Y., Kushiro J. Origin of subduction zone magmas: experimental approach //14-th Gen. Meet. Int. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13-18 July, 1986 Abstr. Program. Washington, D.C., 1986. P. 247.

С.А.Степанов

МИНЕРАЛОГИЯ И P-T-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РОГОВИКОВ
В ПРЕДЕЛАХ БАЗЫБАЙСКОГО ВЫСТУПА (Восточные Саяны)

Базыбайский выступ находится в районе среднего течения р. Казыр. Слагающие его метаморфические породы представляют большой практический интерес. В 1968-1971 гг. здесь обнаружены силиманитсодержащие руды, которые рассматриваются в качестве возможного источника сырья для алюминиевой, огнеупорной, керамической промышленности. Особенности метаморфизма района нами обсуждались ранее /5/. В данной работе приводятся результаты парагенетического изучения роговиков и пород в непосредственном сочленении с ними, рассматриваются химические составы минералов, делаются оценки термодинамических параметров образования роговиков.

Базыбайская глыба (выступ) расположена на западе Восточного Саяна в пределах Кизирской тектонической зоны, которая проходит по южной границе Восточно-Саянского антиклинория и разделяет разновозрастные складчатые системы Восточных Саян и Тувы. В структурном отношении глыба представляет выступ фундамента каледонид Алтае-Саянской складчатой области. С окружающими ее толщами нижнего палеозоя, кембрия и девона контактирует по разломам, вдоль которых в северной части обнаружены диафториты.

Выступ сложен метаморфическими породами одноименной серии докембрийского возраста. Преобладающими среди пород являются метапелиты и metabазиты; карбонаты-мраморы, гранитогнейсы, кварциты пользуются подчиненным распространением. В центральной части района метаморфиты прорываются нижнепалеозойскими интрузивами диоритов, габбро-диоритов булжинского и верхнекембрийскими гранитоидами ольховского комплексов. В пределах выступа закартированы андалузитовая и силлиманитовая зоны регионального метаморфизма, зона роговиков и зона диафторитов. Региональный метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений, контактовый - амфиболитовой фации пониженных давлений, диафториты отвечают фации зеленых сланцев.

Контактный метаморфизм обусловлен термическим воздействием интрузий ольховского и булжинского комплексов и наложился на породы регионального метаморфизма. Роговики оконтуривают выходы наиболее крупных тел гранитоидов и диоритов, ширина их не превышает 500 м, но в некоторых участках достигает 1000-1500 м.

С точки зрения выяснения условий метаморфизма наиболее информативными являются метапелиты. Они представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, силлиманитовыми, ставролитовыми сланцами и гранат-кордиеритовыми гнейсами, парагенезисы которых приведены в табл. I. Среди них, в первую очередь, представляют интерес, биотит-гранатовые, ставролитовые, силлиманитовые сланцы и гранат-кордиеритовые гнейсы. Все эти разновидности закартированы в междуречье Соболинка-Верхний Китат (рис. I).

Биотит-гранатовые сланцы встречаются на территории всего выступа, имеют мощность от 200-500 м до нескольких километров, часто переслаиваются с пачками амфиболитов, биотит-роговообманковых и куммингтонитовых сланцев. Выделяется двенадцать типов ас-

Типы парагенезисов метapelитов Базыбайского выступа
(± Рудн±Ап±Турм)

Парагенезис	Парагенезис
Ставролитовые сланцы	Кв+Пл+Би+Анд+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Сил+Ст+Корд+Гр	Кв+Пл+Му+Сил+Гр
Кв+Пл+Ст+Би+Сил+Корд+Гр	Кв+Пл+Би+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Анд+Ст+Гр	Гранат-кордиеритовые гнейсы
Кв+Пл+Му+Би+Корд+Ст+Гр	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Кпш+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Сил+Ст+Гр	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Ст	Кв+Пл+Би+Корд+Сил+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
Кв+Пл+Би+Сил+Ст+Гр	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
Кв+Пл+Му+Би+Ст	Силлиманитовые сланцы
Кв+Пл+Би+Ст+Гр	(±Пирит±Рут)
Кв+Пл+Би+Корд+Ст	Кв+Пл+Му+Сил
Кв+Пл+Би+Ст	Кв+Пл+Би+Сил
Биотит-гранатовые сланцы	Кв+Му+Би+Сил
Кв+Пл+Му+Би+Сил+Кпш+Гр	Кв+Му+Сил+Анд
Кв+Пл+Му+Би+Сил+Анд+Гр	Кв+Пл+Сил
Кв+Пл+Му+Би+Сил+Гр	Кв+Му+Сил
Кв+Пл+Му+Би+Кпш+Гр	Кв+Би+Сил
Кв+Пл+Му+Би+Анд+Гр	Кв+Сил
Кв+Пл+Би+Сил+Анд+Гр	Биотитовые сланцы
Кв+Пл+Му+Би+Гр	Кв+Пл+Му+Би
Кв+Пл+Би+Сил+Гр	Кв+Пл+Би+Кпш
Кв+Пл+Би+Кпш+Гр	Кв+Пл+Би

социаций (см. табл. I). Сланцы состоят, %: кварц 15–40, плагиоклаз 10–35, биотит 25–50, гранат 3–10. Отмечены разности с мусковитом, силлиманитом, калиевым полевым шпатом и андалузитом. В зоне роговиков наиболее интересным и являются парагенезисы: Кв+Пл+Му+Би+Сил+Кпш+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Сил+Анд+Гр, Кв+Пл+Би+Сил+Анд+Гр.

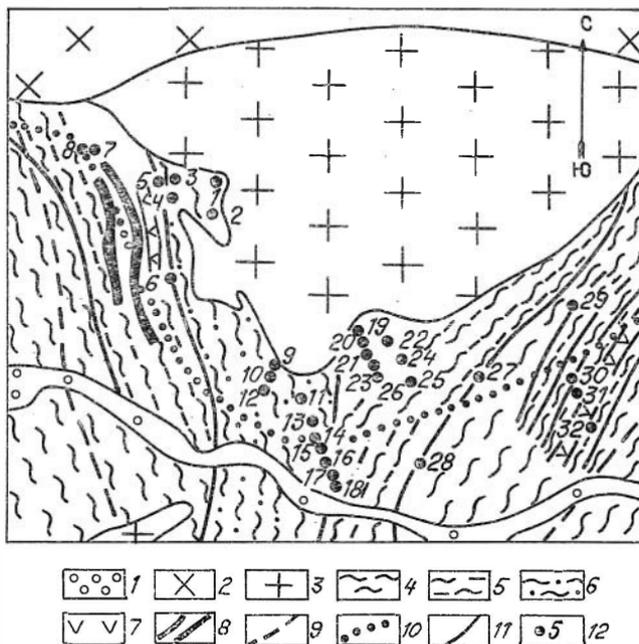


Рис. I. Схематическая карта участка междуречья Соболинка-Верхний Китат (Базыбайский выступ, Восточные Саяны): I - четвертичные отложения; 2 - диориты; 3 - гранитоиды, граниты, плагиограниты; 4-7 - сланцы: 4 - биотитовые, 5 - биотит-гранатовые, 6 - гранат-ставролитовые, 7 - роговообманковые и биотит-роговообманковые; 8 - тела кварц-силлиманитовых руд. Изограды: 9 - силлиманита; 10 - парагенезиса Кв+Гр+Корд+Сил; 11 - геологические границы; 12 - точка отбора и номера образцов

Биотит коричневый до светло-коричневого, размер чешуек 0,5-3 мм. Нередко по нему развивается хлорит, отмечаются сагенитовые решетки. Железистость варьирует от 40,96 до 59,96 %.

Гранаты имеют размер 0,1-3,0 мм, причем по мере приближения к контакту с диоритами и гранитоидами наблюдается увеличение диаметра кристаллов. Монокристаллы в большинстве случаев оптически зональные, их центральные части содержат включения кварца,

биотита, плагиоклаза. Изучение гранатов на микрозонде показало, что все они неоднородны по химическому составу. Выделяется три типа зональности – прогрессивная, регрессивная и сложная. Железистость колеблется в пределах 77–93 %.

Андалузит встречается редко, преимущественно в контактовых ореолах. В шлифе бесцветный, иногда имеет пятнистую окраску. Представлен зернами неправильной формы. Спайность не отмечена, сильно изменен.

Ставролитовые сланцы обнажаются только в междуречье Соболинка–Верхний Китат и представляют собой горизонт меридионального простирания мощностью 2000–2500 м. Их минеральные ассоциации отличаются большим разнообразием. Выделено двенадцать типов парагенезисов (см. табл. I). Кварц и плагиоклаз в сумме составляют 30–50 %, содержание биотита доходит до 40 %, граната 5–15 %, ставролита 5–20 %. Мусковит, кордиерит, силлиманит и андалузит присутствуют в незначительных количествах. В контактовом ореоле наиболее информативными являются парагенезисы: Кв + Пл+Му+Би+Сил+Корд+Ст+Гр, Кв+Пл+Би+Ст+Сил+Корд+Гр, Кв+Пл+Му+Би + Корд+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Ст.

Ставролит в шлифах плеохроирует в золотисто-желтых тонах. Диаметр зерен 0,5–1,0 мм, в зоне роговиков отдельные кристаллы достигают до 3–5 мм в поперечнике и 20 мм в длину. Они выделяются в виде порфириобласт на фоне основной мелкозернистой массы и придают породам своеобразную пятнистую текстуру. Железистость составляет 79–82 %.

Гранаты имеют размер кристаллов 0,5–3,0 мм, вблизи контакта с гранитоидами – до 5 мм. Железистость изменяется в пределах 84–90 %.

Силлиманитовые сланцы Базыбайского выступа представляют практический интерес как перспективный источник сырья для высокоглиноземистой и огнеупорной промышленности /2/. Они представлены двумя крупными телами мощностью 100–200 м и рядом мелких прослоев и линз. В междуречье Соболинка–Верхний Китат сланцы обнажаются в виде двух пластообразных тел мощностью 5–25 м, прослеженных по простиранию до 2000 м. Рудные тела находятся в пределах силлиманитовой зоны и в большинстве случаев не подвержены термическому воздействию гранитов и диоритов. Наложение контактового метаморфизма должно приводить к их дополнительному обога-

щению за счет реакций разложения мусковита и ставролита. Состав силлиманитовых сланцев, % : кварц 65-90, силлиманит 10-35, пирит до 5, рутил, плагиоклаз, андалузит и слюды - в незначительных количествах.

Силлиманит представлен преимущественно спутанно-волокнутой разностью - фибролитом, очень редко встречаются в виде призматических кристаллов диаметром 1-2 мм.

Гранат-кордиеритовые гнейсы пространственно приурочены к контактам с интрузивными массивами гранитов и диоритов. Представлены согласными телами мощностью до первых десятков метров, по простиранию не выдержаны. Они имеют массивную текстуру, иногда пятнистую за счет обособлений кордиеритов. От биотит-гранатовых и ставролитовых сланцев отличаются присутствием кордиерита в количестве 5-15 %. Гнейсы описываются пятью типами минеральных ассоциаций (см. табл. I). Наибольший интерес представляют парагenezисы с Кв+Корд+Сил+Гр.

Кордиерит визуально не различим в породе. В шлифах диагностируется по лимонно-желтым плеохроическим дворикам вокруг включений. Представлен зернами неправильной формы. Спайность и двойники не отмечены. Обычно сильно изменены, продукты замещения представлены пинитом. Железистость кордиеритов 44-49 %.

Методика исследования

Изучение особенностей составов сосуществующих Fe-Mg-минералов имеет важное значение для определения P-T-параметров минералообразования. В настоящее время теоретически обоснованы и эмпирически установлены закономерности изменения составов железомagneзиальных силикатов, находящихся в равновесии, от P-T-условий метаморфизма. В породах выступа происходит перераспределение железа и магния между гранатами, кордиеритами, ставролитами, биотитами. Поэтому особое внимание уделено исследованию минералов сосуществующих в одном образце. В образцах метapelитов, отобранных на разном расстоянии от контактов с гранитами и диоритами, методом детального микронзондового исследования изучены химические составы гранатов, биотитов, ставролитов, кордиеритов. В трех образцах проанализированы сосуществующие кордиериты, гранаты, биотиты, в восьми - ставролиты, гранаты, биотиты, в одиннадцати -

Таблица 2

Составы кордиеритов и ассоциирующих с ними гранатов и биогитов

Окислы	Обр. 2				Обр. 5				Обр. 7					
	Корд	Гр		Би	Корд	Гр		Би	Корд	Гр		Би ₁	Би ₂	Би ₃
		центр	край			центр	край			центр	край			
SiO ₂	47,74	н.о.	н.о.	33,62	48,24	37,52	37,56	33,97	47,85	н.о.	н.о.	33,77	31,95	32,21
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	2,39	н.о.	н.о.	н.о.	2,86	н.о.	н.о.	н.о.	4,14	4,38	4,36
Al ₂ O ₃	32,42	н.о.	н.о.	19,61	32,29	21,13	21,00	19,63	32,23	н.о.	н.о.	18,86	19,03	18,89
FeO	10,28	30,37	33,29	20,26	9,68	33,62	35,46	19,42	11,30	32,92	35,14	19,60	20,29	20,68
MnO	0,04	4,83	2,65	0,03	0,17	3,27	2,18	0,09	0,05	3,21	0,96	0,03	0,04	0,02
MgO	7,31	2,75	2,75	8,42	7,32	3,39	3,23	8,41	6,54	3,56	3,56	8,58	8,65	8,34
CaO	н.о.	2,35	1,30	н.о.	н.о.	1,77	1,24	н.о.	н.о.	1,12	1,40	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0,07	н.о.	н.о.	0,33	0,24	н.о.	н.о.	0,34	0,11	н.о.	н.о.	0,12	0,11	0,11
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	8,85	н.о.	н.о.	н.о.	8,33	н.о.	н.о.	н.о.	9,54	9,50	9,46
Сумма	97,86	ч.а.	ч.а.	93,51	97,94	100,70	100,67	93,05	98,08	ч.а.	ч.а.	94,64	93,95	94,07
F	43,80	86,11	87,17	57,45	43,20	84,77	86,03	56,44	49,00	83,84	84,71	56,18	56,83	56,18

Примечание. Парагенезис: обр. 2 - Кв+Пл+Му+Би+Корд+Ст+Сил+Гр; обр. 5 - Кв+Пл+Би+Корд+Сил+Гр;
 обр. 7 - Кв+Пл+Би+Корд+Сил+Гр; здесь и далее н.о. - не определялось; ч.а. - частичный анализ.

Составы славролитов и ассоциирующих с ними гранатов и биотитов

Окислы	Обр. 9										Обр. 10			
	Ст		Гр		Би I	Би 2	Ст							
	центр	край	центр	край			центр	край I	край 2	край 3	край 4			
SiO ₂	27,97	27,89	н.о.	н.о.	33,89	34,01	28,14	28,00	27,81	28,04	28,00	н.о.	н.о.	
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3,07	1,56	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Al ₂ O ₃	55,08	54,45	н.о.	н.о.	19,96	20,15	54,63	54,29	54,36	55,26	54,69	н.о.	н.о.	
FeO	13,93	14,05	29,55	35,77	18,77	17,66	13,54	13,78	13,88	14,29	14,23	н.о.	н.о.	
MnO	0,11	0,10	5,50	1,86	0,04	0,05	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08	н.о.	н.о.	
MgO	1,90	1,89	2,07	3,06	8,85	12,47	1,65	1,70	1,87	1,79	1,83	н.о.	н.о.	
CaO	0,08	0,05	3,85	1,18	н.о.	н.о.	0,03	0,08	0,09	0,09	0,09	н.о.	н.о.	
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	0,43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,93	8,63	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
ZnO	0,08	0,10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,13	0,15	0,18	0,15	0,14	н.о.	н.о.	
Сумма	99,15	98,53	ч.а.	ч.а.	93,87	94,96	98,39	98,08	98,28	99,71	99,05	н.о.	н.о.	
F	80,45	80,66	88,90	86,77	54,34	44,28	80,59	82,03	80,64	81,76	81,36	н.о.	н.о.	

Обр. 10

Оксиды	Гр1		Гр2		Гр3	Гр4	Гр5*		Гр6*		Гр7*	
	центр	край	центр	край			центр	край	центр	край	центр	край
	SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37,4I	36,90	37,93	37,88	37,87	37,94	38,II
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	0,05	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22,08	2I,92	2I,19	2I,15	2I,15	2I,50	2I,28	2I,16
FeO	33,02	35,96	34,0I	35,48	36,3I	36,48	36,59	36,78	34,7I	36,60	35,80	37,14
MnO	3,96	I,34	2,II	I,48	I,17	I,40	I,10	I,25	2,13	I,27	I,25	I,24
MgO	2,50	3,10	3,48	3,07	3,49	3,20	3,87	3,26	3,47	3,4I	3,86	3,52
CaO	2,37	I,13	I,68	I,26	н.о.	н.о.	0,90	I,28	I,58	I,19	I,29	0,63
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,02	0,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,0I	0,0I	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ZnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,0I	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
Сумма	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	100,53	99,98	10I,59	10I,60	100,95	10I,9I	10I,6I	10I,30
F	88,II	86,68	84,58	86,64	85,38	86,48	84,14	86,36	84,88	85,76	83,88	85,55

* Гранатовые включения в ставролите.

Оксиды	Обр. II										
	БгI		Бг2		Ст		ГрI		Гр2		
	БгI	Бг2	центр	край	центр	край	центр	край	Гр2	БгI	Бг2
SiO ₂	34,83	33,69	27,7	27,78	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37,18	34,47	33,70
TiO ₂	1,63	1,78	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	1,74	1,85
Al ₂ O ₃	20,03	19,88	54,27	54,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	21,95	19,83	20,24
FeO	17,84	18,59	14,03	14,27	33,74	35,71	33,74	35,71	35,22	19,12	18,52
MnO	0,02	0,03	0,09	0,09	2,21	1,72	2,21	1,72	1,64	0,01	0,01
MgO	10,43	11,83	1,82	1,72	3,34	3,03	3,34	3,03	2,86	10,12	11,42
CaO	н.о.	н.о.	0,05	0,04	2,12	1,25	2,12	1,25	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0,49	0,52	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,01	0,28	0,29
K ₂ O	8,40	8,67	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,00	8,63	8,82
ZnO	н.о.	н.о.	0,07	0,09	н.о.						
Сумма	93,67	94,99	98,03	98,01	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	98,97	94,20	94,85
F	48,98	46,86	81,22	82,32	85,00	86,87	85,00	86,87	87,36	51,46	47,65

Обр. I3												Обр. I4								
	Ст				Гр ₁				Гр ₂				Бл ₁	Бл ₂	Ст		Гр			
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край			центр	край	центр	край	центр	край
TiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	I,72	I,64	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
Al ₂ O ₃	55,00	55,35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	19,84	20,04	55,36	56,14	н.о.	н.о.		
FeO	13,78	13,69	33,80	35,53	33,74	35,8I	33,74	35,8I	33,74	35,8I	33,74	35,8I	18,1I	17,76	13,99	14,06	35,02	36,38		
MnO	0,1I	0,1I	3,65	1,58	3,90	1,8I	3,90	1,8I	3,90	1,8I	3,90	1,8I	0,04	0,10	0,09	0,1I	2,4I	1,32		
MgO	1,99	1,98	2,63	3,46	2,7I	3,22	2,7I	3,22	2,7I	3,22	2,7I	3,22	10,89	12,39	1,72	1,62	2,32	2,7I		
CaO	0,04	0,04	1,73	1,19	1,3I	0,84	1,3I	0,84	1,3I	0,84	1,3I	0,84	н.о.	н.о.	0,03	0,04	2,30	1,26		
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,54	0,44	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,44	8,60	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		
ZnO	0,07	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	0,13	н.о.	н.о.		
Сумма	99,20	99,26	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	94,1I	94,55	99,28	99,8I	ч.а.	ч.а.		
F	79,53	79,5I	87,82	85,2I	87,48	86,19	87,48	86,19	87,48	86,19	87,48	86,19	48,27	44,58	82,03	82,97	89,44	88,28		

ОКСИДЫ	Обр. 14				Обр. 15				Обр. 16							
	Би I		Би 2		Ст		Гр		Би I		Би 2		Ст		Гр	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	34,57	34,09	28,31	26,21	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34,96	33,77	28,33	27,93	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
TiO ₂	1,51	1,66	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,71	1,76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	20,67	20,44	54,33	55,85	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	20,03	19,88	54,90	55,57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	17,71	17,99	14,40	13,47	30,21	34,28	34,28	34,28	18,20	17,93	13,44	13,36	32,84	32,17	32,84	32,17
MnO	0,06	0,04	0,14	0,12	5,03	2,43	2,43	2,43	0,05	0,03	0,35	0,36	4,01	5,41	4,01	5,41
MgO	9,80	11,37	1,98	1,82	2,28	3,08	3,08	3,08	10,67	11,96	1,71	1,63	2,90	2,58	2,90	2,58
CaO	н.о.	н.о.	0,03	0,03	3,31	1,82	1,82	1,82	н.о.	н.о.	0,04	0,04	2,09	1,60	2,09	1,60
Na ₂ O	0,24	0,23	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	0,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	7,27	8,75	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,42	8,67	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ZnO	н.о.	н.о.	0,16	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,21	0,20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	91,83	94,57	99,35	99,65	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.	94,40	94,32	98,98	99,09	ч.а.	ч.а.	ч.а.	ч.а.
F	50,35	47,03	80,32	80,59	88,15	86,20	86,20	86,20	48,91	45,69	81,52	80,99	86,40	87,50	86,40	87,50

Окислы	Обр. I6				Обр. I7			
	БжI	Бж2	Ст		Гр		БжI	Бж2
			центр	край	центр	край		
SiO ₂	35,08	33,12	27,60	28,18	н.о.	н.о.	35,49	33,47
TiO ₂	1,55	1,48	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,85	1,76
Al ₂ O ₃	20,41	20,61	55,02	54,39	н.о.	н.о.	20,24	19,72
FeO	18,28	17,88	14,11	14,19	30,24	35,35	17,37	18,46
MnO	0,00	0,14	0,09	0,11	6,60	1,64	0,07	0,02
MgO	10,40	12,35	1,79	1,74	1,80	2,93	10,51	12,14
CaO	н.о.	н.о.	0,04	0,05	3,43	1,61	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0,46	0,33	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,44	0,45
K ₂ O	8,50	9,14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,27	8,28
ZnO	н.о.	н.о.	0,15	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	94,68	95,05	98,80	98,81	ч.а.	ч.а.	94,24	94,30
F	49,66	44,83	81,56	82,06	90,41	87,13	48,12	46,04

Примечание. Парагенезис: обр. 9 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Гр; обр. 10 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Корд+Гр; обр. 11 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Корд+Гр; обр. 12 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Гр; обр. 13 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Гр; обр. 14 - Кв+Пл+Му+Бж+Сил+Ст+Корд+Гр; обр. 15 - Кв+Пл+Бж+Сил+Ст+Корд+Гр; обр. 16 - Кв+Пл+Му+Бж+Акл+Ст+Гр; обр. 17 - Кв+Пл+Му+Бж+Ст+Гр.

Таблица 4

Составы гранатов и ассоциирующихся с ними биотитов

Окислы	Обр. I			Обр. 6			Обр. 20			Обр. 21		
	Гр		Би	Гр.		Би	Гр		Би	Гр		Би
	центр	край		центр	край		центр	край		центр	край	
SiO ₂	н.о.	н.о.	33,54	н.о.	н.о.	34,40	н.о.	н.о.	33,47	н.о.	н.о.	32,67
TiO ₂	н.о.	н.о.	2,16	н.о.	н.о.	2,36	н.о.	н.о.	2,24	н.о.	н.о.	2,25
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	18,02	н.о.	н.о.	19,35	н.о.	н.о.	19,37	н.о.	н.о.	20,25
FeO	30,61	31,76	19,32	24,88	23,88	15,90	25,64	25,59	20,34	25,73	30,45	19,36
MnO	4,51	5,44	0,60	10,05	11,24	0,37	12,86	14,09	0,36	8,24	6,83	0,15
MgO	4,27	3,56	11,60	4,03	3,56	14,08	1,83	1,42	9,36	1,49	2,10	10,53
CaO	1,95	1,11	н.о.	1,62	2,14	н.о.	1,88	1,22	н.о.	6,22	2,54	н.о.
Na ₂ O	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	н.о.	0,43	н.о.	н.о.	0,08	н.о.	н.о.	0,19
K ₂ O	н.о.	н.о.	9,86	н.о.	н.о.	9,07	н.о.	н.о.	9,70	н.о.	н.о.	9,16
Сумма	ч.а.	ч.а.	95,24	ч.а.	ч.а.	95,96	ч.а.	ч.а.	94,92	ч.а.	ч.а.	94,56
F	80,09	83,35	48,31	77,60	79,01	38,79	88,72	91,00	54,94	90,65	89,06	50,78

Окислы	Обр. 22			Обр. 23			Обр. 24			Обр. 25		
	Гр		Би									
	центр	край		центр	край		центр	край		центр	край	
SiO ₂	н.о.	н.о.	32,23	н.о.	н.о.	34,42	н.о.	н.о.	33,08	н.о.	н.о.	33,40
TiO ₂	н.о.	н.о.	2,06	н.о.	н.о.	3,44	н.о.	н.о.	2,75	н.о.	н.о.	2,19
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	19,53	н.о.	н.о.	16,31	н.о.	н.о.	18,65	н.о.	н.о.	20,09
FeO	27,10	28,92	22,40	19,07	21,16	20,33	27,90	26,73	20,03	26,40	31,88	18,85
MnO	11,60	11,31	0,13	11,30	15,89	0,60	9,31	11,85	0,36	7,76	4,36	0,08
MgO	1,97	2,10	9,14	0,91	1,05	9,54	1,94	1,45	9,55	1,46	2,17	10,65
CaO	1,60	0,55	н.о.	10,17	4,11	н.о.	2,99	2,17	н.о.	6,22	3,14	н.о.
Na ₂ O	н.о.	н.о.	0,16	н.о.	н.о.	0,22	н.о.	н.о.	0,20	н.о.	н.о.	0,25
K ₂ O	н.о.	н.о.	9,22	н.о.	н.о.	9,47	н.о.	н.о.	9,34	н.о.	н.о.	8,81
Сульфиды	ч.а.	ч.а.	94,87	ч.а.	ч.а.	94,33	ч.а.	ч.а.	93,96	ч.а.	ч.а.	94,32
F	88,53	88,54	57,90	92,16	91,88	54,46	88,98	91,19	54,06	91,03	89,18	49,83

Окислы	Обр. 28				Обр. 31				Обр. 70			
	Гр		Би	Гр		Би	Гр		Би	Гр		Би
	центр	край		центр	край		центр	край				
SiO ₂	н.о.	н.о.	34,68	н.о.	н.о.	31,83	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	33,58	
TiO ₂	н.о.	н.о.	1,69	н.о.	н.о.	2,92	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2,16	
Al ₂ O ₃	н.о.	н.о.	17,23	н.о.	н.о.	17,69	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	20,06	
FeO	23,39	29,99	17,88	29,91	28,68	22,58	29,54	30,47	18,64			
MnO	9,89	4,20	0,09	10,49	12,13	0,42	5,61	7,36	0,18			
MgO	1,48	2,60	14,46	1,69	1,39	8,46	3,54	2,28	10,99			
CaO	6,93	4,39	н.о.	1,14	1,23	н.о.	2,39	1,55	н.о.			
Na ₂ O	н.о.	н.о.	0,24	н.о.	н.о.	0,10	н.о.	н.о.	0,23			
K ₂ O	н.о.	н.о.	8,44	н.о.	н.о.	9,56	н.о.	н.о.	8,80			
Сумма	ч.а.	ч.а.	94,71	ч.а.	ч.а.	93,56	ч.а.	ч.а.	94,64			
F	89,87	86,62	40,96	90,85	92,05	59,96	82,40	88,23	48,77			

Примечание. Парагенезис: обр. 1 - Кв+Пл+Би+Сил+Гр; обр. 6 - Кв+Пл+Му+Би+Сил+Кш+Гр; обр. 20 - Кв+Пл+Му+Би+Гр; обр. 21 - Кв+Пл+Му+Би+Сил+Гр; обр. 22 - Кв+Пл+Му+Би+Гр; обр. 23 - Кв+Пл+Би+Гр; обр. 24 - Кв+Пл+Би+Гр; обр. 25 - Кв+Пл+Би+Гр; обр. 28 - Кв+Пл+Му+Би+Гр; обр. 31 - Кв+Пл+Му+Би+Гр; обр. 70 - Кв+Пл+Би+Корд+Сил+От+Гр.

гранаты, биотиты (табл. 2,3,4). Для кордиеритов, ставролитов, биотитов выполнены полные микросондовые анализы, для гранитов — в основном частичные. В гранатах и ставролитах определены содержания в центре и на краю монокристаллов, в биотитах и кордиеритах; не дающих хорошо ограненных кристаллов — в краевых частях зерен. При этом в гранатах и ставролитах анализы делались в срезах, максимально приближенных к центру зерен. Для одного образца проанализированы три включения гранатов в разных частях кристалла ставролита. Для данного случая нет полной уверенности, что все кристаллы гранатов проанализированы в центральных сечениях. В нескольких случаях содержания определены на контакте зерен гранатов и биотитов, в основном же представлены составы сосуществующих минералов, отобранных из образца объемом 1-2 см².

Минералы

Гранат. Один из наиболее распространенных минералов в породах выступа, отмечен практически во всех литолого-петрографических разновидностях пород. В метапелитах парагенезисы с его участием составляют 55 %, в metabазитах от обнаружен в трех ассоциациях из двадцати, в кальцифирах — в одном из четырех, диафторитах — в трех из десяти. Из всех минералов гранат является самым неоднородным по химическому составу. Для характеристики схем распределения окислов приняты обозначения, согласно /4/^ж.

Кратко охарактеризуем особенности их химического состава. Статистически обработано 96 микросондовых анализов гранатов (49 профилей и 47 точечных анализов) из метапелитов регионального и контактового метаморфизма, отобранных по 10 разрезам на разном расстоянии от контактов с интрузивными массивами.

Практически во всех случаях распределение MnO, CaO, FeO, MgO неоднородное. Распространены простые формы концентрационных профилей (-, +, - +, + -), более сложные (+ - +) встречаются

^ж Знак "0" характеризует однородное распределение; "-" — соответствует понижению концентрации компонентов от центра к краю; "+" — описывает обратное поведение; сочетание "-" и "+" — относятся к сложной зональности.

только у CaO . Гранаты имеют прогрессивную, регрессивную и сложную схемы зональности. В породах зон регионального метаморфизма встречаются регрессивная (75 %) и сложная (21,9 %) зональности, в роговиках – все три типа распределения: прогрессивный (35,3 %), регрессивный (41,2 %), сложный (23,5 %). Прогрессивная зональность в роговиках наблюдается преимущественно в образцах со сложными многоминеральными парагенезисами, содержащими $\text{Кв}+\text{Корд}+\text{Гр}+\text{Сил}$, $\text{Кв}+\text{Ст}+\text{Корд}+\text{Гр}+\text{Сил}$. Появление граната в них, по-видимому, обусловлено разложением кордиерита и ставролита: $\text{Корд} = \text{Гр}+\text{Сил}+\text{Кв}$, $\text{Кв}+\text{Ст} = \text{Корд}+\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Кв}+\text{H}_2\text{O}$.

Выделяется 32 типа сочетаний схем распределения окислов, если принимать во внимание гранаты, для которых имеются концентрационные профили, если же учитывать только тенденции повышения – понижения концентраций от центра к краю, без осложняющих оторочек на краю, то выявляется 12 типов из 14 возможных /4/.

Наиболее распространены следующие типы зональности: регионально-метаморфизованные породы "+ + - -" (24 %), "+ - - -" (20,0 %), контактовые "- - + +" (30,5 %), "+ + - -" (8,7 %), "+ - - -" (13,0 %), "+ - + -" (13,0 %).

Диаметры кристаллов из пород регионального метаморфизма варьируют от 0,1 до 1,2 мм, из роговиков – от 0,1 до 4,0 мм. С приближением к контактам с гранитоидами и диоритами они изменяются по экспоненте. Логарифм диаметров кристаллов отрицательно коррелируется с расстоянием от контактов.

Средние составы гранатов из пород регионального и контактового метаморфизма, мас. %[±] регионально-метаморфизованные MnO $\bar{X}^{\text{II}} = 12,70$, $t_{s\bar{x}} = 4,45$, $\bar{X}^{\text{K}} = 14,17$, $t_{s\bar{x}} = 5,43$; CaO $\bar{X}^{\text{II}} = 2,59$, $t_{s\bar{x}} = 1,75$, $\bar{X}^{\text{K}} = 2,41$, $t_{s\bar{x}} = 1,46$; FeO $\bar{X}^{\text{II}} = 23,69$, $t_{s\bar{x}} = 4,80$, $\bar{X}^{\text{K}} = 22,99$, $t_{s\bar{x}} = 5,81$; MgO $\bar{X}^{\text{II}} = 2,89$, $t_{s\bar{x}} = 1,01$, $\bar{X}^{\text{K}} = 2,13$, $t_{s\bar{x}} = 0,75$; роговики MnO $\bar{X}^{\text{II}} = 6,07$, $t_{s\bar{x}} = 3,92$, $\bar{X}^{\text{K}} = 5,92$, $t_{s\bar{x}} = 4,65$; CaO $\bar{X}^{\text{II}} = 2,53$, $t_{s\bar{x}} = 1,84$, $\bar{X}^{\text{K}} = 1,53$, $t_{s\bar{x}} = 0,81$; FeO $\bar{X}^{\text{II}} = 30,39$, $t_{s\bar{x}} = 4,31$, $\bar{X}^{\text{K}} = 31,78$, $t_{s\bar{x}} = 4,40$; MgO $\bar{X}^{\text{II}} = 2,81$, $t_{s\bar{x}} = 1,07$, $\bar{X}^{\text{K}} = 2,64$, $t_{s\bar{x}} = 0,78$. В роговиках концентрации MnO ниже, FeO – выше, по CaO и MgO различия не существ-

[±] Среднее содержание компонентов центральных (\bar{X}^{II}) и краевых (\bar{X}^{K}) частей граната; $t_{s\bar{x}}$ – ошибки среднего.

венные. В целом по выборке с расстоянием от контактов с интрузивными концентрациями MnO растут, FeO понижается, для CaO и MgO тенденции неясно выражены. При этом отклонения от среднего в сторону максимальных значений по MnO , минимальных по FeO фиксируются в образцах, отобранных на расстоянии более 800–2000 м.

Знаки при коэффициентах корреляции между основными окислами для гранатов из разных зон метаморфизма и для выборки в целом совпадают. Наиболее сильна отрицательная корреляция $MnO-FeO$, которая наблюдается для всех выборок.

Железистость ($F = FeO/(FeO+MgO) \times 100\%$) в среднем по выборкам составляет, %: региональные метаморфизованные породы (центр = 82,03, край = 85,96); роговики (центр = 85,90, край = 86,49). Для гранатов в целом она колеблется в следующих пределах, %: центр ($X_{min} = 67,01$, $X_{max} = 94,52$); край ($X_{min} = 76,14$, $X_{max} = 92,05$). С расстоянием от контактов на 5 %-ном уровне значимости отмечается отрицательная корреляция F для гранатов из пород регионального метаморфизма и выборки в целом.

В работе детально рассмотрен участок междуречья Соболинка-Верхний Китат к югу от контакта с интрузивными массивами. В его пределах обнажаются практически все разновидности пород. Образцы, для которых изучены составы минералов, приурочены к зоне роговинов, либо находятся в зоне перехода региональных пород к контактовым.

Гранаты данного участка разбиваются на две группы. Это отчетливо видно на рис. 2, где на треугольных диаграммах в координатах $FeO-MnO-MgO$, $FeO-MnO-CaO$ показаны схемы изменения химического состава от центра к краю (направление стрелок).

Гранаты первой группы (см. рис. 2, обр. I–18) отобраны из ставролитовых сланцев и гранат-кордиеритовых гнейсов согласно их простиранию. Образцы, как правило, описываются полиминеральными $Kv+St+Gr$, $Kv+Kord+Sil+Gr$, $Sil+Kпш+Gr$ и другими парагенезисами. В монокристаллах преобладает прогрессивный тип зональности со схемами: "- - + +", "- - + -". Верна с регрессивной зональностью встречаются в четырех случаях из двадцати. Эти пробы имеют более простые маломинеральные ассоциации $Bi-Gr$, $Bi-Sil(Анд)-Gr$. Среди них по составу резко отличается обр. 6 с парагенезисом $Kv+Pl+Mu+Bi+Sil+Kпш+Gr$. Отмечается также сложная зональность, но о степени её проявления трудно судить, так как

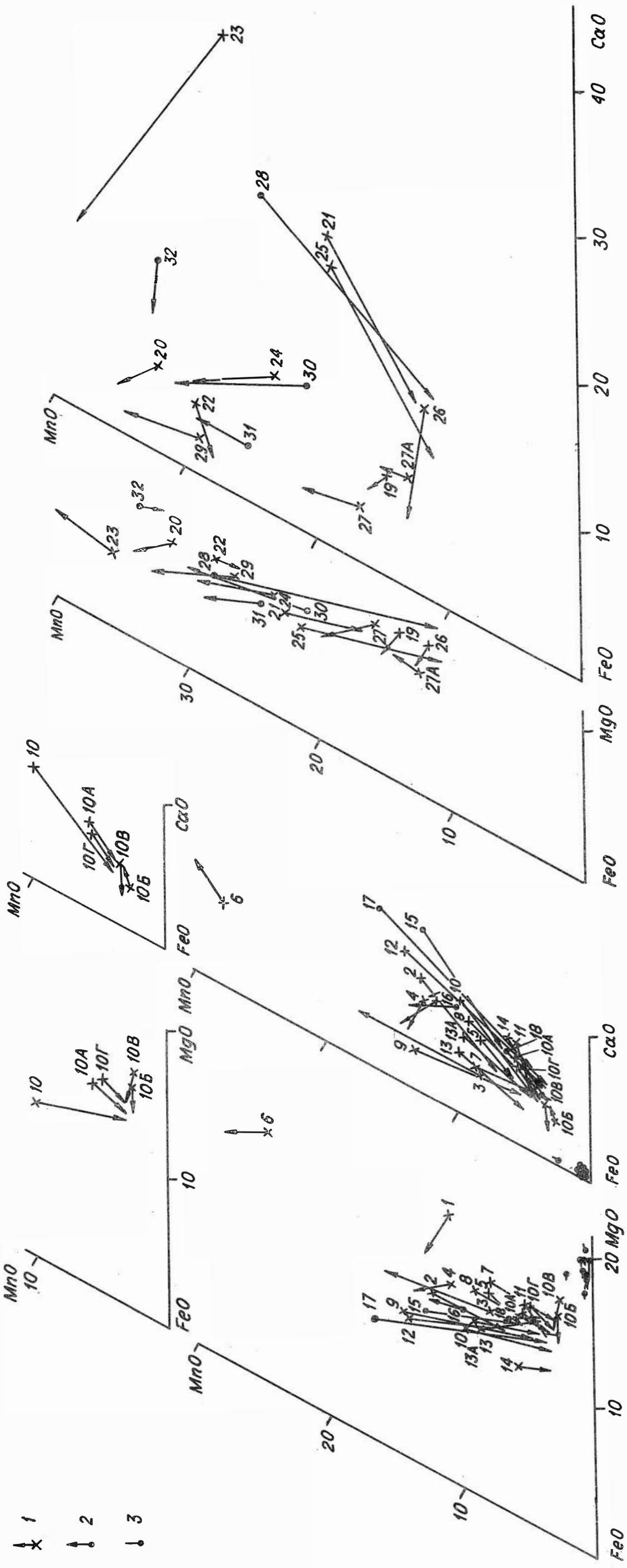


Рис.2. Особенности химизма гранатов и ставролитов из метаморфических пород Базыбайского выступа:
 1 - гранаты из роговиков; 2 - гранаты из регионально-метаморфизованных пород; 3 - ставролиты

профили получены не для всех гранатов. Каких-либо закономерностей в изменениях типов зональности с приближением к контактам не выявлено. Для гранатов с прогрессивной зональностью составы краевых частей близки (на рис. 2 стрелки сходятся в одной области). Для обр. 10 проанализированы два зерна из основной массы породы и три включения граната внутри кристаллов ставролита на разном расстоянии от центра. Все они имеют прогрессивный тип зональности, их краевые части по составу совпадают как между собой, так и с гранатами группы в целом (см. рис. 2).

Гранаты второй группы (см. рис. 2, обр. 19-32) представляют породы другого литолого-петрографического состава - биотит-гранатовые сланцы, переслаивающиеся с биотитовыми сланцами и амфиболитами. Их парагенезисы простые, малоинформативные Би+Гр, Би+Му+Гр, редко с силлиманитом или андалузитом. У них преобладает регрессивная зональность. По составам эти гранаты отличаются от первой группы более высокими концентрациями MnO и соответственно низкими FeO (см. рис. 2).

Кордиерит в породах Базыбайского выступа встречается реже и приурочен к зоне роговиков. Отмечено двенадцать типов парагенезисов с его участием: Кв+Пл+Му+Би+Сил+Ст+Корд+Гр, Кв+Пл+Би+Ст+Гр+Корд+Сил, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Кшп+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Ст, Кв+Пл+Би+Корд+Сил+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил, Кв+Пл+Би+Корд+Сил, Кв+Пл+Би+Корд+Гр, Кв+Пл+Би+Корд+Ст.

Кордиерит визуально не различим в породе. Под микроскопом в плифах диагностируется по лимонно-желтым плеохроическим дворицам вокруг включений. Как правило, представлен зернами неправильной формы, спайность и двойники не отмечены. Свежие неизмененные зерна редки, продукты замещения представлены пинитом.

Для трех образцов, отобранных из роговиков, получены микрозондовые анализы кордиеритов, а также сосуществующих с ними гранатов и биотитов (см. табл. 2). Из таблицы видно, что кордиериты характеризуются низкими содержаниями щелочей и марганца. Железистость кордиерита в роговиках высокая 43,8, 43,2, 49,0 %.

Ставролит не характерен для пород выступа. Ставролитовые сланцы представляют собой горизонт меридионального простирания мощностью 2000-2500 м и обнажаются только в междуречье Соболянка-Верхний Китат. На других участках в породах выступа он

встречается очень редко, как правило, сильно изменен. Минеральные ассоциации с его участием отличаются большим разнообразием. Выделяется двенадцать типов парагенезисов: Кв+Пл+Му+Би+Сил+Ст+Корд+Гр, Кв+Пл+Би+Ст+Гр+Корд+Сил, Кв+Пл+Му+Би+Анд+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Сил+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Корд+Сил+Ст, Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр, Кв+Пл+Би+Сил+Ст+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Ст, Кв+Пл+Би+Ст+Гр, Кв+Пл+Би+Корд+Ст, Кв+Пл+Би+Ст.

Диаметр зерен 0,5–1,0 мм, в зоне роговиков отдельные кристаллы достигают до 3–5 мм в поперечнике и 20 мм в длину.

На микросонде проанализировано девять кристаллов ставролита в центре и на краю зерен. В восьми случаях имеются анализы сосуществующих гранатов и биотитов (см. табл. 3). Образцы взяты согласно простирания ставролитовых сланцев на разном расстоянии от гранитов.

В табл. 5 приведены средние содержания окислов, стандартные отклонения, отклонения от среднего для центральных и краевых зон. В отличие от гранатов ставролиты слабо зональные, что хорошо демонстрируют треугольные диаграммы $FeO-MnO-MgO, FeO-MnO-CaO$ (см. рис. 2), где показаны изменения их составов от центра к краю (точка с черточкой). Максимальные отличия фиксируются для Al_2O_3 и FeO и доходят до 1,5 мас. %, по другим окислам различия в центре и на краю незначительные.

С расстоянием от контактов положительно коррелируется только ZnO в центре, между окислами отмечена отрицательная корреляция на краю $FeO-MnO$ и $MgO-ZnO$. В других случаях корреляция незначима.

Железистость ставролитов мало варьирует, %: ($X_{min}^{II} = 79,53$, $X_{max}^{II} = 82,03$), ($X_{min}^K = 79,51$, $X_{max}^K = 82,97$).

Биотит постоянно присутствует практически во всех парагенезисах метapelитов (см. табл. I).

Из образцов метapelитов преимущественно зоны роговиков на разном расстоянии от контактов были проанализированы по одной, в ряде случаев по нескольким чешуйкам биотита в краевых частях (см. табл. 2–4). Всего имеются анализы 32 зерен биотита. Исходя из литолого-петрографического состава пород, так же, как и для гранатов, биотиты разбиваем на две выборки.

Первая выборка (обр. I, 2, 5–7, 9–II, I3–I7) характеризуется сложными многоминеральными парагенезисами, с такими минералами,

Таблица 5

Средний состав ставролитов Базыбайского выступа, n = 9

Параметры	Центр						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO
\bar{x}	28,00	54,93	13,93	0,13	1,84	0,05	0,13
s	0,26	0,48	0,30	0,09	0,10	0,02	0,05
$t_{s\bar{x}}$	0,20	0,37	0,23	0,07	0,08	0,02	0,04
	Край						
\bar{x}	27,97	55,03	13,88	0,13	1,77	0,05	0,13
s	0,17	0,73	0,32	0,09	0,12	0,01	0,04
$t_{s\bar{x}}$	0,13	0,56	0,24	0,07	0,09	0,01	0,03

Примечание. Здесь и далее \bar{x} – среднее содержание, s – стандартное отклонение $t_{s\bar{x}}$ – ошибки среднего.

как кордиерит, гранат, силиманит, ставролит. Вторая выборка (обр. 20–25, 28, 31) представлена маломинеральными простыми ассоциациями Кв+Пл+Би+Гр, Кв+Пл+Му+Би+Гр.

В табл. 6 приведены средние содержания основных окислов, стандартные отклонения и отклонения от среднего по выборкам и для биотитов в целом. Биотиты первой выборки имеют более высокие содержания Al₂O₃, низкие FeO, K₂O, а по остальным окислам различия не существенные. Наибольшие отклонения от среднего фиксируются у MgO по всем выборкам.

С расстоянием от контактов отмечается положительная корреляция только для Al₂O₃ в первой выборке. По всем выборкам наиболее сильна отрицательная корреляция между FeO–MgO, SiO₂ – FeO. Знаки и значимость корреляционных связей биотитов первой и второй выборок, а также биотитов в целом не совпадают. Из-за малочисленности данных, выделенные выборки не представительны, поэтому к полученным результатам следует относиться осторожно.

Железистость биотитов колеблется от 44,28 до 54,34 и в среднем составляет 48,0 %.

Таблица 6

Средний состав биотитов Базыбайского выступа

Пара- метры	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Выборка 1, n = 23								
\bar{x}	33,94	2,21	19,80	18,51	0,08	10,68	0,34	8,74
s	0,83	0,92	0,63	1,08	0,14	1,60	0,13	0,54
$t_{s\bar{x}}$	0,36	0,40	0,27	0,47	0,06	0,69	0,06	0,23
Выборка 2, n = 8								
\bar{x}	33,22	2,44	18,64	20,22	0,27	10,21	0,18	9,21
s	0,99	0,56	1,43	1,62	0,19	1,86	0,06	0,41
$t_{s\bar{x}}$	0,83	0,47	1,20	1,36	0,16	1,56	0,05	0,35
Общая выборка, n = 32								
\bar{x}	33,75	2,27	19,52	18,94	0,13	10,57	0,29	8,86
s	0,90	0,83	1,00	1,41	0,17	1,63	0,13	0,54
$t_{s\bar{x}}$	0,33	0,30	0,36	0,51	0,06	0,59	0,05	0,19

Оценка составов сосуществующих минералов

Наибольший интерес представляет соотношение химических составов сосуществующих минералов. Для выявления закономерностей определены коэффициенты линейной парной корреляции между основными окислами в биотитах-гранатах, биотитах-гранатах-ставролитах. Из-за малочисленности данных кордиерит не рассматривается.

Биотит-гранат. Как уже говорилось, по особенностям литолого-петрографического состава породы разбиваются на два типа. Первая группа представлена породами, в которых железо-магнезиальными минералами являются кордиериты, гранаты, биотиты, ставролиты, во второй -- таких минералов только два -- гранат и биотит.

Знаки при коэффициентах корреляции между окислами и их значимость по выборкам не совпадают. Рассмотрим, как соотносятся FeO, MgO и MnO в этих минералах.

Для первой выборки FeO и MgO в биотитах не коррелируются ни с одним окислом в гранатах. MnO в биотитах положительно коррелируется с MnO и отрицательно с FeO в гранатах.

Во второй группе картина совершенно иная: FeO в биотитах положительно коррелируется с MnO и отрицательно с CaO в гранатах; MgO в биотитах положительно с MgO, CaO, отрицательно с MnO — в гранатах; MnO в биотитах положительно с MnO, и отрицательно с FeO, MgO — в гранатах.

Биотит-гранат-ставролит. Характер связей между FeO, MgO, MnO в биотитах и гранатах для данного парагенетического типа совпадает с первой группой, т.е. между этими окислами корреляция не фиксируется. В ставролитах-гранатах для центральных зон корреляция незначима. В краевых зонах: FeO в ставролитах положительно коррелируется с FeO, отрицательно с MnO в гранатах; MgO в ставролитах положительно с MgO гранатах; MnO в ставролитах положительно с MnO, отрицательно с FeO, MgO в гранатах. В биотитах-ставролитах между этими окислами корреляции нет.

Р-Т-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РОГОВИКОВ

Для оценки Р-Т-условий образования роговиков применен парагенетический анализ и различные минералогические термобарометры.

Р-Т-параметры роговиков Базыбайского выступа на петрогенетической сетке

Металелиты регионального метаморфизма характеризуются ассоциациями кварца с мусковитом, кварца с ставролитом. Силлиманит устойчив в условиях регионального и контактового метаморфизма, он встречается как отдельно, так и совместно с андалузитом. В роговиках обнаружен силлиманит совместно с калиевым полевым шпатом, а в гранат-кордиеритовых гнейсах широко распространен парагенезис с Кв+Корд+Сил+Гр. Переход от регионального метаморфизма к контактовому на парагенетической сетке можно представить реакциями: $Kв+Му = Сил+Кпш+H_2O$ и $Kв+Ст = Корд+Гр+Сил+H_2O$, что отвечает температурам 650-700 °С.

Устойчивость силлиманита с андалузитом в парагенезисах роговиков свидетельствует о том, что они находятся в поле вблизи линии полиморфного перехода Анд-Сил. Пересечение этой линии с

кривыми разложения мусковита и ставролита соответствует области с параметрами: $T = 620-650^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 300-450 \text{ МПа}$.

Привязывая наши данные к петрогенетической решетке мы можем сказать, что роговики образовались при температурах $620-700^{\circ}\text{C}$ и давлении ниже 300 МПа .

Оценки P-T-параметров роговиков методами термобарометрии

Данные о химических составах сосуществующих минералов позволяют применять разработанные термометры и барометры для оценки термодинамических условий (температуры и давления) равновесного образования минеральных ассоциаций в породах Базинбайского выступа.

Парагенезис Кв+Корд+Гр+Сил

Кордиерит и гранат в ассоциации с кварцем и силлиманитом представляют огромный практический интерес для оценки P-T-условий природного минералообразования. Большой объемный эффект реакции Корд = Гр+Сил+Кв говорит о том, что она сильно зависит от давления и может быть использована в качестве минералогического барометра.

В работе использованы следующие Корд-Гр геотермобарометры:

1. Геобарометр Г.Г.Лепезина, В.Н.Королюка /5/.

Авторами по экспериментальным данным выведены уравнения, отражающие зависимость составов гранатов и кордиеритов от давления и температуры применительно к системам $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MnO-H}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-H}_2\text{O}$. Уравнения построены фактически для двухкомпонентных систем Fe-Mg и Fe-Mn.

$$x_{\text{Mg}}^{\text{Гр}} = 1 - 0,092 (11,5 - P) \exp (0,094 P),$$

$$x_{\text{Mg}}^{\text{Корд}} = 1 - 0,151 (11,5 - P) \exp (-0,153 P),$$

$$x_{\text{Mn}}^{\text{Гр}} = 1,419 \exp (-1,012 P).$$

По ним, зная мольную долю марганца либо магния в гранатах и кордиеритах ($x_{\text{Mg}}^{\text{Гр}}$, $x_{\text{Mg}}^{\text{Корд}}$, $x_{\text{Mn}}^{\text{Гр}}$), независимо по любому из минералов можно определить давление.

Для данного парагенезиса в роговиках Базыбайского выступа проанализированы в трех образцах пары Корд-Гр, а в пяти - только гранаты, не однородные по химическому составу, что позволяет делать оценки в центральных и краевых зонах кристаллов (см. табл. 7), где показано, что давление внутренних и внешних зон для системы Fe-Mg практически не отличается, для Fe-Mn различия существенные (до 150 МПа), при этом в ядерных частях давление меньше. Оценки давления по кордиериту дают более низкие величины. Для одного и того же образца для системы с марганцем значения фактически в два раза ниже, чем для систем с магнием. Гранаты из роговиков Базыбайского выступа следует рассматривать в системе с участием четырех компонентов Fe, Mg, Mn, Ca так как содержания MnO, превышают 1 мас. % и сопоставимы с концентрациями MgO и CaO. Зависимость составов Гр и Корд от P и T для систем с Fe, Mg, Mn, Ca не определена, и для того, чтобы в какой-то степени учесть влияние всех компонентов рассчитывается давление по уравнениям для каждой из систем и полученные значения усредняются.

Применяя данную методику можно сказать, что роговики образовались при давлениях $\leq 450-500$ МПа.

2. Термобарометр Л.Л.Перчука /1/.

$$T = \frac{2786}{0,916 \ln K_D^* + 0,07 \ln \bar{K}_{Mg} + 1,016} - 273,$$

$$P = \frac{34203 - 2255 \ln K_D - 12188 \ln \bar{K}_{Mg}}{0,916 \ln K_D + 0,07 \ln \bar{K}_{Mg} + 1,016} \cdot 10^5.$$

По его данным температура составила 610, 630, 750 °C, давление 330, 370, 560 МПа (табл. 8).

Для оценки температуры были использованы Ст-Гр, Би-Гр геотермометры.

Ставролит-гранатовый геотермометр В.В.Федькина /6/

На основе природного материала показана зависимость контакты распределения магния в паре Ст-Гр от температуры. При-

* K_D - коэффициент распределения;
 \bar{K} - коэффициент разделения.

Таблица 7

Оценки давления в образцах с парагенезисом Кв+Корд+Гр+Ст,
по барометру Г.Г.Лепезина, В.Н.Королюка /3/

Номер обр.	Давление по Гр				Давле- ние по Корд	P _{сред} , МПа	
	в системе Mg		в системе Mn			центр	край
	центр	край	центр	край			
2	640	630	230	300	520	440	470
5	650	640	280	320	520	470	480
7	660	650	280	430	480	470	540
8	650	640	270	360	-	460	500
10	620	630	260	360	-	440	500
10а	640	630	320	360	-	480	500
14	600	620	320	360	-	460	490
15	620	640	230	320	-	430	480
70	680	620	230	200	-	450	410

Примечание. $P_{\text{сред}} = (P(X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}}) + P(X_{\text{Mn}}^{\text{Гр}})) / 3$.

взяв наши данные к диаграмме В.В.Федькина, была произведена оценка температуры образования пород.

Из ставролитовых сланцев по разрезу согласно их простирания и по мере удаления от контактов с гранитоидами отобраны восемь образцов, в которых проанализированы сосуществующие ставролиты и гранаты (см. табл. 3). В обр. 10 внутри кристалла ставролита определены составы трёх включений гранатов, для которых изучались составы в центре и на краю, в ставролитах в центре и на краях со всех сторон.

Ставролит-гранатовый термометр В.В.Федькина даёт следующие величины: по центральным зонам 440–590 °С, по краевым 540–570 °С (табл. 9). Для обр. 10 брались следующие сочетания: ставролит (ядро) – гранаты, включения внутри него (край), ставролит (среднее по краям) – гранаты основной породы (край). Во всех случаях различия между температурами незначительны.

Таблица 8

Оценки температуры и давления
по кордиерит-гранатовому
термобарометру Л.Л.Перчука /I/

Номер обр.	$\ln K_D$	$\ln \bar{K}_{Mg}$	T, °C	P, МПа
2	2,23	1,54	610	330
5	2,16	1,46	630	370
7	1,77	1,22	750	560

Биотит-гранатовый термометр Л.Л.Перчука /I/

Мы воспользовались последним вариантом термометра Л.Л.Перчука, в котором учтены поправки на изоморфное вхождение MnO:

$$T = \frac{3947,5}{\ln K_D + 2,868} + 252,25 \left(X_{Mn}^{Gr} - 0,035 \right) - 273.$$

Температуры, определенные по данному термометру, варьируют от 510 до 615 °C (табл. 10). Для ряда проб температуры оценивались по составу гранатов (край) и по нескольким зёрнам биотитов. Для одного образца различия редко превышают 10-15 °C.

* *
*

Как показали исследования, наиболее неоднородными по химическому составу являются гранаты, по ним же можно судить об изменениях P-T-условий метаморфизма, а также они реагируют на изменения литолого-петрографического состава пород.

I. Гранаты из пород регионального и контактового метаморфизма различаются по многим параметрам:

в регионально-метаморфизованных породах встречаются регрессивная (75,0 %) и сложная зональности (21,9 %), в роговиках все три - прогрессивная (35,3 %), регрессивная (41,2 %), сложная (23,5 %);

различаются средние химические составы, в роговиках кон-

Таблица 9

Температура по ставролит-гранатовому термометру
В.В.Федькина /6/

Номер обр.	$X_{Mg}^{Гр}$		$X_{Mg}^{Ст}$		K_D		Т, °С	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
9	0,095	0,126	0,194	0,192	0,44	0,61	470	540
10	0,107	0,129	0,193	0,183	0,50	0,66	500	560
10 А	0,146	0,129	0,193	0,183	0,72	0,66	580	560
10 Б	0,155	0,132	0,193	0,182	0,77	0,68	590	570
10 В	0,144	0,138	0,193	0,193	0,70	0,67	580	560
10 Г	0,157	0,140	0,193	0,193	0,78	0,68	590	570
11	0,142	0,126	0,187	0,176	0,72	0,67	580	570
13	0,111	0,142	0,203	0,204	0,49	0,65	490	560
13 А	0,114	0,132	0,203	0,204	0,50	0,60	500	540
14	0,099	0,114	0,179	0,169	0,50	0,64	500	560
15	0,103	0,130	0,195	0,193	0,47	0,62	490	550
16	0,123	0,109	0,156	0,175	0,76	0,58	590	540
17	0,080	0,124	0,183	0,178	0,39	0,65	440	560

центрации MnO ниже, FeO выше, для CaO и MgO различия не существенные;

диаметры кристаллов из пород регионального метаморфизма варьируют от 0,1 до 1,2 мм, в роговиках от 0,1 до 4,0 мм.

2. По мере удаления от контактов с интрузивными массивами намечаются следующие закономерности:

для выборки гранатов в целом с удалением от контактов концентрации MnO растут, FeO понижаются, для CaO и MgO тенденции неясно выражены;

логарифм диаметров кристаллов отрицательно коррелируется с расстоянием от контактов;

отклонения от средних концентраций в сторону максимальных значений по MnO , минимальных по FeO фиксируются в образцах, отобранных на расстоянии более 800–2000 м.

3. На химический состав гранатов оказывает влияние и литолого-петрографический состав пород.

Температура по биотит-гранатовому термометру
 Л.Л.Перчука /1/

Номер обр.	Гр край			Би		T, °C
	X _{Mg}	X _{Fe}	X _{Mn}	X _{Mg}	X _{Fe}	
I	2	3	4	5	6	7
I	0,145	0,834	0,130	0,517	0,483	595
2	0,120	0,880	0,07	0,425	0,575	600
5	0,133	0,860	0,06	0,436	0,564	615
6	0,152	0,790	0,270	0,612	0,388	580
7	0,149	0,847	0,020	0,438	0,562	630
	"-	"-	"-	0,431	0,568	635
	"-	"-	"-	0,418	0,582	650
9	0,126	0,868	0,040	0,457	0,543	580
	"-	"-	"-	0,557	0,443	510
10 (Гр ₁)	0,129	0,862	0,040	0,510	0,490	550
	"-	"-	"-	0,533	0,467	535
10 (Гр ₂)	0,129	0,866	0,040	0,510	0,490	550
	"-	"-	"-	0,533	0,467	530
11 (Гр ₁)	0,126	0,869	0,041	0,485	0,515	560
	"-	"-	"-	0,524	0,476	535
11 (Гр ₂)	0,121	0,874	0,040	0,485	0,515	555
	"-	"-	"-	0,524	0,476	530
13 (Гр ₁)	0,142	0,852	0,037	0,517	0,483	565
	"-	"-	"-	0,554	0,446	540
13 (Гр ₂)	0,132	0,862	0,042	0,517	0,483	550
	"-	"-	"-	0,554	0,446	525
14	0,114	0,883	0,031	0,496	0,504	530
	"-	"-	"-	0,530	0,470	510
15	0,130	0,862	0,058	0,511	0,489	555
	"-	"-	"-	0,543	0,457	535
16	0,109	0,875	0,130	0,503	0,497	550
	"-	"-	"-	0,552	0,448	515
17	0,124	0,871	0,039	0,519	0,481	535
	"-	"-	"-	0,540	0,460	520
20	0,060	0,910	0,337	0,451	0,549	540

1	2	3	4	5	6	7
21	0,091	0,891	0,168	0,491	0,508	535
22	0,085	0,885	0,260	0,421	0,579	590
23	0,048	0,919	0,411	0,455	0,545	520
24	0,063	0,912	0,296	0,459	0,541	525
25	0,096	0,892	0,110	0,502	0,498	520
28	0,119	0,866	0,109	0,590	0,488	530
31	0,057	0,921	0,283	0,400	0,600	540
70	0,097	0,882	0,178	0,512	0,488	535

Первая группа представлена породами со сложными многоминеральными парагенезисами Кв+Ст+Гр, Кв+Корд+Сил+Гр, Кв+Корд+Ст+Сил+Гр, Сил+Клш+Гр, вторая группа простыми - Би+Гр, Би+Сил(Анд)+Гр.

Гранаты первой группы имеют более низкие концентрации MnO , высокие FeO . В них преобладает прогрессивная зональность, составы краевых частей близки (см. рис. 2, стрелки сходятся в одной области).

Для второй группы чаще встречается регрессивная зональность и соответственно тенденции в изменениях составов противоположные.

4. Ставролиты слабо зональные, максимальные различия для центральных и краевых зон фиксируются только у Al_2O_3 и FeO .

5. Вариации в составах биотитов незначительные (см. табл. 6). Для них намечается зависимость от состава породы. Биотиты из пород первой группы имеют более высокие концентрации Al_2O_3 , низкие FeO , K_2O . Характер корреляционных связей между окислами в этих выборках разный.

6. С удалением от контактов изменений в химизме ставролитов и биотитов не установлено.

7. В тенденциях распределения окислов между сосуществующими минералами намечается зависимость от парагенетического типа пород.

Для пары биотит-гранат в первой группе FeO и MgO не коррелируются, во второй FeO в биотитах положительно коррелируется с MnO , отрицательно с CaO в гранатах, MgO в биотитах положи-

тельно с MgO , CaO , отрицательно с MnO в гранатах;

В ставролитовых сланцах корреляционные связи имеются только для краевых зон в парах ставролит-гранат: FeO в ставролитах положительно коррелируется с FeO , отрицательно с MnO в гранатах; MgO в ставролитах положительно с MgO в гранатах. В парах биотит-гранат, биотит-ставролит корреляции нет.

8. P-T-параметры образования роговиков следующие:

$T = 620-650$ °C; $P \leq 300-450$ МПа.

Оценки, проведенные методами парагенетического анализа и с привлечением геологических термобарометров, в целом не противостоят друг другу. Однако большие вариации в составах гранатов, зависимость химизма минералов от многих факторов не во всех случаях позволяют корректно использовать термобарометры.

Литература

1. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аронович Л.Я., Подлесский К.К. М.: Наука, 1983. 197 с.
2. Лепезин Г.Г., Шерман М.Л., Семин В.Д., Кравцов И.С. Перспективы использования метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа как источника высоко-глинозёмистого сырья //Геология и геофизика. 1979. № II. С. 35-43.
3. Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах //Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 116-126.
4. Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Типы зональности в гранатах //Геология и геофизика. 1985. № 6, С. 71-79.
5. Степанов С.А., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Базальтского выступа //Геология и геофизика. 1986. № 6. С. 80-89.
6. Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

В.Г.Владимиров, В.В.Сероглазов, Л.В.Усова

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ХИМИЗМА ГРАНИТОВ ИЗ РОГОВИКОВ
И РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД МУТУРСКОЙ СВИТЫ
(Кюг-Западный Сангилен)

Метаморфические породы мутурской свиты представляют собой метатерригенные отложения докембрийского возраста (P_{t_1}). В междуречье Морена и Солчера они контактируют с гранитами Моренского массива /3/. Проведенный структурный анализ показал, что гранитоидный расплав при внедрении оказал деформационное воздействие на метаморфиты рамы /2,3/.

Минеральные ассоциации метапелитов обрамления плутона приведены в работе /3/. Все их многообразие можно свести к четырем предельным парагенезисам: Кв+Пл+Би+Му+Гр+Анд+Сил+Корд, Кв+Пл+Би+Му+Гр+Сил+Кпш+Корд, Кв+Пл+Би+Анд+Сил+Кпш+Корд, Кв+Пл+Би+Му+Гр+Ст+Сил+Дист. Установлено, что породы с Корд, Анд+Сил, Сил+Кпш, Корд+Гр+Сил+Кпш распространены лишь в полуторакилометровой зоне вдоль гранитов. Ассоциации же с дистеном и ставролитом здесь не обнаружены (рис. 1а). Появление андалузита на удалении от гранитов зафиксировано лишь на севере участка (единичная находка), что можно объяснить или пологим контактом магматических и метаморфических пород, или существованием доскладчатых гранитов.

P-T условия метаморфизма дистен-ставролитовых гнейсов отвечают верхним ступеням эпидот-амфиболитовой фации. Широкое распространение мигматитов и в то же время ставролита с мусковитом ограничивают P-T область по температуре от 620 до 700 °C. Присутствие дистена, часто вместе с силлиманитом, указывает на повышенные давления в пределах 6-8 кбар.

С приближением к гранитам в породах исчезает ставролит, дистен, появляется кордиерит, андалузит и силлиманит с калиевым полевым шпатом. Это свидетельствует о смене термодинамических условий - повышении температур и падении давлений.

Преобладание парагенезисов с Анд, Анд+Сил, совместное существование Сил+Би с Гр+Кпш+Корд позволяет предположить, что максимальные давления не превышали 2,5-3 кбар. По ассоциации Сил (Анд)+Кпш нижняя температурная граница при 2-3 кбар составляет 600-650 °C. Сверху по температуре P-T область метаморфизма ог-

Микроанализы и типы зональности гранатов
из метаморфических пород мугурской свиты (мас. %)

Номер обр.	Ц е н т р			К р а й			Тип зональности					
	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO	FeO
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Гранаты из регионально-метаморфизованных пород (n = 33)											
54	1,79	4,97	2,10	32,58	4,81	2,54	2,04	33,10	+	-	(-)	+
13	1,87	3,72	2,10	32,24	3,49	2,72	1,97	33,96	+	-	(-)	+
24	1,96	3,76	2,23	33,58	3,42	2,78	1,69	34,10	+	-	-	+
16	2,18	4,31	2,22	33,09	3,77	2,66	1,77	33,75	+	-	(-)	+
14	2,58	3,93	1,82	33,22	4,23	2,48	1,65	34,01	+	-	(-)	+
43	2,61	4,41	3,03	31,39	3,49	3,77	2,97	31,35	+	-	(-)	(-)
18	2,74	4,04	2,59	32,65	5,61	2,61	2,30	31,30	+	-	(-)	-
15	2,80	3,89	1,83	33,02	3,15	3,85	1,80	32,60	(+)	(-)	(-)	(-)
7	3,14	3,24	1,68	33,42	8,12	2,12	1,37	30,30	+	-	(-)	-
50	3,39	4,48	1,92	31,76	5,73	3,06	2,20	31,12	+	-	(+)	-
25	3,87	3,94	1,66	32,52	4,82	3,45	1,88	31,73	+	(-)	(+)	-
41	4,11	4,12	2,61	31,37	11,26	2,31	2,42	26,49	+	-	(-)	-
46	4,41	2,84	2,06	32,97	5,92	2,25	2,21	32,37	+	-	(+)	-
42	4,61	4,33	2,86	29,91	10,00	2,48	2,90	26,76	+	-	(+)	-
49	5,48	3,65	3,10	29,78	8,98	2,56	2,67	27,94	+	-	(-)	-
19	5,65	3,88	1,92	30,11	6,77	3,04	2,14	29,87	+	-	(+)	(-)
6	6,00	3,41	1,76	31,40	10,67	2,25	1,66	28,51	+	-	(-)	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2	I3
I2	6,47	3,62	2,65	29,59	II,85	2,56	2,02	25,30	+	-	-	-
45	6,49	3,22	I,37	3I,64	II,4I	I,97	I,32	28,47	+	-	(-)	-
22	6,67	2,98	I,53	3I,06	7,35	2,36	I,44	3I,03	+	-	(-)	(-)
55	6,95	4,2I	4,39	26,27	6,47	4,IS	2,37	28,63	(-)	(-)	-	+
47	6,99	2,98	2,08	30,33	9,84	2,IS	2,06	28,73	+	-	(-)	-
I7	7,76	3,3I	I,73	29,73	9,34	2,93	I,97	27,93	+	(-)	(+)	-
2I	9,35	2,89	4,17	25,60	6,42	3,IO	2,66	29,89	-	(+)	-	+
56	9,79	I,9I	I,33	30,IO	IO,87	I,75	I,58	29,20	+	(-)	(+)	-
20	9,93	2,79	3,43	26,57	7,02	3,25	2,45	29,65	-	(+)	-	+
48	IO,27	2,44	2,89	27,22	12,72	I,76	2,87	25,35	+	-	(-)	-
44	IO,74	3,7I	0,76	28,3I	9,73	2,24	3,70	26,57	-	-	+	-
8	IO,82	2,42	I,57	28,24	II,45	2,17	I,43	27,43	+	(-)	(-)	-
3	II,95	2,24	2,52	25,77	14,06	I,73	2,05	24,64	+	-	(-)	-
2	I2,48	2,57	4,13	22,7I	IO,79	3,20	2,65	25,20	-	+	-	+
23	I2,80	3,35	2,83	23,76	12,37	2,8I	I,97	25,55	(-)	-	-	+
I	I4,05	I,97	2,89	23,94	25,13	I,40	I,20	I5,62	+	-	-	-
Гранаты из дисгенных гнейсов (n = 3I)												
I	4,14	3,80	2,II	3I,98	6,03	2,78	2,14	3I,39	+	-	(+)	(+)
2	4,07	3,49	I,99	33,04	6,54	2,17	I,80	3I,64	+	-	(-)	-
3	3,7I	3,65	2,07	30,94	6,46	2,95	I,97	30,83	+	-	(-)	(-)
4	4,15	3,70	I,87	32,65	5,73	2,82	I,92	3I,68	+	-	(+)	-
5	3,69	3,59	2,06	32,57	6,27	2,68	2,07	30,90	+	-	(+)	-
6	4,35	3,39	I,93	32,45	6,20	2,75	2,08	3I,33	+	-	(+)	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
7	4,37	3,75	2,30	31,78	5,56	2,62	2,35	31,57	+	-	(+)	-
8	4,67	3,74	2,03	31,98	5,81	3,01	2,20	31,20	+	-	(+)	(-)
9	4,67	3,68	2,16	31,91	6,10	2,79	2,19	31,08	+	-	(+)	(+)
10	4,65	4,05	2,40	31,45	5,68	3,03	2,23	31,11	+	-	(-)	(-)
11	2,70	4,54	3,37	30,77	6,75	2,89	3,02	29,12	+	-	(-)	-
12	4,30	4,24	2,44	31,23	6,22	3,01	2,33	30,63	+	-	(-)	(-)
13	3,71	4,95	2,38	31,71	5,85	2,86	1,94	31,38	+	-	-	(-)
14	4,40	4,25	2,66	30,61	4,84	3,44	2,78	30,72	+	-	(+)	(+)
15	3,82	3,88	1,91	32,58	4,79	3,10	2,16	31,76	+	-	(+)	(-)
16	4,65	3,67	2,06	32,46	7,05	2,49	1,92	31,36	+	-	(-)	(-)
17	4,21	3,93	2,19	31,64	7,41	2,46	1,72	30,33	+	-	(-)	(-)
18	3,60	3,99	2,38	32,48	4,32	3,08	2,19	32,52	+	-	(-)	(+)
19	4,20	3,92	2,72	31,08	5,25	2,84	1,79	32,13	+	-	-	(+)
20	4,90	4,22	1,77	31,41	5,92	3,46	2,10	30,55	+	-	(+)	(-)
21	4,94	3,94	2,00	31,59	6,15	3,18	2,05	30,80	+	-	(+)	(-)
22	3,99	4,00	2,30	32,54	6,39	2,77	2,08	31,27	+	-	(-)	(-)
23	5,05	2,86	2,13	33,06	6,23	2,81	1,88	31,68	+	(-)	(-)	-
24	4,52	4,35	2,18	30,96	6,29	3,41	2,28	30,49	+	-	(+)	(-)
25	4,96	3,38	1,82	32,64	6,48	3,01	1,89	31,16	+	(-)	(+)	(-)
26	5,18	3,36	1,81	32,05	6,55	3,02	1,86	30,86	+	(-)	(+)	-
27	4,93	3,91	1,91	31,38	5,77	3,25	2,09	30,96	+	(-)	(+)	(-)
28	4,33	3,98	1,76	32,19	5,37	3,09	2,23	31,30	+	(-)	(+)	(-)
29	4,91	3,91	1,77	32,23	6,67	2,82	1,75	30,91	+	-	(-)	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II	I2	I3
30	3,74	4,27	2,03	32,12	5,08	3,43	1,97	31,34	+	-	(-)	(-)
31	3,65	4,40	2,03	32,04	4,31	3,64	1,90	32,23	+	-	(-)	(+)
	Гранаты из метаморфических пород приконтактовой области с гранитами (n = 26)											
5	2,06	4,71	0,61	33,67	2,73	3,68	0,68	34,58	+	-	(+)	+
53	2,58	4,28	2,99	31,33	5,03	3,23	2,87	30,73	+	-	(-)	-
58	2,67	4,32	1,32	33,51	3,25	2,91	1,30	34,70	+	-	(-)	+
29	4,85	3,15	1,22	32,28	4,93	2,83	1,00	33,73	(+)	(-)	(-)	+
34	4,85	3,06	2,59	31,83	5,91	2,39	2,73	31,09	+	-	(+)	-
28	4,93	4,26	0,65	32,42	5,98	2,94	0,89	32,72	+	-	(+)	(+)
36	5,31	3,01	2,36	31,07	7,08	2,49	1,67	30,75	+	-	-	(-)
4	5,39	2,59	0,87	33,32	7,39	1,83	0,82	31,89	+	-	(-)	-
II	6,31	2,98	1,34	31,45	7,44	3,35	1,34	29,89	+	(+)	(+)	-
9	6,61	3,84	0,68	31,28	7,96	2,67	0,65	31,26	+	-	(-)	(-)
60	6,62	2,86	1,54	31,47	11,31	1,96	0,85	28,59	+	-	-	-
IO	6,70	3,77	0,97	30,74	6,50	2,67	0,88	32,58	(-)	-	(-)	+
35	6,83	3,39	1,74	29,71	14,35	3,83	1,57	20,65	+	(+)	(-)	-
26	7,48	3,74	0,79	30,53	9,82	2,65	0,59	29,60	+	-	(-)	-
27	7,71	4,72	1,10	28,38	8,65	3,83	0,92	29,02	+	-	(-)	+
59	7,96	2,96	2,48	29,31	12,34	1,59	3,91	24,70	+	-	+	-
52	8,13	3,18	2,37	28,93	10,95	1,94	1,94	28,04	+	-	(-)	-
31	8,70	1,73	5,56	26,42	8,61	2,26	1,99	29,42	(-)	+	-	+
39	9,63	2,34	4,39	25,48	6,65	3,17	3,33	28,22	-	+	-	+
33	9,95	2,66	1,82	28,14	9,28	3,39	1,93	27,30	-	+	(+)	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
32	10,08	1,41	5,93	25,10	9,13	2,65	2,06	28,21	-	+	-	+
40	10,55	1,78	3,87	26,36	11,68	1,78	2,68	26,41	+	(+)	-	(+)
57	11,29	2,49	1,98	27,25	6,08	2,51	0,87	33,28	-	(+)	-	+
30	11,94	3,97	1,69	24,53	17,02	2,40	1,42	21,43	+	-	(-)	-
37	12,19	3,02	2,38	24,84	12,55	2,80	1,87	24,87	(+)	(-)	-	(+)
38	12,52	2,72	4,87	22,04	9,67	5,54	2,07	26,30	-	+	-	+

раничена разложением роговой обманки ($\sim 800^\circ\text{C}$).

Таким образом, метаморфизм дистен-ставролитовых и андалузит-кордиеритовых пород резко различается по давлению (до 3 кбар) и, возможно, по температуре. В связи с явной приуроченностью метаморфитов пониженных давлений к гранитам Моренского массива, существование в породах мугурской свиты ассоциаций с кордиеритом и андалузитом логично объяснить ороговикованием дистен-ставролитовых гнейсов. Исходя из этого, проведено сопоставление химизма гранатов из роговиков и регионально-метаморфизованных пород.

Анализ средних составов гранатов. В исследуемом районе из 60-образцов, отобранных субравномерно по всей площади, проанализированы монокристаллы гранатов (см. рис. 1б, табл. I). Для 18 из них точечным способом проведено профилирование через центр зерен (рис. 2).

Статистический анализ показал, что различия между выборками по $\text{MnO}-\text{MgO}-\text{FeO}$ не значимы (табл. 2)

$$(\text{MnO}: \bar{X}^{\text{II}}_{\text{рег}} = 6,45 \pm 1,30 - \bar{X}^{\text{II}}_{\text{кон}} =$$

$$7,46 \pm 1,21;$$

$$\bar{X}^{\text{K}}_{\text{рег}} = 8,52 \pm 1,55 - \bar{X}^{\text{K}}_{\text{кон}} =$$

$$8,55 \pm 1,37;$$

$$\text{MgO}: \bar{X}^{\text{II}}_{\text{рег}} = 3,44 \pm 0,27 - \bar{X}^{\text{II}}_{\text{кон}} =$$

$$3,19 \pm 0,36;$$

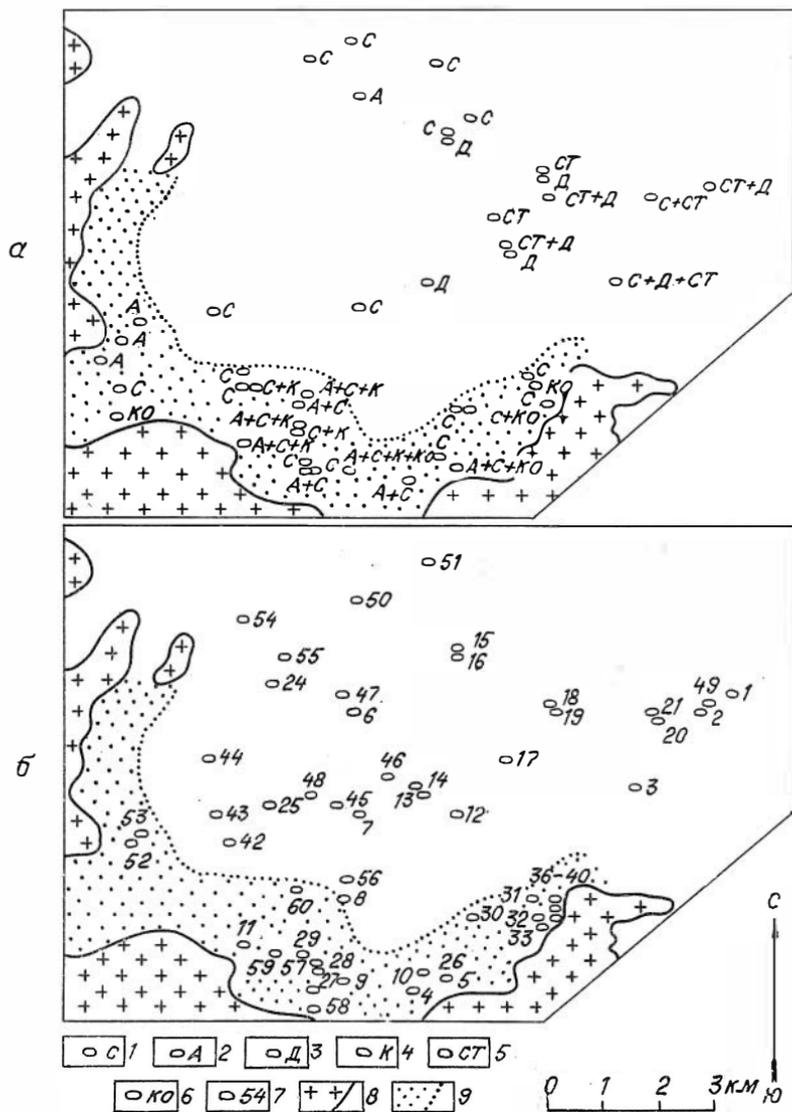


Рис. 1. Схема расположения информативных парагенезисов (а) и отбора образцов с гранатов для микрозондового рентгено-спектрального анализа (б):

I-6 - ассоциации, соответственно, с силлиманитом, андалузитом, дистеном, калиевым полевым шпатом, ставролитом, кордиеритом (по шлифам); 7 - точки отбора и номера образцов с гранатом; 8 - гранитоиды Моренского массива; 9 - зона ороговикования пород (по шлифам)

$$\bar{X}^K_{\text{рег}} = 2,62 \pm 0,23 - \bar{X}^K_{\text{кон}} = 2,82 \pm 0,34; \text{FeO} : \bar{X}^{\text{II}}_{\text{рег}} = 29,87 \pm 1,10 - \bar{X}^{\text{II}}_{\text{кон}} = 29,28 \pm 1,29; \bar{X}^K_{\text{рег}} = 29,04 \pm 1,32 - \bar{X}^K_{\text{кон}} = 29,23 \pm 1,49)^{\#}.$$

Концентрации CaO центральных частей гранатов из роговиков и вмещающих пород также близки между собой ($\bar{X}^{\text{II}}_{\text{рег}} = 2,36 \pm 0,30 \approx \bar{X}^{\text{II}}_{\text{кон}} = 2,24 \pm 0,62$). В то же время средние содержания кальция в оторочках зерен различаются на 5 %-ном уровне значимости ($\bar{X}^K_{\text{рег}} = 2,10 \pm 0,20 > \bar{X}^K_{\text{кон}} = 1,65 \pm 0,36$) (см. табл. 2).

Сравнение матриц корреляционных связей. Допустим, что корреляционные связи между окислами MnO-MgO-CaO-FeO в гранатах из роговиков и регионально-метаморфизованных пород однопородны.

Привлечение статистического анализа (критерий χ^2) позволяет показать, что предположение неверно - корреляционные матрицы этих выборок не являются представителями какой-либо общей для них совокупности, т.е. гранаты из приконтактовых и ставролит-дистеновых гнейсов имеют значимые различия в характере корреляционных связей между MnO-MgO-CaO-FeO.

Тип зональности в гранатах.^{***} В междуречье Морена и Солчера гранаты характеризуются восемью типами зональности по MnO-MgO-CaO-FeO : 1) "+ - (-) -" (53 %); 2) "- - - +" (5 %); 3) "- - (+) -" (3 %); 4) "- + (+) -" (2 %); 5) "+ + - +" (2 %);

[#] Здесь и далее приведены оценки 95 %-ного доверительного интервала для средних содержаний компонентов центральных ($\bar{X}^{\text{II}} \pm t_{s\bar{X}}$) и краевых ($\bar{X}^K \pm t_{s\bar{X}}$) частей граната.

^{***} Под типом зональности мы будем понимать тип взаимного поведения окислов MnO-MgO-CaO-FeO при увеличении или уменьшении концентраций одного из них /1,4,5/. Например, при падении (-) или возрастании (+) концентраций марганца от центра зерна к краю возможны семь вариантов компенсации граната по MnO-MgO-CaO-FeO: "- - - +" и т.д.

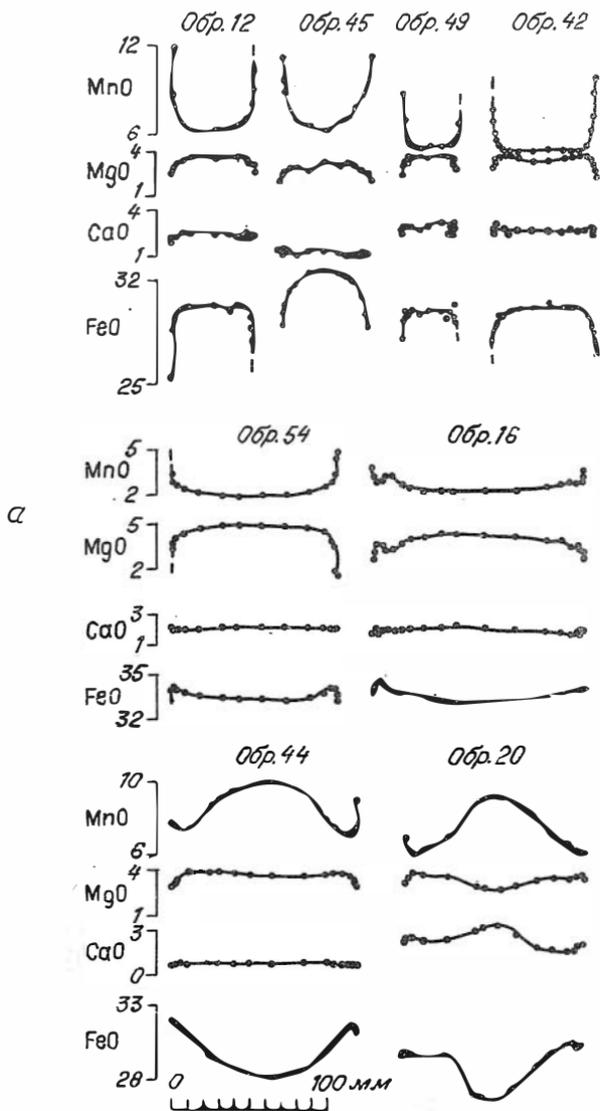


Рис. 2. Концентрационные кривые гранатов из регионально - метаморфизованных пород (а) и роговиков (б)

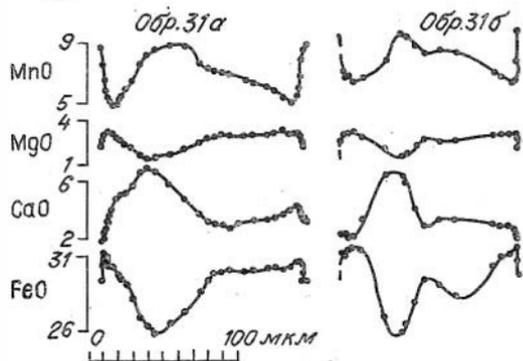
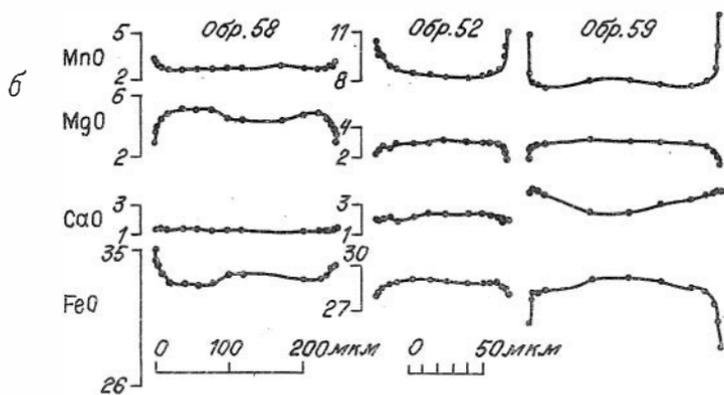
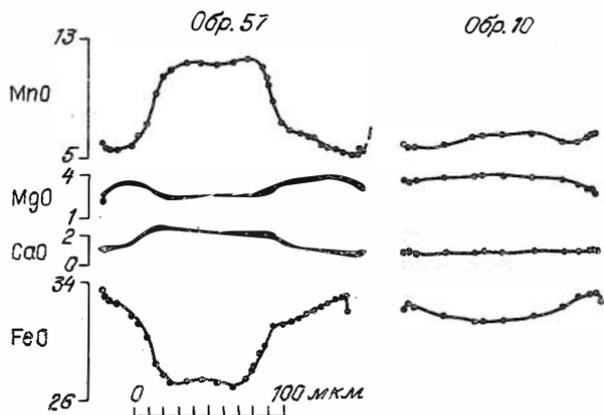


Таблица 2

Средние составы гранатов из метаморфических пород
мутурской свиты (Юго-Западный Сангилен) (мас. %)

Пара- метры	Центр				Край			
	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO	FeO
Гранаты из регионально-метаморфизованных пород (n = 33)								
\bar{X}	6,45	3,44	2,36	29,87	8,52	2,62	2,10	29,04
\bar{S}	3,67	0,77	0,85	3,09	4,36	0,63	0,55	3,72
t_{sx}	1,30	0,27	0,30	1,10	1,55	0,23	0,20	1,32
Гранаты из дистеновых гнейсов (n = 31)								
\bar{X}	4,29	3,87	2,146	31,92	5,94	2,96	2,09	31,17
\bar{S}	0,55	0,36	0,34	0,66	0,74	0,32	0,28	0,63
t_{sx}	0,20	0,13	0,12	0,24	0,27	0,12	0,10	0,23
Гранаты из метаморфических пород приконтактной области с гранитами (n = 26)								
\bar{X}	7,46	3,19	2,24	29,28	8,55	2,82	1,65	29,23
\bar{S}	2,97	0,89	1,52	3,18	3,36	0,83	0,89	3,67
t_{sx}	1,21	0,36	0,62	1,29	1,37	0,34	0,36	1,49

Примечание. \bar{X} - среднее содержание компонентов; \bar{S} - стандартное отклонение; t_{sx} - 95 % - ный доверительный интервал; n - число образцов.

6) "+ + (\pm) -" (3 %); 7) "- + - +" (13 %); 8) "+ - ($\bar{+}$) +" (18 %). (В круглые скобки заключены значения с малыми градиентами содержания окислов относительно центра и края зерна). Семь из них зафиксированы в образцах из приконтактной области. В регионально-метаморфизованных же породах - только четыре: 1, 2, 7 и 8; причем на долю первого типа приходится почти 70 %, третий же (" - - + -") является редкой разновидностью и по классификации Г.Г.Лепезина /6/ более типичен для магматических пород.

Таким образом, по данному признаку гранаты из роговиков включают в себя образцы регионально-метаморфизованных пород, в то же время отличаясь более широким набором свойственных только им типов зональности - 4, 5 и 6.

Форма концентрационных кривых. Точечное профилирование гранатов через центр зерен позволило оценить распределение окислов

в кристаллах и выделить несколько разновидностей концентрационных кривых (рис. 2).

Образцы из ставролит-дистеновых гнейсов характеризуются простыми типами профилей преимущественно со слабо выраженной ядерной частью и высокоградиентными по марганцу регрессивными оторочками (см. рис. 2, обр. 12, 45, 49, 42, 6). В случаях когда в центральных частях монокристаллов зональность наблюдается, она представлена колоколообразной формой кривых (см. рис. 2, обр. 44, 20). Более сложные формы редки и приурочены лишь к краевым частям зерен (см. рис. 2, обр. 54, 16). Интересна закономерность - во всех образцах регрессивные оторочки отвечают только I типу зональности: "+ - (-) -" (см. рис. 2).

Концентрационные кривые гранатов из роговиков более разнообразны. Некоторые профили сходны с предыдущими (см. рис. 2, обр. 52, 59). Другие имеют сложное трех-, четырехсекторное (см. рис. 2, обр. 57, 10) или асимметричное (см. рис. 2, обр. 31) строение. Например, в обр. 57 от центра зерна к его краю по марганцу фиксируются зоны: 1 - слабое возрастание концентраций, 2 - резкое падение, 3 - постепенное понижение, 4 - регрессивное возрастание. В первой из них зональность отвечает варианту "+ - - -", который типичен для регионально-метаморфизованных пород, а во втором и третьем - более характерному для роговиков варианту "- + - +".

Гранаты из обр. 10 и 58 (см. рис. 2) характеризуются отсутствием зональности в центральных частях монокристаллов. Регрессивные оторочки здесь малоградиентны и в отличие от регионально-метаморфизованных пород по типу зональности не всегда отвечают "+ - - -".

Таким образом, химизм гранатов, отобранных в метаморфитах обрамления и на удалении от гранитного плутона, достоверно различаются. Гранаты из ставролит-дистеновых гнейсов мугурской свиты имеют довольно широкие пределы вариации $MnO-MgO-FeO$. Концентрации CaO , наоборот, стабильны и в 95 % случаев колеблются от 2,06 до 2,66 мас. % для центра зерна и от 1,90 до 2,30 мас. % для его края. Зональность однообразна, и в 70 % это "+ - (+) -". Во всех исследованных образцах в краевых зонах монокристаллов отмечаются высокоградиентные возрастания концентраций марганца и его компенсация железом и магнием. Концентрационные кривые CaO близки к однородным.

В приконтактовой области химизм гранатов изменяется. В первую очередь, это касается внешних оторочек монокристаллов. Для них характерны более низкие концентрации кальция ($I, 29 \pm 2,04$), иной тип зональности и корреляционных связей. Основное отличие от образцов из регионально-метаморфизованных пород заключается в существовании в выборке гранатов с концентрационными кривыми сложной формы.

В исследуемом районе применены две системы опробования. В первом случае образцы отбирались субравномерно по площади района (см. выше). В другом - специально опробовалась лишь одна монотонная пачка дистеновых гнейсов мощностью 250 м.

Статистический анализ показал, что гранаты из дистеновых гнейсов отличаются по средним содержаниям марганца, магния и железа от двух предыдущих выборок (см. табл. 2). Устанавливаются значимые различия и для кальция, но лишь для краевых частей монокристаллов. Исходя из этого, возникает противоречие в том, что гранаты из дистеновых гнейсов пространственно включаются в совокупность гранатов из регионально-метаморфизованных пород и одновременно отличаются от них средними содержаниями окислов. Объяснением этого может служить высокая однородность по химическому и минералогическому составу пачки дистеновых гнейсов, что привело, в свою очередь, к крайне низким вариациям содержаний компонентов в гранатах, а, следовательно, к резкому обособлению этой группы от выборки, охватывающей всю совокупность метапелитов района.

В то же время сходные черты между образцами из дистеновых гнейсов и регионально-метаморфизованных пород в целом существуют. Они проявляются в формах концентрационных профилей и типов зональности кристаллов. Так, для всех гранатов из дистеновых гнейсов наблюдается один тип зональности "+ - -" и однообразные простые формы концентрационных кривых - однородная ядерная часть зерен с высокоградиентными регрессивными оторочками. Те же черты в распределении окислов в монокристаллах характерны и для выборки из регионально-метаморфизованных пород.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

Средние составы гранатов из роговиков и регионально-метаморфизованных пород сопоставимы между собой. Следовательно, наложение контактового метаморфизма не привело к существенному изменению химизма гранатов в целом для всех метапелитов.

Средние содержания окислов MnO , MgO , FeO и CaO для образцов из дистеновых гнейсов резко отличаются от прочих и характеризуются низкими вариациями составов, т.е. средний состав гранатов, по-видимому, определяется в первую очередь составом вмещающих их пород и в меньшей степени — эволюцией параметров метаморфизма.

Гранаты из роговиков и регионально-метаморфизованных пород различаются формами концентрационных кривых и типами зональности. Гранаты из регионально-метаморфизованных пород независимо от литологии в 70 случаях из 100 характеризуются отсутствием зональности в центральных частях монокристаллов. В оторочках зерен фиксируется регрессивное возрастание концентрации MnO , всегда сопровождающееся одновременным понижением окислов MgO , FeO , и CaO . Типы зональности и формы концентрационных кривых в гранатах из роговиков разнообразны и по этим параметрам включают в себя как подвыборку гранаты из регионально-метаморфизованных пород. Следовательно, можно предположить, что лишь скачкообразное изменение параметров метаморфизма (внедрение интрузива, например) приводит к усложнению типов зональности и форм концентрационных кривых в гранатах. При относительно длительном акте наложенного метаморфизма (региональном) происходит, наоборот, нивелирование зональности. По-видимому, это обуславливает и однотипное перераспределение окислов на регрессивной стадии.

Литература

1. Буданов В.И., Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Цикличность метаморфизма по данным изучения зональности в гранатах (на примере Юго-Западного Памира) // Геология и геофизика. 1983. № II. С. 110-116.

2. Владимиров В.Г. Структурный анализ метаморфических по-

род докембрия (Юго-Западный Сангилен) //Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 23-30.

3. Владимирова В.Г. Приконтактовые деформации метаморфитов мугурской свиты района рек Морен и Солчер (Юго-Западный Сангилен) //Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С.67-87.

4. Королук В.Н. Оценка термической истории метаморфических комплексов по зональным гранатам: Автореф. канд. дис... геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 17 с.

5. Лепезин Г.Г., Королук В.Н. Типы зональности в гранатах //Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 71-79.

В.Ю.Колобов

СООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛОВ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Исследование поведения вещества в контактовых ореолах интрузивов различного состава посвящено большое количество работ. В настоящее время считается доказанной изохимическая природа контактового метаморфизма, связанного с интрузивами основного состава /6,7,8/. Сложное дело обстоит с контактовыми ореолами кислых интрузий. При их исследовании с одинаковым успехом доказывается как возможность привноса вещества в экзоконтакты из магматического источника (т.е. присутствие метасоматоза) /5,11/, так и изохимичность контактового метаморфизма /3,7,10/. Возможность развития любого из этих процессов определяется главным образом характером воздействия интрузии на вмещающие породы, а именно: преобладающей ролью либо процесса переноса тепла, либо массопереноса.

Нельзя не отметить, что некоторые выводы о неизохимическом поведении вещества в контактовых ореолах гранитных интрузий получены, как бы, попутно при изучении строения самих гранитоидных массивов, особенностей их становления, рудоносности, формационной принадлежности и т.д. Как правило, при этом используются или результаты частичных, в лучшем случае, полных силикатных анализов или же количественные определения редких и рассеянных эле-

ментов без детального анализа особенностей химического и минерального состава пород, вмещающих интрузив.

Нами на примере контактового ореола Уларского гранитоидного массива сделана попытка комплексного минералого-геохимического исследования роговиков с применением методов математической статистики для анализа поведения вещества при контактовом метаморфизме, в данном случае связанном с интрузивом кислого состава.

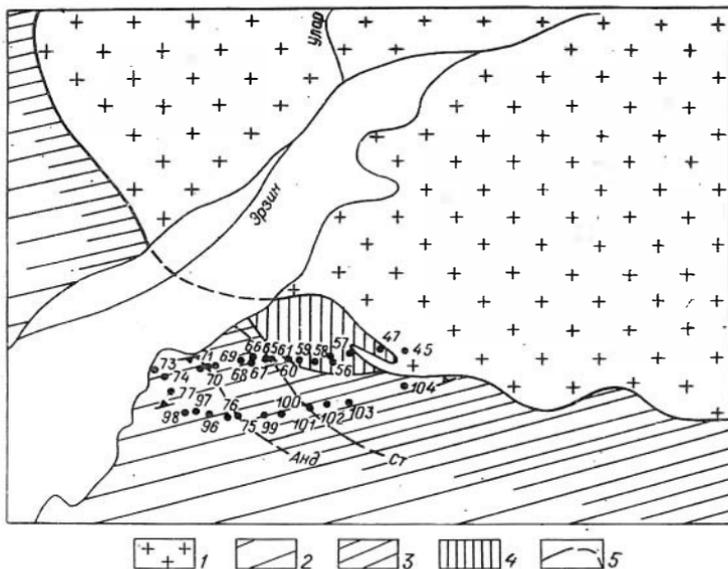


Рис. 1. Фрагмент западного экзоконтакта Уларского массива:

1 - плагиограниты; 2 - регионально-метаморфизованные породы чинчилигской серии; 3 - роговики; 4 - зона интенсивного метасоматического замещения; 5 - изогралы: появления андалузита (Андр) и исчезновения ставролита (Ст). Места отбора проб с 45 по 73 соответствуют профилю I, с 96 по 104 - профилю II

Детально исследованы породы западного обрамления Уларского массива, занимающие секущее положение по отношению к контак-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
70	66,0	0,85	18,7	0,08	4,88	0,10	2,00	0,47	1,58	2,91	2,76	0,20	0,12	0,98	720
71	66,6	0,84	18,4	0,39	4,52	0,11	2,00	0,70	1,84	2,33	2,38	0,24	0,13	0,92	735
72	64,7	0,90	19,0	0,45	4,52	0,11	2,09	0,35	1,47	2,58	2,64	0,32	0,18	0,91	755
73	64,7	0,93	19,0	0,75	4,16	0,12	2,43	0,35	1,37	3,26	2,84	0,36	0,12	0,85	1020
74	67,8	0,86	17,0	0,24	4,02	0,11	2,09	0,58	1,05	2,91	2,54	0,28	0,10	0,94	990
77	65,3	0,90	18,0	0,67	4,24	0,10	2,09	0,23	1,68	2,78	2,77	0,28	н.о.	0,86	970
						II P O Ф И Ъ									
I04	65,7	0,96	18,5	н.о.	4,88	0,16	2,51	0,46	0,61	3,39	2,40	0,20	0,18	0,99	20
I03	66,9	0,90	15,3	н.о.	4,80	0,14	2,59	0,11	1,21	3,65	3,35	0,26	0,11	0,99	200
5	64,5	0,94	19,3	0,10	5,96	0,11	1,80	0,75	1,54	3,20	2,08	0,16	0,17	0,98	24С
I02	66,3	0,89	17,4	0,34	4,81	0,16	2,59	0,35	1,89	2,67	2,43	0,30	0,10	0,93	300
6	43,9	1,32	32,0	0,70	7,60	0,12	3,15	0,81	1,54	5,56	3,34	0,16	0,15	0,92	350
I01	70,9	0,78	15,0	н.о.	4,39	0,15	1,76	0,58	1,47	2,86	1,95	0,22	0,10	0,99	400
7	66,0	0,80	16,8	н.о.	5,69	0,15	1,90	0,70	1,54	3,38	2,80	0,34	0,15	0,99	440
I00	72,0	0,80	13,8	н.о.	4,24	0,12	2,09	0,11	1,05	2,83	2,27	0,20	0,13	0,99	490
99	63,4	0,98	19,0	0,18	4,95	0,13	2,43	0,11	1,89	4,13	3,11	0,22	н.о.	0,97	540
75	67,2	0,84	16,5	0,10	4,24	0,13	2,34	0,58	1,79	2,83	2,79	0,30	0,14	0,98	730
76	65,5	0,90	18,0	0,07	4,09	0,12	2,43	0,35	1,68	3,65	2,35	0,40	0,11	0,98	745
96	67,2	0,90	17,5	0,22	4,02	0,12	2,09	0,23	1,68	2,95	2,40	0,16	0,10	0,95	825
97	67,4	0,89	17,0	0,59	3,95	0,13	1,93	0,58	1,58	2,91	2,69	0,26	0,10	0,87	905
98	69,3	0,84	15,3	0,10	4,85	0,14	2,09	0,58	1,13	3,52	0,29	0,18	0,18	0,98	935

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ИГТГ СО АН СССР (аналитик Зеркалова М.И.)

у - коэффициент восстановления пород ($у = FeO/FeO+Fe_2O_3$), здесь и далее н.о. - не определено.

Таблица 2

Содержание редких и рассеянных элементов в гранитах Уларского массива
и породах западного экзоконтакта

Эле- менты	Г Р А Н И Т Ы																
	II	I2	I3	I4	I5	I6	2I	42	50	55	77	78	8I	82	I65	45	47
Li	4,0	3,6	4,2	5,0	3,8	5,0	5,0	2,2	I,0	3,7	3,7	3,5	3,5	3,5	3,7	5,5	3,1
Be	0,54	0,70	0,36	0,76	0,45	0,68	0,54	0,36	0,14	0,70	0,50	0,52	0,64	0,66	0,68	0,48	0,22
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	38
Sc	I,00	0,94	0,70	I,30	0,80	I,00	I,40	I,40	0,26	2,50	0,74	I,00	0,94	I,40	0,70	0,35	0,15
Y	3,0	2,6	2,3	2,5	I,8	7,0	7,0	2,5	0,9	2,5	2,3	3,0	2,5	3,5	I,7	-	-
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-
Co	0,9	0,8	0,7	0,7	н.о.	0,6	н.о.	0,6	н.о.	0,7	0,7	I,0	0,8	I,0	н.о.	-	-
Ni	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	I,4	I,4	I,4	I,3	I,3	I,5	I,3	I,4	I,2	I,5	I,5	I,3	I,2	I,5	I,4	-	-
Rb	I3	I4	I3	I5	I6	I6	I5	8	6	I2	I4	I3	I2	I2	I6	I5	I9
Str	IO	7,5	9	8	7	7,5	7,5	8	I5	7,5	8	9,5	6	9	7	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	IO	I2	8	I5	II	I3	II	II	7	I3	I4	II	I2	28	9	I2	6
Nb	2,1	2,2	0,3	2,9	2,0	2,7	2,3	2,1	н.о.	2,5	I,8	2,1	2,5	2,7	2,1	0,8	0,3
Mo*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	0,4	0,4	0,4	0,4	н.о.	0,4	0,4	н.о.	н.о.	-	-						
Ba	70	80	95	95	70	70	75	40	55	90	110	I30	85	I20	95	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I, M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Эле- менты	П Р О Ф И Й Ъ И																	
	46	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	65	66	67
Li	9,7	5,2	3,4	4,7	4,3	4,3	3,8	4,2	4,8	9,2	4,6	6,3	3,7	7,9	4,5	7,1	6,2	6,7
Be	0,36	0,30	0,10	0,14	0,12	0,12	0,18	0,10	0,16	0,38	0,24	0,33	0,18	0,32	0,17	0,41	0,30	0,17
B	н.о.	2,0	2,0	2,0	1,0	1,5	0,8	0,8	0,7	1,0	7	4	0,5	1,5	8	2	3	6
F	140	110	90	100	110	100	90	100	110	170	130	110	80	110	110	130	90	100
Sc	3,00	0,45	0,35	0,64	0,43	0,50	0,54	0,56	0,56	2,30	0,60	0,96	0,96	2,40	0,68	0,72	0,40	0,90
V	10	5,5	5,5	5,5	5	4,6	5	6,5	6,5	8	6,5	6	4,5	6	4	5,5	5,5	5,5
Cr	4	2,3	2,4	3	1,7	1,7	1,7	2,7	1,7	5	2,4	2,6	3	12	20	6,5	5,3	20
Co	1,5	1,0	0,9	1,0	0,85	0,85	0,85	0,8	1,0	3	1,7	1,8	0,7	1,5	1,3	1,5	1,7	1,5
Ni	4	2,3	1,7	2,0	1,8	2,3	2,5	4	2,6	3,8	2,5	2	2	2	3,5	2,5	2,5	4
Cu	0,5	2	2	6	5	1,5	1,5	1	0,7	1,5	3	1,5	1	3	5	5	2	3
Zn	8	15	20	20	30	40	30	40	20	60	40	40	40	40	40	40	40	50
Ga	2	1,2	0,9	1,2	1,0	0,9	0,9	1,1	1,2	2,2	1,1	1,1	3,5	3	2,5	3,0	2,5	3,0
Rb	26	15	9	14	10	11	10	15	11	18	9	9	7	12	10	11	10	11
Sr	10	10	11	5	8,5	8,5	6	5	8,5	15	10	11	25	16	13	17	25	15
Y	4	4	4	5	5	4	4	5	4	5	5	4	7	4	3	4	3	4
Zr	22	10	7	16	12	10	14	12	19	22	12	21	25	19	19	16	11	14
Nb	0,80	0,54	0,35	0,62	0,54	0,54	0,78	0,52	0,78	1,10	0,52	0,84	0,70	1,10	0,92	1,00	0,50	0,96
Mo*	-	7	-	15	8	5	н.о.	н.о.	н.о.	8	7	5	н.о.	5	5	н.о.	5	н.о.
Ag*	-	-	0,6	0,5	0,7	0,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,6	0,6	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5
Sn	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	0,5	0,6	0,5	0,4	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6
Ba	80	37	30	30	35	30	30	30	35	47	33	30	65	60	55	50	48	70
La	4	4	3	3	4	3	н.о.	3	3	4	4	3	4	3	н.о.	3	4	4
Yb	0,4	0,4	0,5	0,4	0,6	0,4	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	0,3	0,6	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4
Pb	4	4	3	3	7	6	4	3	3	8	5	4	6	5	4	5	5	3
I, M	I	5	10	15	25	15	I	0,5	20	95	130	185	250	350	440	460	510	510

Эле- менты	П Р О Ф И Л Ь I										П Р О Ф И Л Ь II							
	68	69	69a	70	70a	71	72	72a	73	73a	74	74a	77	I04	I03	5	I02	6
Li	8,6	9,1	7,6	5,4	4,4	6,3	7,3	6,6	6,9	6,3	5,4	5,2	4,4	7,0	4,0	4,9	4,5	3,6
Be	0,29	0,30	0,40	0,40	0,30	0,30	0,45	0,40	0,45	0,22	0,40	0,30	0,15	0,26	0,28	0,12	0,21	0,44
B	8	3	5	4	I0	4	4	5	3	3	4	3	5	3	0,8	I	5	8
F	90	I00	I10	80	I00	I00	I00	I10	I00	I20	I00	I00	I10	80	I10	90	I20	I30
Sc	I,00	0,64	I,40	0,98	0,82	0,82	0,90	I,00	I,50	0,47	I,60	I,00	0,64	0,60	0,68	I,00	0,40	I,50
V	5	7	6	5	6	5	5,5	7	5,5	7,5	5	5,5	6	5	4	7	5	I4
Cr	6	7	6	4,6	5	4,6	5	6	6	н.о.	4	4,5	8,5	5,5	4,5	25	5,5	6
Co	I,3	I,6	I,3	I,3	I,3	I,2	I,3	I,4	I,2	I,3	I,1	I,2	I,1	I,1	I,5	I,3	I,5	I,6
N1	3	3,5	2,8	2,5	2,5	2,6	3	3	3	3,5	3	3	2	3	3,5	3	3	3,5
Cu	6	6	5	6	4	6	8	7	3	I	6	3	6	2	4	2	5	I
Zn	50	40	30	40	30	40	30	20	40	20	30	20	8	50	40	10	50	I5
Ga	2,5	3,2	3,0	2,5	3,0	2,5	2,5	3,0	2,6	3,5	2,5	3	2	2,8	2,6	1,4	2,5	2,5
Rb	9	I0	II	9	I0	7	9	I0	I0	I4	II	II	II	I0	I4	I2	9	I8
Sr	20	20	I4	II	I5	I7	I4	I6	I3	I8	9	I2	I2	I5	II	I4	I6	I5
Y	3	4	4	4	3	4	4	5	4	4	4	3	4	3	4	6	4	4
Zr	I2	I2	24	I7	II	I6	II	I6	16	6	I9	I0	I3	I5	26	8	7	I6
Nb	0,60	0,68	I,10	0,75	0,70	0,50	0,80	0,94	0,80	0,45	0,68	0,70	0,84	0,52	0,82	0,58	0,82	0,56
Mo*	н.о.	5	5	5	5	н.о.	6	5	5	н.о.	н.о.	н.о.	5	н.о.	5	5	7	5
Ag*	0,6	2	2	I	0,7	0,8	3	4	н.о.	0,5	5	5	I	6	0,5	0,5	8	н.о.
Sn	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3	0,4	0,5	0,4	0,6	0,4	0,5	0,3	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
Ba	45	60	35	45	80	45	38	35	90	68	58	65	40	60	55	45	60	70
La	3	4	4	4	3	3	4	4	4	5	4	4	4	3	4	3	3	3
Yb	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,4	0,6	0,3	0,4
Pb	4	5	7	5	5	4	4	8	5	7	4	5	7	4	4	2	4	3
I, M	540	700	700	720	720	735	755	755	1020	1020	990	990	970	20	200	240	300	350

Элементы	ПРОФИЛЬ И													Чувствительность определения	
	101	7	100	99	75	75а	76	76а	96	96а	97	97а	98		98а
Li	3,2	6,9	4,3	3,6	5,4	4,3	3,7	4,2	4,3	5,1	4,9	4,8	4,9	3,5	0,05
Be	0,24	0,27	0,10	0,37	0,25	0,22	0,19	0,10	0,40	0,39	0,32	0,42	0,32	0,42	0,10
B	4	2	3	6	3	2,5	1	8	3	2	2	3	5	3	0,5
F	110	130	110	100	80	130	100	170	90	100	110	90	150	120	5
Sc	0,43	0,86	0,23	0,86	1,20	0,50	0,68	1,70	1,00	1,6	0,62	1,4	0,56	2,2	0,1
V	3,6	4,5	4	7	7,5	5	5	5	6	5,5	5,5	7,5	7	8,5	0,5
Cr	5	1,7	4,5	6	6	20	16	15	6	3,6	7	8,5	7	4,5	1
Co	1,2	1,0	1,1	1,6	1,8	1,3	1,2	0,8	1,3	1,3	1,6	2,0	1,5	1,7	0,6
Ni	2,6	3,3	3	3	3,5	2,5	2,5	1,8	2,5	2,7	4,5	5,5	2,5	3,5	0,7
Cu	4	3	5	6	5	5	6	6	3	1	7	7	2	5	0,1
Zn	50	8	40	20	30	20	15	8	10	15	15	20	20	20	1
Ga	2,5	1,2	2,5	2,8	3	2,4	2,5	1,7	2,5	2,0	2,5	2,2	2,8	2,2	0,5
Rb	8	10	10	13	10	13	11	11	10	8	9	12	12	12	1
Sr	11	6	11	16	18	13	12	5	13	12	10	11	15	10	5
Y	19	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	3	4	5	0,3
Zr	19	14	17	18	14	10	11	15	15	12	16	14	16	9	0,3
Nb	0,70	0,88	0,40	0,80	0,56	0,54	0,46	0,72	0,68	1,70	0,50	2,10	0,75	2,60	0,30
Mo*	7	5	5	6	6	5	5	5	5	н.о.	5	5	н.о.	6	5
Ag*	10	0,8	0,8	0,8	1,5	1,0	0,8	0,8	0,8	0,5	5	4	1	0,6	0,5
Sr	0,5	0,4	0,6	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,1
Ba	60	50	70	40	55	70	50	25	48	60	48	55	70	55	2
La	н.о.	н.о.	3	3	3	3	3	4	3	н.о.	5	5	4	5	3
Yb	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,1
Pb	3	3	3	8	4	7	4	10	4	3	6	4	4	5	0,1
1, M	400	440	490	540	730	745	745	745	825	825	905	905	935	935	

Примечание. Знаком " * " отмечены микрокомпоненты, содержание которых приведено в $\mu\text{г} \cdot 10^{-5}$ вес.%, для всех других - в $\mu\text{г} \cdot 10^{-3}$ вес.%; количественные спектральные анализы микроэлементов выполнены в ИИГР; н.о. - не определено; I1, I2 и т.д. - номера проб.

ту с гранитами. Опробование вмещающих пород проводилось по профилям, заложенным по простиранию двух параллельных горизонтов метapelитов на удалении 200-250 м друг от друга с интервалом опробования - 10-50 м (рис. 1). Результаты опробования приведены на петрогенные, редкие и рассеянные элементы в таблицах 1, 2. В обоих профилях вмещающие породы представлены метapelитами гранат-ставролит-кордиерит-плагисклад-мусковит-кварц-биотитового состава, соответствующими андалузит-ставролитовой зоне регионального метаморфизма, выделенной для кристаллических пород Сангиленского выступа /4/. Отсутствие различий между профилями по содержанию породообразующих компонентов указывает на полную их тождественность по химическому составу (табл. 3).

Ореол контактового метаморфизма определяется появлением в гранат-ставролит-кордиеритовых кристаллосланцах нового парагенезиса с андалузитом. Ширина ореола, зафиксированная изогрადой андалузита, достигает 700-750 м. Вслед за андалузитом по направлению к интрузивному контакту в роговиках появляется фибролит. Он развивается по гранату, кордиериту и андалузиту, образуя тесные спутанно-волокнистые срастания с биотитом. Удалось проследить различные этапы этого замещения: от образования каемок вокруг этих минералов, выполнения узких проникающих жилочек, образующихся за счет трещиноватости минералов или по плоскостям их спайности, до полного их замещения. Все особенности реакционного взаимодействия силлиманита с другими минералами свидетельствуют о более позднем его образовании.

В целом по минеральному составу породы обоих профилей очень близки, в них выделяются одни и те же признаки метаморфизма примерно на одном и том же расстоянии от контакта с гранитами. Главное различие заключается в интенсивности процесса замещения граната, кордиерита и андалузита биотит-фибролитовыми срастаниями. Так, в профиле II этот процесс имеет локальный характер и везде в роговиках, вплоть до непосредственного контакта с гранитами, количество граната, кордиерита и андалузита в породах практически постоянно. В породах профиля I замещение идет более интенсивно и уже на удалении 300-350 м от контакта биотит-силлиманитовые сегрегации почти полностью замещают гранат и кордиерит, а на расстоянии 200 м - андалузит.

Таким образом, минералого-петрографические данные свиде-

Таблица 3

Среднее содержание, дисперсия и стандартное отклонение компонентов, оценка нормальности их распределения и сравнение по χ^2 - и F -критериям

Оксиды (вес.%)	I				II				t	F				
	n	\bar{X}	S	S ²	n	\bar{X}	S	S ²			A			
											C	C		
SiO ₂	24	66,90	4,761	2,18	0,123	0,7942	13	68,05	2,750	1,66	-0,137	0,7932	1,80	1,73
Al ₂ O ₃	24	19,07	1,446	1,20	-0,023	0,7352	13	18,02	1,708	1,30	-0,379	0,7988	2,52	1,18
TiO ₂	23	0,90	0,003	0,06	-0,983	0,7244	15	0,91	0,004	0,06	-0,307	0,8011	0,50	1,29
ΣFe	24	5,36	0,338	0,58	-0,002	0,8472	15	4,94	0,299	0,55	0,686	0,7518	2,28	1,13
Fe ₂ O ₃	24	0,60	0,138	0,37	0,214	0,7932	15	0,21	0,071	0,27	1,015	0,7881	3,71	1,94
FeO	24	4,83	0,240	0,49	0,448	0,7539	15	4,75	0,366	0,60	0,823	0,8132	0,44	1,53
MnO	24	0,11	0,0002	0,013	0,077	0,8193	15	0,13	0,0003	0,018	0,074	0,8096	4,00	1,88
MgO	23	2,15	0,063	0,25	0,145	0,7489	15	2,27	0,091	0,30	-0,073	0,8797	1,28	1,44
CaO	24	0,63	0,112	0,33	0,713	0,7792	15	0,41	0,050	0,22	-0,016	0,8847	2,47	2,24
Na ₂ O	22	1,63	0,043	0,21	-1,068	0,7242	14	1,60	0,074	0,27	-0,615	0,7658	0,35	1,72
K ₂ O	24	3,06	0,157	0,40	0,576	0,7134	14	3,30	0,146	0,38	0,148	0,8577	1,84	1,06
P ₂ O ₅	24	0,11	0,0009	0,03	0,664	0,7626	15	0,12	0,0016	0,04	-0,083	0,7772	0,83	1,78

Примечание. n - число анализов, \bar{X} - среднее содержание, S² - дисперсия, s - среднеквадратичное отклонение, A - коэффициент асимметрии, C - коэффициент эксцесса, t - значения t-критерия Стьюдента, F - значения F-критерия Фишера. Здесь и далее одной чертой подчеркнуты вычисленные значения A, C и t, выше критических значений A₀₅, C₀₅ и t₀₅, двумя значениями A, C и t, выше A₀₁, C₀₁ и t₀₁. ΣFe - общее содержание железа в породе, пересчитанное на закисную форму.

Коэффициенты уравнений регрессии и парные индексы корреляции породобразующих компонентов (вес. %), некоторых их отношений (%) и микрокомпонентов ($\mu\text{·}10^{-3}$ вес. %) с. 1
в породах западного экзоконтакта

У	ПРОФИЛЬ I							ПРОФИЛЬ II				
	к	а	б	с	г	и	к	а	б	с	г	и
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	67,50	-23,814	54,869	-30,402	0,465*	24						
	0,86	0,083			0,474							
TiO ₂	0,85	0,263	-0,197		0,524	24						
	0,84	0,623	-1,178	0,648	0,538*							
FeO	5,16	-0,780			0,599		5,41	-1,135			0,591*	
	5,07	0,435	-11,328		0,632*	24	5,32	-0,644	-0,439		0,546	I5
	5,07	0,213	-0,721	-0,401	0,608		4,92	3,990	-11,775	7,293	0,575	
Fe ₂ O ₃							-0,12	0,566			0,667	
	0,44	6,310	-16,220	10,112	0,619*	24	0,13	-0,708	1,140		0,734	I5
							-0,07	1,673	-4,682	3,746	0,792*	
Σ Fe	5,75	-0,896			0,580							
	5,59	1,105	-2,187		0,665	24						
	5,46	5,944	-15,402	8,737	0,717*							
MnO	0,10	0,021			0,594*		0,15	-0,037			0,663	
	0,10	0,031	-0,012		0,574	24	0,16	-0,088	0,045		0,666*	I5
	0,10	-0,027	0,147	-0,105	0,575		0,16	-0,090	0,049	-0,002	0,627	
Na ₂ O	1,53	1,981	-2,080		0,550		0,79	2,867	-2,233		0,612	
	1,51	2,709	-4,068	1,314	0,525	24	0,59	5,191	-7,818	3,658	0,620	I5

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
K ₂ O	3,3I	-2,276	2,275		0,554							
	3,23	0,39I	-5,0I0	4,8I7	0,593*	24						
FeO	6,04	-0,973			0,584		6,29	-I,34I			0,567*	
	5,9I	0,655	-I,779		0,622*	24	6,18	-0,783	-0,500		0,518	I5
SiO ₂ +Al ₂ O ₃	5,90	I,204	-3,278	0,99I	0,598		5,69	4,997	-I4,638	9,097	0,543	
	K ₂ O	3,86	-2,555	2,495		0,502						
3H ₂ O+Al ₂ O ₃	3,76	I,022	-7,273	6,459	0,557*	24						
	4,9I	0,18I			0,449							
Li	4,25	0,883	-0,075		0,668*	28	6,90	-8,853	7,027		0,574*	I8
	4,15	I,232	-0,167	0,006	0,657		7,34	-I4,290	20,760	-9,258	0,56I	
	0,2I	0,018			0,420							
Be	0,15	0,082	-0,007		0,600	28	0,32	-0,555	0,670		0,636*	I8
	0,13	0,162	-0,028	0,00I	0,613*		0,28	-0,130	-0,402	0,723	0,620	
	2,44	2,639			0,409							
B	I,50	I2,750	-10,738		0,600*	28						
	I,43	I5,344	-17,600	4,410	0,579							
	0,6I	0,046			0,384							
Sc	0,55	0,113	-0,007		0,376	28						
	0,44	0,468	-0,10I	0,006	0,455*							
	4,22						4,22	2,437			0,492	
V	5,5I						5,5I	-4,418	6,449		0,548*	I8
	4,97						4,97	2,229	-10,340	II,317	0,526	

Продолжение табл.4

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
Cr	I,80	4,984	-0,492	0,394	28								
	-0,82	I4,053	0,154	0,459*				7,74	-59,806	I83,262	-I30,34	0,553*	I8
Co	0,97	0,189	-0,018	0,717	28								
	0,88	0,505	-0,101	0,005	0,838*								
Ni	2,65	2,631	0,462					2,85	6,619	-23,445	I9,I40	0,572	I8
	2,04	9,246	-7,025	0,553	28								
Cu	2,61	-I0,857	46,161	-34,181	0,651*								
	27,44	58,172	-63,405	0,590	28			43,6I	-3I,527			0,600*	
Zn	25,45	I28,III	-248,44I	I18,9I7	0,624*			48,95	-59,9I5	26,707		0,578	28
	I,26	0,182			0,78I			46,59	-3I,008	-46,308		49,2I8	0,539
Ga	0,93	0,533	-0,037	0,895*	28								
	0,92	0,570	-0,047	0,0006	0,89I								
Rb	II,84	-0,810	0,075	0,425*	28								
	II,72	-0,422	-0,028	0,392									
Sr	9,82	0,673		0,513									
	7,26	3,429	-0,293	0,799	28								
Ba	6,73	5,250	-0,774	0,804*									
	0,58	0,091	-0,008	0,463*	28								
Pb	0,57	0,174	-0,030	0,001	0,458								

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Mo**								3,36 2,27	11,035 24,376	-10,989 -44,686		0,597 0,666*	18
Ag**	0,24 0,39 0,58	2,005 0,343 -6,253		1,765 19,215	-11,215 0,541	0,543* 0,534	28						
Sn	0,40	1,694		-4,023	2,409	0,599*	28	0,55 0,54 0,50	-0,170 -0,137 -0,480	-0,032 -1,590	1,050	0,564* 0,523 0,531	18
Ba	32,69 32,17 28,85	2,922 3,484 14,939		-0,060 -3,086	0,194	0,682*	28						
Ia	2,96 3,10 3,11	1,060 -0,479 -0,804		1,634 2,494	-0,553	0,506 0,525* 0,495	28	3,92 3,22	-6,983 1,493	8,027 -13,303	14,433	0,615 0,635*	18
Pb	4,05	1,54				0,410*	28						

Примечание. $Y = aX^3 + bX^2 + cX + k$ - общий вид уравнения нелинейной регрессии, где X - концент-
рация порообразующих и микрокомпонентов в породе, Y - расстояние до интрузивного контакта, g - коэф-
фициент корреляции; * - значения коэффициентов корреляции уравнений нелинейной регрессии для порообразую-
щих и микроэлементов, изображенных на рисунках 2 и 3, ** - концентрации этих элементов в породе даны в
пересчете на 10^{-5} вес, %; для каждого компонента приведены уравнения нелинейной регрессии I-, 2- и
3-й степеней, пропуск обозначает, что коэффициент корреляции (r) незначим при 95 %-ном доверительном
уровне.

тельствуют о том, что в контактах гранитов имело место два различных процесса: более ранний термальный прогрев, в результате которого происходило образование андалузита за счет ставролита и кордиерита (т.е. собственно контактовый метаморфизм); и наложившееся позже метасоматическое замещение биотитом и силлиманитом граната, кордиерита и андалузита (постмагматический калиевый метасоматоз).

Особенности минерального состава пород контактового ореола находят свое отражение в поведении порообразующих и редких элементов в зависимости от расстояния до контакта (1). Оказалось, что для всех компонентов в профиле II характерно распределение, независимое от l , за исключением FeO , Fe_2O_3 и в некоторой степени — Na_2O (табл. 4). При этом поведение FeO и Fe_2O_3 определяется окислительно-восстановительными условиями высокотемпературного контактового метаморфизма /9/, где в направлении к контакту увеличивается содержание FeO и уменьшается Fe_2O_3 при постоянной железистости пород (рис. 2). Сравнение химического состава роговиков и вмещающих сланцев этого профиля по средним концентрациям порообразующих компонентов и их дисперсиям (табл. 5) показывает их полную неотличимость друг от друга. Все это доказывает, что минеральные превращения при контактовом метаморфизме вдоль профиля II происходили без существенного изменений химического состава пород, т.е. изохимически.

Совершенно иная картина наблюдается в профиле I. Так расчет парных нелинейных уравнений регрессии показал, что распределение большинства порообразующих компонентов, за исключением Al_2O_3 , MgO , и CaO , зависит от расстояния до контакта. При этом особенности поведения этих компонентов связаны с изменением содержания K_2O в породе, которое возрастает в сторону интрузивного контакта (см. рис. 2 и табл. 4). Максимальные концентрации суммарного железа, TiO_2 и Fe_2O_3 и минимальные SiO_2 оказываются вблизи мест опробования, где производные функции K_2O и $K_2O/SiO_2 + Al_2O_3$ от l меняют свой знак на противоположный. Расположены эти точки в 300–350 м от контакта и совпадают с границей между метасоматитами и роговиками, выделенной ранее по минеральным признакам (см. рис. 1 и 2). Сравнение химического состава всех трех типов пород профиля I (см. табл. 5) показывает статистически значимое различие между метасоматитами и вме-

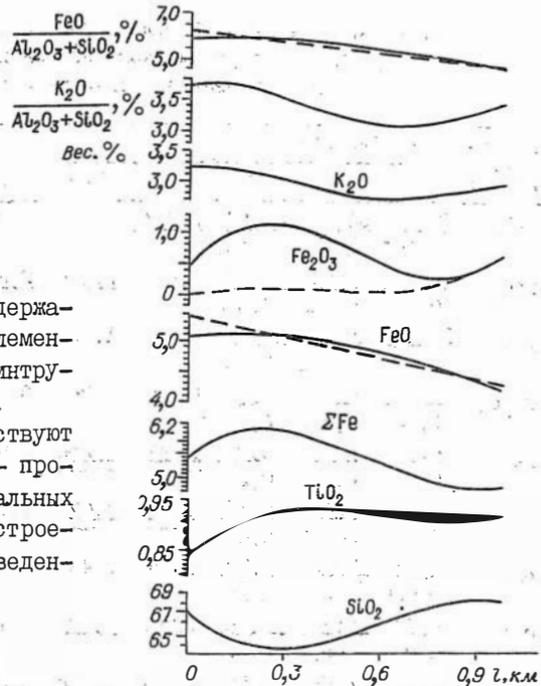


Рис. 2. Корреляция содержания породообразующих элементов с удаленностью от интрузивного контакта.

Сплошные линии соответствуют профилю I, пунктирные - профилю II. Линии оптимальных уравнений регрессии построены по уравнениям, приведенным в таблице 4

щающими сланцами - по содержанию FeO и суммарного железа.

Таким образом, достоверно устанавливается наличие дополнительного привноса K_2O из гранитов во вмещающие породы. В результате этого привноса в приконтактовой зоне, достигающей ширины около 300-350 м, происходит замещение минеральных ассоциаций роговиков с гранатом, кордиеритом и андалузитом, и за счет этих минералов развиваются биотит и фибролит. Эти минеральные превращения сопровождаются перераспределением SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O и суммарного железа (см. табл. 4), причем максимумы и минимумы на кривых распределения этих компонентов совпадают с границей области интенсивного метасоматоза (см. рис. 2).

Несомненно, что различный характер минеральных превращений (изохимический или аллохимический) сказывается на корреляции между породообразующими компонентами в породах разного ге-

Таблица 5

Сравнение вмещающих пород, роговиков и метасоматитов по среднему содержанию компонентов и их дисперсиям с использованием критерия Стъдента

Компо- ненты (вес.%)	ПРОФИЛЬ I			t			ПРОФИЛЬ II		t
	В	Р	М	В-Р	В-М	Р-М	В	Р	В-Р
SiO ₂	<u>68,27</u> 1,75I	<u>66,02</u> 2,563	<u>66,50</u> 6,637	<u>2,734</u>	I,9I6	0,473	<u>68,86</u> 6,730	<u>68,56</u> 5,4I4	0,233
TiO ₂	<u>0,92</u> 0,00I	<u>0,94</u> 0,003	<u>0,86</u> 0,006	0,600	<u>2,4I9</u>	<u>2,308</u>	<u>0,9I</u> 0,003	<u>0,90</u> 0,006	0,270
Al ₂ O ₃	<u>18,53</u> 0,792	<u>19,62</u> I,020	<u>19,12</u> I,954	2,049	I,095	0,847	<u>17,63</u> 3,187	<u>17,52</u> 2,796	0,127
Fe ₂ O ₃	<u>0,49</u> 0,044	<u>0,59</u> 0,208	<u>0,68</u> 0,17I	0,495	I,284	0,398	<u>0,3I</u> 0,089	<u>0,08</u> 0,020	2,043
FeO	<u>4,33</u> 0,059	<u>4,93</u> 0,0I3	<u>5,09</u> 0,259	<u>6,000</u>	<u>4,256</u>	0,994	<u>4,43</u> 0,125	<u>5,23</u> 0,365	<u>2,920</u>
ΣFe	<u>4,77</u> 0,10I	<u>5,46</u> 0,153	<u>5,69</u> 0,27I	<u>3,467</u>	<u>4,670</u>	I,307	<u>4,70</u> 0,132	<u>5,28</u> 0,345	2,148
MgO	<u>2,17</u> 0,026	<u>2,12</u> 0,259	<u>1,95</u> 0,200	0,230	I,486	0,688	<u>2,28</u> 0,04I	<u>2,26</u> 0,190	0,227
CaO	<u>0,45</u> 0,037	<u>0,74</u> 0,5I2	<u>0,78</u> 0,127	0,967	<u>2,538</u>	0,129	<u>0,36</u> 0,040	<u>0,50</u> 0,059	I,176
Na ₂ O	<u>1,6I</u> 0,067	<u>2,06</u> 0,224	<u>1,60</u> 0,038	2,074	0,088	<u>2,277</u>	<u>1,62</u> 0,089	<u>1,42</u> 0,196	I,783
K ₂ O	<u>3,05</u> 0,234	<u>2,74</u> 0,032	<u>3,23</u> 0,III	I,590	0,870	<u>4,0I6</u>	<u>3,42</u> 0,237	<u>3,28</u> 0,157	0,6I4
n	7	6	II				9	6	

Примечание. Над чертой - среднее содержание компонентов, под чертой - их дисперсия. В - вмещающие породы, Р - роговики, М - метасоматиты.

незиса. Причем, при контактовом метаморфизме наследуются особенности химического состава первично-осадочных пород в виде значимых корреляционных связей между компонентами, а именно: SiO₂ с ΣFe, TiO₂ и Al₂O₃, TiO₂ с MgO и Al₂O₃ и т.д. (табл. 6). Постоянство этих связей важное свидетельство в пользу отсутствия существенного перемещения компонентов /7/.

В метасоматических породах наряду с сохранением наследуемых корреляционных связей роговиков и вмещающих сланцев появляются

Таблица 6

Матрица парных коэффициентов корреляции для выборок,
составленных по типам пород

Оксиды	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Σ Fe	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂
SiO ₂	I	-0,725			-0,615			-0,947	-0,730
	2								
	3								
TiO ₂	I	0,564		0,592			0,564	0,763	
	2								
	3								
Al ₂ O ₃	I	0,684					0,547	0,651	0,811
	2								
	3								
Fe ₂ O ₃	I	0,654							
	2								
	3								
Σ FeO	I				0,713				
	2								
	3								
Fe	I		0,595						
	2								
	3								
MgO	I								
	2								
	3								
CaO	I								
	2								
	3								
Na ₂ O	I	-0,736							
	2								
	3								

Примечание. I - вмещающие сланцы (I+II, n=16), 2 - роговики (I+II, n=12), 3 - метасоматиты (I, n=11). Приведены только коэффициенты корреляции выше уровня значимости для соответствующих выборок.

значимая положительная корреляция K₂O с Al₂O₃, FeO, MgO и Σ Fe и отрицательная - с SiO₂ (см. табл. 6). Образование новых корреляционных связей в метасоматитах хорошо согласуются с изменением минерального состава пород. Так, положительная корреляция K₂O с Al₂O₃, Σ Fe и MgO определяются тем, что в процессе замещения образуются фибролит и биотит - основные концентраторы этих компонентов в метасоматитах. В то же время отрицательная корреляционная связь K₂O и SiO₂ есть результат высвобождения кремнезема при метасоматозе и вероятном его дальнейшем выносе из зоны реакции.

Данные статистической обработки результатов геохимического опробования профилей между собой не противоречат закономерностям поведения породообразующих элементов, хотя имеют некоторые особенности. В частности, сравнение профилей друг с другом по средним содержаниям микрокомпонентов в породах и их дисперсиям с помощью t -критерия Стьюдента показало, что существует значимое различие только для лития, который связан положительной корреляцией с K_2O . Содержание остальных компонентов, имеющих нормальное или близкое к нормальному распределение, в породах обеих профилей практически одинаково (табл. 7).

Анализ корреляционной связи концентрации в породе с расстоянием до интрузивного контакта проводился только для тех микроэлементов, содержание которых превышает порог чувствительности аналитических методов (см. табл. 2). Из всего числа изученных микрокомпонентов только F, Ni, Y, Yb и Zr характеризуются равномерным распределением вдоль обеих профилей. И если в профиле II установлена значимая корреляция с l только для шести микроэлементов (Li, Be, Y, Cr, Zn, Sn), то в профиле I — для всех, кроме V (рис. 3, см. табл. 4).

Для профиля II характерна в целом простая связь концентрации микрокомпонентов с удаленностью от гранитов, которая практически сводится либо к постепенному уменьшению (V, Be), либо к увеличению (Li, Zn, Sn) содержания редких и рассеянных элементов по направлению к интрузивному контакту и очень редко (Cr) имеет более сложный характер (см. рис. 3, табл. 4). В большинстве случаев подобные зависимости можно объяснить некоторой первичной неоднородностью концентрации микроэлементов в осадочных породах. Повышенное содержание Li в непосредственной близости от интрузивного контакта, по-видимому, связано с приконтактным метасоматозом вблизи гранитов.

Распределение микрокомпонентов в породах профиля I более сложное и описывается, как правило, многочленами третьего или, реже, второго порядка. Метасоматическое замещение роговиков сопровождается выносом большинства микрокомпонентов из внутренней зоны ореола в результате чего содержание редких и рассеянных элементов в этой зоне составляет не более 60–80 % от средней их концентрации в породах профиля, а иногда уменьшается до 30–50 %, как например, для Be, Sc, Cr, Ga (см. табл. 3 и 4).

Среднее содержание и дисперсия микрокомпонентов в гранитах Уларского массива, в породах профилей I и II, оценка нормальности распределения микроэлементов в профилях и сравнение их по t - критерию

Эле- мент	Г Р А Н И Т Ы			П Р О Ф И Л Ь I					П Р О Ф И Л Ь II					t
	n	\bar{X}	S^2	n	\bar{X}	S^2	A	C	n	\bar{X}	S^2	A	C	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Li	I7	3,76	1,164	28	5,77	2,259	0,4469	0,8516	I8	4,66	1,059	0,8949	0,7345	<u>2,95</u>
Be	I7	0,53	0,031	28	0,30	0,024	<u>0,9463</u>	0,7233	I8	0,28	0,010	-0,0467	0,8063	<u>0,54</u>
B	-	-	-	27	3,46	4,379	<u>0,6450</u>	0,7976	I7	2,87	2,190	0,4625	0,7387	I,09
F	2	47,00	162,000	28	103,46	131,000	0,5605	0,8015	I8	110,78	542,180	0,9176	0,7412	I,24
Sc	I6	0,88	0,186	27	0,77	0,110	<u>0,9819</u>	0,8004	I7	0,67	0,051	-0,0415	0,8020	I,19
V	I5	3,00	3,010	28	5,68	0,611	0,3519	0,7837	I8	5,70	1,979	0,3530	0,8373	0,08
Cr	-	-	-	27	5,67	22,652	<u>1,9689</u>	0,6355	I7	6,40	14,455	<u>1,4133</u>	0,6653	-
Co	I5	0,67	0,043	28	1,24	0,078	<u>0,1585</u>	0,8014	I8	1,38	0,090	0,1527	0,8063	I,52
Ni	-	-	-	28	2,70	0,378	0,4328	0,8019	I7	3,02	0,361	0,3532	0,7168	I,72
Cu	-	-	-	28	3,90	4,495	0,0810	<u>0,8894</u>	I8	4,33	3,294	-0,2478	0,8367	0,73
Zn	-	-	-	27	33,15	98,361	0,2419	<u>0,8658</u>	I8	24,50	223,440	0,6528	0,8400	<u>2,16</u>
Ga	I5	1,37	0,011	28	2,12	0,754	-0,2176	<u>0,8929</u>	I8	2,33	0,243	-0,8712	0,7809	<u>1,04</u>
Rb	I7	13,47	9,390	28	10,68	3,560	0,8328	<u>0,7261</u>	I8	10,78	3,010	0,0668	0,8330	0,19
Sr	I5	8,43	4,388	28	13,02	23,810	0,3155	0,8164	I8	12,17	11,090	-0,3992	0,7563	0,57
Y	-	-	-	28	4,07	0,439	-0,0676	0,7006	I8	4,11	0,693	0,3901	0,7268	0,17
Zr	I6	10,96	5,831	28	13,69	16,960	0,3559	0,8150	I8	14,21	20,290	0,5771	0,7177	0,40
Nb	I7	1,86	0,789	28	0,72	0,040	0,2419	0,8238	I8	0,65	0,020	-0,0688	0,8716	1,39
Mo*	-	-	-	27	4,48	2,105	0,5445	0,8319	I8	5,17	2,559	-0,2950	0,7119	1,70
Ag*	-	-	-	26	0,90	0,795	<u>2,1867</u>	0,6578	I7	1,96	5,301	<u>1,4441</u>	0,7749	-
Sr	-	-	-	28	0,47	0,010	-0,1270	0,8469	I8	0,45	0,007	0,0	0,8422	0,71
Ba	I5	85,33	569,950	28	46,57	237,740	0,8975	0,8147	I8	54,22	125,710	-0,6579	0,7295	1,93
La	-	-	-	28	3,46	0,610	-0,7864	0,8265	I8	3,25	1,213	0,0468	0,7566	0,70
Yb	-	-	-	28	0,39	0,007	0,2579	0,7338	I8	0,38	0,009	0,8135	0,8250	0,37
Pb	-	-	-	28	4,79	1,952	0,6044	0,7778	I7	4,24	2,316	1,0283	0,7003	1,21

Примечание.* - содержание Mo и Ag приведено в $n \cdot 10^{-5}$ вес.%, концентрации остальных компонентов даны в $n \cdot 10^{-3}$ вес.%; \bar{X} - среднее содержание компонентов, S^2 - дисперсия.

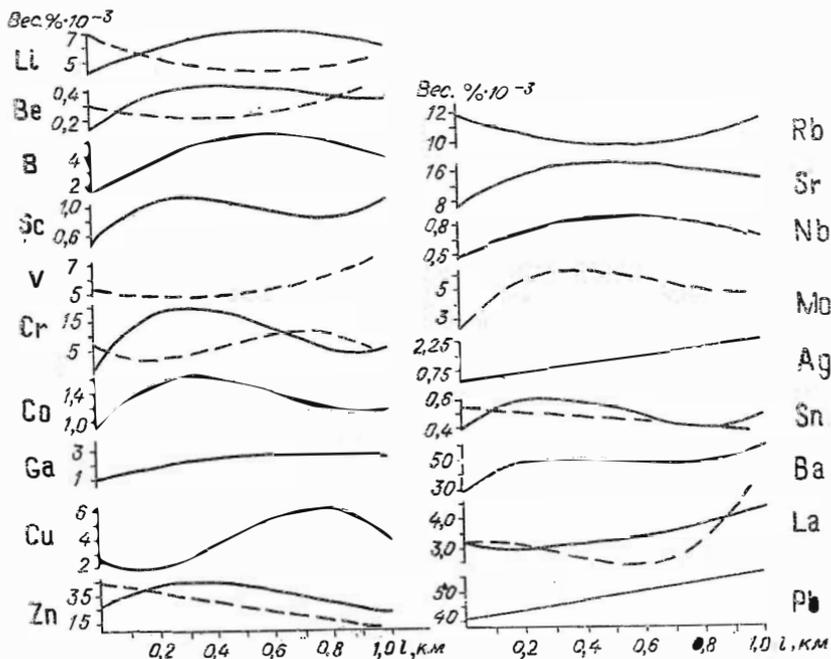


Рис. 3. Предполагаемые линии регрессии, по которым устанавливается значимая корреляция содержания микроэлементов с удаленностью от контакта с массивом гранитов
 Сплошные линии соответствуют профилю I, пунктирные - профилю II. Кривые распределения микрокомпонентов построены по уравнениям, приведенным в таблице 4

По сравнению с породообразующими элементами максимумы концентраций на кривых распределения микрокомпонентов расположены дальше от интрузивного контакта (сравнить рис. 2 и 3). Они практически все находятся на расстоянии 350-500 м от гранитов, где роговики подвергаются неполной метасоматической переработке /2/.

Полученные нами данные полностью согласуются с результатами моделирования процесса рудоотложения из первоначально ненасыщенного раствора на подвижном температурном барьере /1/. По-

сколько насыщение раствора микрокомпонентами и их кристаллизация происходит в разном температурном интервале, то и геохимический барьер для каждого конкретного элемента совпадает с координатой той точки температурного фронта, начиная с которой происходит отложение, что и фиксируется в данном случае разнотуда́ленностью максимальных концентраций микрокомпонентов от интрузивного контакта (см. рис. 3).

Граниты по сравнению с вмещающими их породами содержат более высокой концентрации только Be , Rb , Nb (см. табл. 7). Поэтому вероятно, что перераспределение редких и рассеянных элементов в породах контактового ореола происходило без дополнительного их привноса из магматического источника. Образование повышенной концентрации Rb в зоне полного метасоматического замещения роговиков, очевидно, связано с привносом этого компонента совместно с K_2O из гранитов (см. рис. 3 и табл. 4).

* * *

В заключение сформулируем основные результаты изучения контактового метаморфизма в метапелитах вблизи Уларского гранитного массива.

1. Детальное исследование минерального и химического состава пород контактового ореола свидетельствует о том, что здесь отчетливо выделяются два этапа: контактово-метаморфический и метасоматический.

2. Контактный метаморфизм, первый по времени, связан с магматической стадией становления интрузива и выражается в появлении в метапелитах нового парагенезиса с андалузитом. Анализ поведения породообразующих элементов и микрокомпонентов показал, что на стадии термального (контактового) метаморфизма минеральные превращения имеют преимущественно изохимический характер.

3. Замещение минеральной ассоциации роговиков с гранатом, андалузитом и кордиеритом связано с метасоматическим замещением метапелитов на завершающем этапе формирования контактовых пород (на постмагматической стадии?). За счет этой ассоциации под действием щелочных флюидов, вероятно, магматического происхождения, развивается новый парагенезис с фибролитом и био-

титом. Незавершенность в отдельных участках предполагаемой метасоматической реакции может быть обусловлена слабой проницаемостью пород или уменьшением привноса подвижных реактантов при постепенном снижении температуры.

4. Изучение характера распределения породообразующих компонентов показывает, что изменение минерального состава роговиков обусловлено привносом K_2O . Этот процесс сопровождается перераспределением SiO_2 , TiO_2 , FeO и других компонентов, вследствие чего образуются новые значимые корреляционные связи между компонентами пород. Они могут быть использованы как критерии для определения степени изохимичности /аллохимичности экзоконтактового преобразования околоинтрузивных пород.

5. В результате метасоматического замещения роговиков происходит вынос большинства микрокомпонентов из внутренней зоны ореола. Граница метасоматического замещения роговиков, по-видимому, является тем геохимическим барьером, на котором происходит осаждение микрокомпонентов из постмагматического флюида.

6. Метасоматическое замещение пород вблизи интрузивов кислого состава может иметь значительные масштабы и тем самым оказывать существенное влияние на общую картину контактовых изменений. В качестве критериев, определяющих наличие метасоматоза в породах контактового ореола, предлагается использовать совместно как минералогические признаки (изучение вариаций минерального состава пород, структурных взаимоотношений минералов, изменений числа фаз в минеральных системах и т.д.), так и петрохимические (анализ распределения компонентов в контактовом ореоле, корреляционных связей между ними, установление статистически значимых различий между метасоматитами и исходными породами и т.д.). Весь этот комплекс минералого-геохимических исследований является основой для оценки масштабов перераспределения вещества в контактовых ореолах гранитоидных интрузий.

Литература

1. Голубев В.С., Шарипов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 280 с.
2. Кеппежинская К.Б., Колобов В.Ю., Ревердатто В.В. Геохимия

процессов метаморфизма //Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1981. С. 56-69.

3. Колобов В.И. Метаморфизм и метасоматоз в контактовом ореоле гранитоидного массива (Сангилен, Тува)//Геол. и геофиз. 1981. № 10. С. 40-48.

4. Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.

5. Пономарева А.П., Злобин В.А. Поведение породообразующих и радиоактивных элементов в контактовом ореолах гранитоидных plutонов (на примере Бурбайского массива в Нарыме)//Геол. и геофиз. 1980. № 9. С. 83-93.

6. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

7. Ревердатто В.В. Об изохимической природе контактового метаморфизма (на примере Харловского габбрового массива, Алтай и гранитного массива Кош-Бель, Памир) //Геол. и геофиз. 1970. № 5. С. 53-63.

8. Ревердатто В.В., Аношин Г.Н., Василенко В.Б. и др. Поведение U , Th , Au , Fe и P при контактовом метаморфизме метapelитов //Докл. АН СССР. 1978. Т.243, № 5. С. 1298-1301.

9. Югстер Г.П. Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород //Геохимические исследования. М., 1961. С. 495-528.

10. Foster C. T., Jr. Mass transfer in sillimanite-bearing pelitic schists near Rangeley, Maine //Amer. Mineral. 1977. Vol. 62, N. 7/8. P. 727-746.

11. Vernon R.H. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses //Lithos. 1979. N. 12. P. 143-152.

В.Н.Ефремов
МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ
СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ГОРНОЙ ШОРИИ

Основным критерием выбора рудного поля для проведения анализа морфологии рудных тел должна быть высокая степень его изученности, в частности, полное оконтуривание флангов, прослеживаемость на глубину большей части рудных тел и гидротермальных зон, размещенных определенным образом в рудоконтролирующих структурах. Поэтому в качестве объектов изучения выбраны железорудные месторождения Горной Шории, которые хорошо изучены с геологической точки зрения. Часть из них уже полностью отработана, что дает возможность проследить морфологические особенности рудных тел от их поверхности до нижней выклинки.

Нами использованы данные опробования горных выработок. Отметим, что получаемая информация из изучения погоризонтных планов и разрезов является наиболее достоверной и полной, что необходимо при анализе морфологии и внутренней структуры рудных тел. На отдельных объектах протяженность рудных зон довольно велика. Так, на месторождении Таштагол рудная зона прослеживается на глубину свыше 1200 м. В качестве "модельных" в работе использованы те месторождения, где произошло наиболее полное извлечение рудных масс. Это: Большая Гора, Тельбес, Одра-Баш, Верхний Учulen, Левобережная Сухаринка, Темир-Тау, Аргыштаг, Шегереш и Таштагол. Их геология описана достаточно полно во многих монографиях и статьях /8,9,II и др./, поэтому здесь этот вопрос не обсуждается. Мы сосредоточим внимание на анализе морфологии рудных тел.

В отечественной литературе /7,8,II и др./ для этой цели использовались разные характеристики, все они качественные, нет жесткого критерия отличия тел разной формы, не обсуждены граничные условия перехода от одного типа к другому. Укажем, на основании каких черт проводился анализ. Так, В.И.Синяков /12/ склонен классифицировать морфологию рудных залежей, основываясь на трех элементах: а) поверхность контакта, б) слоистость, в) тектоническая трещиноватость. По этим признакам В.И.Синяков выделяет рудные тела пласто-, линзо-, трубо- и жилообразной форм, в виде штоков и гнезд. С.С.Лапин /8/ предлагал разделять рудные массы

по глубине их залегания, П.Ф.Иванкин /6/ и Ю.Д.Зубков /5/ изучали морфологические особенности не рудных тел, а фигур рудных полей и месторождений в целом. Они выделили три их типа: многокорневые, однокорневые и ореольные.

Ш.Д.Курцерайте /7/ все разнообразие морфоструктур объединяет в три группы: 1) руды, сконцентрированные в одиночных залежах; 2) руды, сосредоточенные в сближенных уплощенных субпараллельных залежах и 3) руды, локализованные в разобленных, но четко обособленных телах.

Ряд исследователей ВИМСа в коллективной монографии /9/ при анализе морфологических характеристик рудных тел скарново-магнетитовых месторождений придают главенствующую роль размерам и форме залежей и выделяют два типа месторождений: 1) состоящие в основном из мелких, сложной формы рудных тел; 2) где ведущими являются сравнительно крупные и средние по размерам рудные тела.

Приведенные классификации основаны на качественных характеристиках, что определяет большое число морфотипов. Для количественной информации использовались только материалы, полученные при обработке месторождений: данные опробования и картирования подземных горных выработок геологическими службами рудников, сотрудниками ИГиГ СО АН СССР С.С.Лапиным, Г.Л.Поспеловым, В.Н.Шараповым и автором. Отметим, что для многих рудных полей данные вопросы изучались лишь по результатам разведочных работ. Однако показано /4,10/, что представления о форме рудных залежей меняются по мере вовлечения их в эксплуатацию. При построении контура рудного тела важно определить его границу. Нами за границу рудного тела принимается экономический контур, который устанавливается согласно существующим на сегодняшний день условиям. Как показали исследования С.С.Лапина /8/, экономический контур конформен в большинстве случаев реальному, естественному геологическому. Для описания морфологии рудного тела необходимо ввести определенные количественные показатели.

В настоящее время в картографии существует ряд приемов для определения количественных показателей формы. Довольно полно они освещены Ю.С.Фроловым /16/, использовавшим такой количественный показатель, как степень сложности контура рудной залежи.

Для оценки сложности морфологии рудных залежей Г.В.Тохтуев /14/ вводит параметр-контурный модуль (M_K), представляющий собой

Таблица I

Морфометрическая характеристика рудных тел

Шерешел* 1	Таштагол	Тельбес	Одра-Баш	Темир-Гуь**	Арғыштаг	Левобережная Суухарина	Дериний Учуден	Большая Гора
+585 24,5	+450 31,0	+315 6,3	+480 30,0	+442 11,7	+300 43,0	+410 18,0	+370 8,5	+470 19,0
+412 54,0	+210 30,6	+273 5,1		+320 7,4		+430 23,0	+300 11,3	+450 18,5
-325 32,5	0 17,2	+250 4,7	+458 22,0	+ 80 4,0	+200 30,5	+360 25,0	+218 5,2	+410 18,3
+255 24,8	-140 17,6					+320 26,3		
+585 8,0	+450 5,6	+315 1,7	+480 3,0	+442 8,6	+300 8,7	+410 8,0	+370 6,7	+470 8,7
+472 25,5	+210 7,4	+273 1,9		+320 4,5		+430 7,6	+300 9,7	+450 9,4
-325 33,8	0 2,7	+250 1,2	+458 4,3	+ 80 2,8	+200 8,2	+360 9,0	+218 2,5	+410 6,7
+255 17,0	-140 3,2					+320 9,7		
+585 109,83	+450 131,44	+315 27,61	+480 123,6	+442 63,84	+300 183,7	+410 85,0	+370 39,20	+470 90,34
+472 258,44	+210 132,7	+273 23,34		+320 37,83		+430 103,36	+300 65,85	+450 75,15
-325 177,09	0 72,3	+250 20,56	+458 93,7	+ 80 21,45	+200 133,68	+360 113,8	+218 24,99	+410 83,5
+255 131,86	-140 74,7					+320 120,46		
+585 108,5	+450 152,0	+315 18,5	+480 85,6	+442 107,0	+300 150,0	+410 68,0	+370 31,0	+470 73,0
+472 319,0	+210 124,0	+273 16,0		+320 64,2		+430 81,5	+300 41,5	+450 54,0
-325 222,5	0 50,3	+250 15,1	+458 57,3	+ 80 26,2	+200 114,0	+360 125,0	+218 14,2	+410 45,5
+255 173,0	-140 60,2					+320 130,5		
+585 0,507	+450 0,43	+315 0,1746	+480 0,731	+442 0,298	+300 0,612	+410 0,627	+370 0,632	+470 0,619
+472 0,405	+210 0,53	+273 0,729		+320 0,295		+430 0,634	+300 0,793	+450 0,696
-385 0,398	0 0,71	+250 0,681	+458 0,818	+ 80 0,409	+200 0,586	+360 0,455	+218 0,88	+410 0,918
+255 0,381	-140 0,62					+320 0,46		
И_к 0,42	0,57	0,718	0,775	0,334	0,599	0,544	0,768	0,744

* Расчеты велись для участков Главный, Восточный.

** Расчеты велись для рудных тел Северное, Западное, Восточное, Угловое.

отношение длины контура залежи (L_k) к длине окружности эллипса (L) с осями, равными длине (l) и мощности (m) залежи. Контурный модуль можно выразить в виде коэффициента: $M_k = L_3 / L_k$ или $M_k = \frac{1[4+1,1(m/l) + 1,2(m/l)]^2}{2L_k}$. Для перечисленных выше железорудных месторождений в табл. I. приведены полученные данные. Укажем, что среди них по степени сложности контура выделяются следующие группы залежей: а) с простым контуром ($M_k > 0,8$); б) со сложным (M_k от 0,6 до 0,8); в) с весьма сложным (M_k от 0,4 до 0,6); г) с крайне сложным ($M_k < 0,4$). Ранее В.И. Григорьевым /4/ проведено определение контурного модуля лишь для трех месторождений Горной Шории: Шерегеш (участок Главный), Таштагол, Темир-Тау (участок Восточный). В результате исследований он пришел к выводу, что "... сложность рудного контура для каждого месторождения незначительно меняется с глубиной, колеблясь около среднего значения" /4, с. 91/. Но, как показали исследования контурного модуля для девяти железорудных месторождений, это не совсем так.

На ряде рудных полей наблюдаются большие флуктуации показателя. На месторождении Таштагол на верхнем горизонте + 450 м контурный модуль равен 0,43, на нижних ± 0 м и 140 м - 0,71 и 0,2 соответственно. На месторождениях Бол. Гора значения колеблются в пределах от 0,619 до 0,918, Темир-Тау - от 0,507 до 0,381, т.е. вариации значительны.

Исследование изменения M_k с глубиной позволили выделить месторождения, имеющие две антагонистические тенденции (рис. I). К первой группе отнесены рудные зоны, контур которых усложняется с глубиной: Шерегеш, Левобережная Сухаринка, Тельбес. Вторая группа более многочисленная (контур с глубиной упрощается): Темир-Тау, Бол. Гора, Одра-Баш, Верхний Учюлен. Существует при этом разделении промежуточное звено - месторождение Таштагол. До горизонта ± 0 м значение контурного модуля росло, но на горизонте -140 м оно начинает уменьшаться, т.е. усложняться. Поэтому для полного выяснения тенденций следует провести исследования на более низких уровнях месторождения по мере их эксплуатации.

По степени сложности контура рудных тел все месторождения попадают в три группы: I) с крайне сложным контуром залежей (Темир-Тау); II) с весьма сложным (Шерегеш, Левобережная Сухаринка,

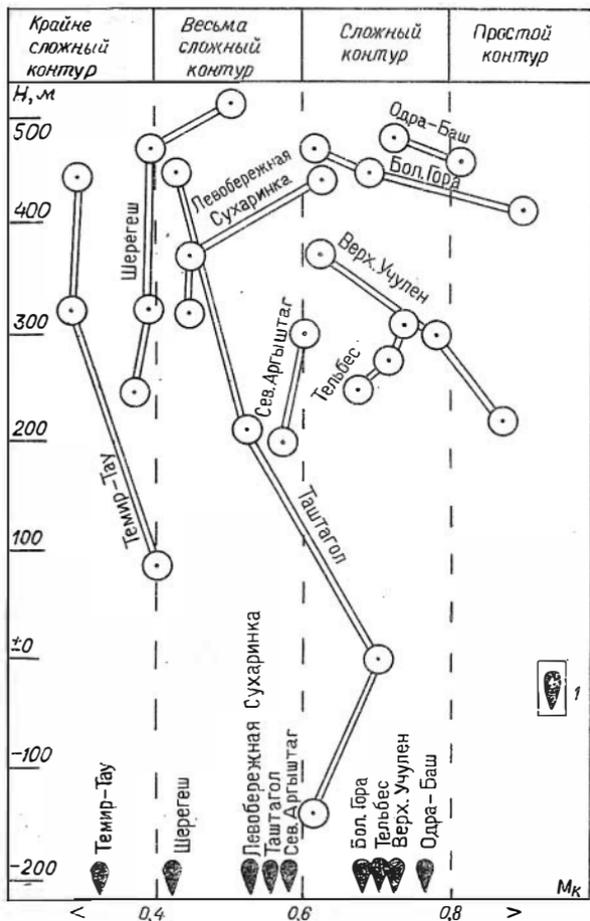


Рис. I. Изменение контурного модуля с глубиной:
I -- среднее значение M_k для всего месторождения

Таштагол, Северный Аргыштаг); Ш) со сложным контуром залежей (Бол. Гора, Тельбес, Верхний Учүлен, Одра-Баш).

Аналогичные выводы можно сделать и при анализе "морфоскульптуры" рудных тел. Как указывалось выше, сложный контур, а следовательно и морфология рудных залежей затрудняет созда-

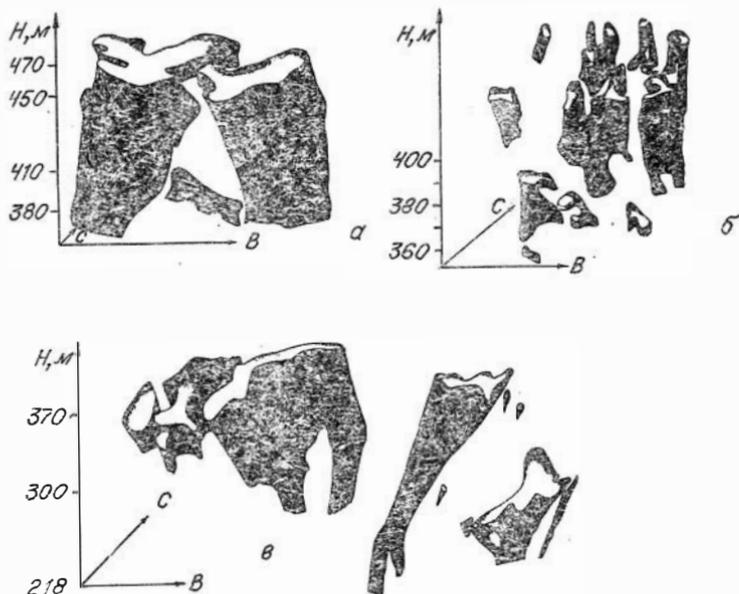


Рис. 2. "Морфоскульптура" рудных тел месторождений Большая Гора (а), Левобережная Сухаринка (б), Верхний Учулен (в)

ние целостного восприятия рудной зоны. С этой целью были реконструированы трехмерные объемные модели рудных тел. Эти модели еще раз подчеркнули правильность нашего разделения месторождений на группы по контурному модулю. Так, месторождения Шерегеш и Левобережная Сухаринка очень сходны (рис. 2, б), но отличаются масштабом оруденения. Оба по подобию с геометрическими фигурами могут быть отнесены к сложноконическому типу. Месторождения приурочены к останцам доломитов и известняков в интрузиве, также имеют множество сходных черт по "морфоскульптуре" рудных тел. Это довольно массивные тела цилиндроподобной формы. Таковыми являются месторождения Бол. Гора и Верхний Учулен (см. рис. 2 а, в). Особое место занимает месторождение Таштагол (рис. 3). Оно включает в себя характерные черты всех предыдущих, но главное в его "морфоскульптуре" - это соизмеримость размеров как по вертикали,

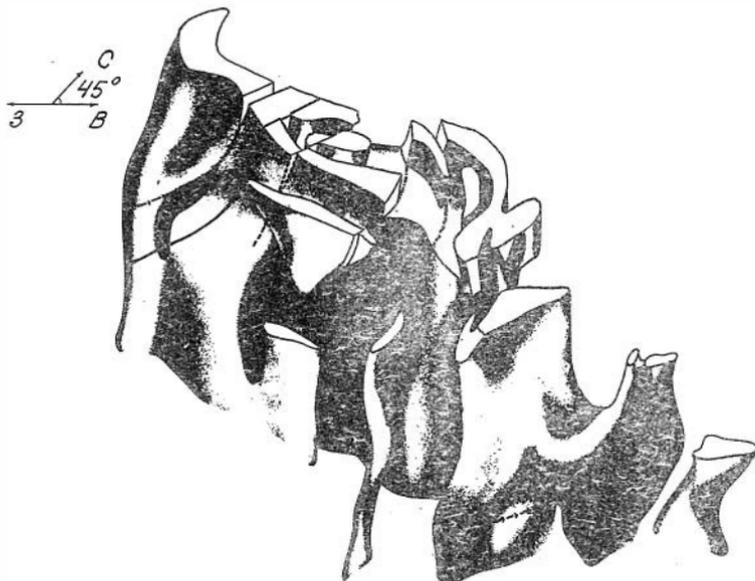


Рис.3. Рудная залежь месторождения Таштагол (объемная проекция)

В сечениях показаны следы плоскостей зон и осевых линий трещиноватости

так и по горизонтали. А в целом это "пластоподобное" тело, хотя в горизонтальных сечениях контуры сложные и подобны залежам Сев. Аргыштаг, Левобережная Сухаринка.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующий вывод. Важное значение при рассмотрении морфологических особенностей рудных тел имеет вертикальная составляющая, которая может неожиданно изменить "морфоскульптуру", устанавливающуюся при изучении горизонтальных сечений.

Какие факторы оказывают влияние на значение контурного модуля или, иными словами, от чего зависит сложность морфологии рудной залежи? В рамках предлагаемой гипотезы была сделана попытка наметить ряд факторов, по мнению автора, влияющих на морфологию.

Наиболее приемлемым и быстрым способом решения подобного рода задач являются эвристические методы распознавания образов. Эти методы, направленные на поиск решения задач по аналогии, получили значительное распространение в последние годы в практике геолого-разведочных работ /15/. Набор параметров, использованный для характеристики объектов, содержит информационный массив из 38 признаков, которые разбиты на пять блоков.

В исходном признаковом пространстве содержатся признаки, дающие характеристику рудного поля в целом (положение залежей в рудной зоне) и литологического разнообразия пород, пространственно и генетически (?) связанных с оруденением. Отражена формационная приуроченность месторождений по типу метасоматических образований. Широко освещены структурные параметры условий залегания толщ и рудных залежей. Учитывается влияние пострудных тектонических процессов. Приводятся признаки, дающие морфометрическое описание сложности рудной зоны.

В рамках предлагаемой задачи считается, что первоначально каждый из признаков одинаково влияет на сложность контура рудного тела. Цель данной работы — определение признаков или группы их, влияющих на значение M_x и выявление конкретного вида (в виде линейного уравнения) этой зависимости. Для этого используется алгоритмический принцип целевой итерационной классификации, который впервые предложен и описан А.А. Бишаевым, а затем и реализован в алгоритмах программы ЦИКИ-2. Решение алгоритмов, реализующих принцип целевой итерационной классификации (целевой признак — M_x), связано с принятием заключения по косвенным данным. В основе принципа ЦИКИ лежит несколько важных логических посылок/3/: сравнение отдельных исходных целевых признаков или любых наборов косвенных признаков объекта, а также сопоставление объектов по признакам между собой.

Данный метод и алгоритм удобен тем, что он предусматривает ослабления ограничения на исходные данные как в смысле природы признаков (допускаются качественные и количественные признаки и пропуски на некоторых объектах, а также таблицы данных с числом столбцов много больше числа строк), так и в статистическом плане (не нужны предположения о независимости признаков и нормальном их распределении). Информационные признаки кодировались как в бинарной системе, так и в количественном виде.

Результаты математической обработки информативной системы признаков с целевым параметром (задача обучения) получены в форме уравнения регрессии следующего вида:

$$M_K(Y) = 0,749 - 0,014 X_4 - 0,056 X_{20} - 0,067 X_{26} + 0,039 X_{28} - 0,032 X_{29} + 0,02 X_{33} - 0,059 X_{34} - 0,01 X_{37};$$

где X - номер признака. Таким образом, мы получаем функционал, где известны все признаки, влияющие каким-то образом на целевой признак, т.е. показатель сложности контура рудной залежи. В рамках гипотезы, созданной нами, сложность контура находится в зависимости от числа рудных тел, от степени трещиноватости (образовавшейся как в пред-, так и пострудный период) и от количества известняков. Существенное влияние оказывают и усложняют морфологию залежей магнетитовой руды еще и структурные параметры: простирание толщ (субширотное), простирание пород дайкового комплекса (северо-восточное и субширотное), простирание рудных тел (северо-восточное и северо-западное).

Программа ЦИКЛ-2 предусматривает и расчет весов признаков, т.е. определяется доля вклада признака в изменении контурного модуля (табл. 2).

Таким образом, наиболее весомыми признаками являются первые пять (см. табл. 2). Первым стоит признак - число рудных тел, который и не вызывает каких-либо возражений. Действительно, чем большее количество рудных тел участвует в строении рудной зоны, тем сложнее ее контур. И, как указывалось ранее, в залежах компактного типа рудные тела, как правило, соединены между собой, образуя единую залежь. Следующие четыре признака имеют "структурный" характер. При простирании рудной зоны в северо-западном направлении и субширотном залегании её в слоистых толщах, контур рудных тел будет сложным, а значения M_K минимальны в том случае, если залежи магнетитовой руды рассеяны дайковыми телами диабазов северо-восточного и субширотного простирания.

Хотя предлагаемая гипотеза не является полной и число признаков несомненно можно увеличить, причем многим из них придать количественные соотношения, то в первом приближении можно заключить, что главными факторами в определении степени сложности контура рудных тел являются параметры, определяемые совокупностью структурных признаков. Их соотношение и комбинация существенно влияют на значения M_K .

Характеристика признаков

Номер	Информационный вес	Знак
37	0,255	+
20	0,181	+
26	0,142	+
28	0,106	+
34	0,102	+
29	0,084	+
4	0,068	+
33	0,062	+

Аналогичные результаты мы получаем и из рассмотрения рис. 1, где видна группировка месторождений по количественному параметру M_k . В одну группу здесь попадают месторождения разных генетических типов, образовавшихся за счет толщ, состав которых варьирует в широких пределах от чисто карбонатных до алюмосиликатных. И хотя в число значимых признаков входит наличие известняков, его вклад здесь минимален, и мы вправе пренебречь как им, так и далее следующим северо-восточным простиранием рудных тел.

Изучение зависимости контурного модуля от глубины, определение его значений для каждого из исследуемых объектов позволяют прогнозировать контур рудных тел для месторождений скарново-магнетитовой формации Горной Шории, которые находятся как в стадии разведки, так и эксплуатации. При этом главная роль отводится при определении степени сложности контура рудных тел структурным признакам. А учет предлагаемой характеристики (M_k) может существенно повлиять, как показал В.И. Григорьев /4/, на выбор оптимальной сети разведочных работ, которая, в свою очередь, приводит к уменьшению степени несоответствия данных о морфологии, полученных на стадиях разведки и эксплуатации.

Таким образом, проведенное исследование морфологии, ее морфологическая типизация и анализ факторов, влияющих на сложность рудных тел, могут быть полезны как при выборе оптимальной сети разведочных работ, так и при прогнозе рудных площадей на глуби-

ну. А прогнозное значение будет постоянно возрастать по мере увеличения числа морфологически изученных месторождений.

Автор благодарит А.А.Бишаева, В.В.Бабича, А.С.Вакуленко за помощь в обработке геологической информации на ЭВМ.

Литература

1. Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово). Л.: Недра, 1974. 164 с.

2. Бишаев А.А. Метод "Целевая итерационная классификация" //Логико-математическая обработка геологической информации. (теория и математический аппарат). Новосибирск, 1976. С. 70-92.

3. Букреева Г.Ф., Вотах М.Р., Бишаева А.А. Определение палеоклиматов по палинологическим данным (методами целевой итерационной классификации и регрессионного анализа). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. 190 с.

4. Григорьев В.И. О количественной оценке степени разведанности запасов на железорудных месторождениях Горной Шории //Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1979. С. 89-97.

5. Бубков Ю.Д., Соколова Н.И. О морфологических особенностях скарново-железорудных месторождений Горной Шории и отношении их к интрузивам //Тр. СНИИГТИМС, Новосибирск, 1969, Вып.104. С. 26-32.

6. Иванкин П.Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970, 288 с.

7. Куршерайте Ш.Д. Элементы структурно-морфологической классификации магнетитовых месторождений юга Красноярского края //Новые данные по магнетизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974. С. 50-55.

8. Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. Новосибирск : Наука, 1976. 236 с.

9. Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М.: Недра, 1970. 416 с.

10. Петченко М.С. Морфология рудных тел и распределение рудных масс в месторождении Темир-Тау //Генетические реконструкции эндогенных рудообразующих систем. Новосибирск, 1983. С. 127-142.

11. Сняжков В.И., Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 196 с.

12. Сняжков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 242 с.

13. Старков Г.П. О структуре участка Новый Шерегеш Шерегешевского железорудного месторождения //Скарны и руды. Новосибирск, 1983. С. 107-110.

14. Тохтуев Г.В., Джедзалов А.Т. Методика эксплуатационной разведки на рудниках Криворожского бассейна //Материалы по методике разведки полезных ископаемых. М., 1962. С. 265-273.

15. Федосеев Г.С., Бабич В.В. Прогнозная оценка железорудных объектов Кондомского района Горной Шории /Логико-математическая обработка геологической информации (теория и математический аппарат). Новосибирск, 1976. С. 101-117.

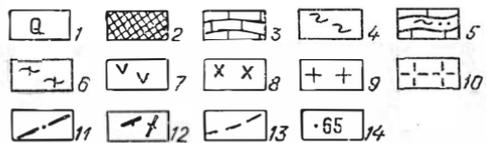
16. Фролов Ю.С. Количественная характеристика формы географических явлений (история вопроса) //Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1974. Т. 106, вып. 4. С. 281-291.

Е.Н.Ушакова, Л.В.Усова

МИНЕРАЛОГИЯ СКАРНОВ ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ МРАМОРОВ
НИЗОВЬЕВ р. ХАДЫН (Юго-Восточная Тува)

В бассейне р. Бурен, левого притока Мал. Енисея, в поле развития палеозойских гранитоидов известен крупный выход метаморфитов. На контакте карбонатных пород и гранитоидов появляются скарны, которые ранее не были изучены. Ниже рассматриваются метасоматические образования низовьев р. Хадын, левого притока Бурана.

Существует представление, что метаморфические породы бассейна р. Бурен представляют собой выступ докембрийских образований среди каледонид Каахемской структурно-формационной зоны /2/. По аналогии с Сангиленом, здесь выделяются терригенная чинчилигская серия и вышележащая карбонатная балыктыгхемская свита. В



Схематическая литолого-петрографическая карта правобережья р.Хадын, в нижнем его течении: I - четвертичные отложения; 2-3 - балактыгхемская свита (Pr_2): 2 - рогово-обманково-пироксеновые роговики, 3 - мраморы (т. З18 - марганцевое проявление /7/); 4-7 - чинчилигская серия; 4 - метатерригенная свита (метапелиты с горизонтами метабазитов, мраморов, кварцитов, железистых кварцитов; ортопороды основного состава), 5 - свита известково-силикатных пород (мраморы, кальцифиры, метабазиты, кварциты, редкие горизонты метапелитов, тела ортопород основного и ультраосновного состава), 6 - кварц-полевошпатовые сланцы с прослоями метапелитов, метабазитов, кварцитов, мраморов, 7 - экструзивные образования: эффузивы, лавобрекчии с обломками вмещающих метаморфитов; 8-9 - диориты (8) и граниты (9) Бренского массива; 10 - граниты таннуольского комплекса; 11 - разломы; 12 - элементы залегания сланцеватости; 13 - геологические границы; 14 - точки наблюдения. В составлении схемы принимал участие С.А.Каргополов

низовьях р. Уадын в составе чинчилигской толщи снизу вверх в соответствии с литологией выделяются три свиты: кварц-полевошпатовых сланцев, известково-силикатных и метатерригенных пород (см. рисунок).

Бренский массив девонских гранитоидов (площадью 1400 км²) сопровождается контактовым ореолом, внутренняя зона которого шириной до 800 м отвечает фациям пироксеновых и амфиболовых роговиков, внешняя (шириной до 3 км) - высокотемпературной области фации мусковитовых роговиков.

Карбонатные породы чинчилигской толщи в основном имеют кальцитовый состав, среди балыктыгхемских мраморов установлены /7/ и доломиты (см. рисунок, т. 318). Минералы-примеси представлены форстеритом и диопсидом в доломитовых мраморах, диопсидом, кварцем, плагиоклазом, тремолитом - в кальцитовых разновидностях. Метасоматиты всех свит сосредоточены преимущественно во внутренней зоне контактового ореола. Среди них можно выделить три группы: окарнов (см. рисунок, т. 14, 5, 4, 17), скаполитовых пород (т. 332, 99) и предположительно роговиков, пород, участие метасоматических процессов в образовании которых менее очевидно (т. 65).

Скарны. Маломощная зона этих пород наблюдалась на контакте ксенолита кальцитового мрамора, диаметром 2 м, в биотит-роговообманковом диорите, превращенном в эндоконтакте в сиенит, % : роговая обманка - 15, плагиоклаз - 50, калишпат - 35 (т. 14). Экзокскара состоит из крупных (1-5 мм) зерен везувиана и граната и мелкозернистой матрицы, представленной пироксеном, кальцитом, кварцем, сфеном, пренитом (табл. 1, обр. 14/4). Везувиан содержит включения диопсида, реже граната. Рентгенограмма этого минерала совпадает с эталоном. Наиболее сильные линии: 2,74 (10), 2,58 (8), 1,624 (10).

Во втором случае скарного проявления (т. 5) апофиза биотит-роговообманкового диорита внедряется в пласт кальцитового мрамора. В приконтактной зоне диорит превращается в сиенит, состоящий из клинопироксена и бурой роговой обманки (20%), биотита (3%), плагиоклаза № 35 (35-40%), калишпата (30-45%). В лейкократовой разновидности кварцевого сиенита содержатся скаполит и карбонат. К околоскарновым образованиям можно отнести также скаполит-плагиоклазовые и скаполит-кальцитовые породы. Скарны

Таблица I

Химический состав минералов из скарнов*, мас. %

Компо- нент	Обр. 14/4				Обр. 5/13				Обр. 4/6				Обр. 17/7				
	Вес	MnI	Mn2	ГрI	Гр2	Би	Гр	Вес	MnI	Mn2	Гр	ГрI	Гр2	Гр3	Гр4	Mn	Гр
SiO ₂	38,22	53,24	54,02	38,21	38,36	36,58	44,86	37,17	52,32	52,30	38,74	39,51	38,24	36,17	35,26	51,42	42,86
TiO ₂	0,80	0,06	0,01	0,19	0,41	1,95	0,05	3,21	0,10	0,10	0,51	0,10	0,52	0,26	0,81	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	16,24	0,47	1,37	17,69	16,40	18,03	23,31	14,41	0,86	0,86	17,92	18,06	15,83	13,41	7,09	0,40	23,36
FeO	3,82	5,75	6,32	6,79	8,97	16,77	1,43	3,87	7,56	11,16	6,43	4,92	8,01	12,13	20,31	11,93	н.о.
MnO	0,09	0,15	0,23	0,22	0,70	0,07	0,02	0,04	0,42	0,42	0,51	0,55	0,44	0,54	0,30	0,47	н.о.
MgO	2,37	14,13	13,95	0,17	0,12	12,29	н.о.	2,21	12,46	10,26	0,23	0,02	0,05	0,06	0,16	10,34	н.о.
CaO	36,23	24,62	25,53	34,55	34,21	0,05	26,86	35,46	24,32	24,23	34,78	35,87	35,83	35,30	32,83	23,74	26,62
Na ₂ O	н.о.	0,05	0,02	н.о.	н.о.	0,23	н.о.	н.о.	0,14	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
K ₂ O	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8,72	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
H ₂ O	1,80	-	-	-	-	4,00	4,40	2,40	-	-	-	-	-	-	-	-	4,40
F	1,60	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	101,18	98,47	101,45	97,82	99,17	98,69	100,95	98,92	98,18	99,48	99,12	99,03	98,92	99,87	96,76	98,43	97,24
Si	8,9	2,00	1,98	2,98	2,97	2,75	3,07	8,96	1,99	1,99	2,98	3,04	2,98	2,98	2,92	1,99	3,01
Ti	0,14	-	-	0,01	0,02	0,11	-	0,58	-	-	0,03	-	0,03	0,02	0,05	-	-
Al	4,46	0,02	0,06	1,62	1,50	1,60	1,88	4,09	0,04	0,04	1,63	1,64	1,45	1,23	0,70	0,01	1,96
Fe ³⁺	-	-	-	0,38	0,50	-	-	0,37	0,31	0,52	0,77	1,31	0,52	0,77	1,31	-	-
Fe ²⁺	0,74	0,18	0,19	0,05	0,08	1,05	0,08	0,78	0,24	0,36	0,04	-	0,03	0,09	0,39	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	-	-	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	-
Mg	0,83	0,79	0,76	0,02	0,01	1,38	-	0,80	0,71	0,58	0,02	-	-	-	-	0,60	-
Ca	9,05	0,99	1,00	2,89	2,84	-	1,97	9,16	0,99	0,99	2,87	2,95	2,99	2,94	2,91	0,99	2,00
Na	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	0,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
OH	2,80	-	-	-	-	2,00	2,00	3,86	-	-	-	-	-	-	-	-	2,06
F	1,18	-	-	-	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f, %	-	19	20	-	-	43	-	-	25	38	-	-	-	-	-	39	-

Примечание. * Анализ минералов в табл. I-3 выполнен на микроанализаторе ЖА-5А, рассчитаны по кислородному методу.

В графе H₂O указано вычисленное количество воды.

экоконтакта сложены кальцитом, пироксеном, сфеном. Местами в них появляется и становится главным минералом везувиан (см. табл. I, обр. 5/13). Гранаты (обр. I4/4) и пироксены (обр. 5/13) везувиановых скарнов неоднородны по составу. Количественным спектральным анализом в этих породах установлены элементы-примеси: Pb, Mn, Ti, Ga, Cr, Ni, V, Sn, Cu, Zr, Zn, Co. Такие элементы-примеси, как Au, Ag, W, As, Cd, Sb, Mo, Bi, Ba, Sc, Be, не обнаружены.

Образец 4/6 (т. 4) отобран в приконтактной зоне диоритов, среди которых вновь встречаются сиенито-диориты, местами скаполитизированные. Порода мелкозернистая (0,1-0,3 мм) и состоит из граната, пироксена, карбоната, кварца, сфена, магнетита, пренита. Гранат представлен двумя разновидностями: буроватой изотропной и бесцветной анизотропной с секториальными двойниками. Встречаются зерна зонального строения - буроватые с бесцветной наружной каймой. Состав граната определен в четырех зернах (табл. 2). Содержание андрадитовой молекулы изменяется от 16 до 65 мол. %. Клинопироксен ($Ng' = 1,703$, $Np' = 1,678$) содержит 17 % геденбергитового компонента /I/.

Кроме описанных скарнов, среди мраморов высокотемпературной зоны на некотором удалении от контакта с интрузивом встречаются массивные породы с пластовой (линзовидной?) формой залегания. Одна из них на 80 % состоит из кристаллов граната, величиной до 1 см, мелкозернистого агрегата пироксена и вторичных минералов: клиноцоизита, карбоната, альбита, пренита. Содержание андрадитового компонента в гранате ($N = 1,790$) равно 40 мол. % /I/.

В образце I7/7 (см. табл. I) перемежаются участки различного состава: пироксенового, гранат-эпидитового, альбит-гранат-кварцевого. Широко развит пренит ($Ng' = 1,643$, $Np' = 1,625$, $+2V = 65^\circ$). Рудные минералы - гематит-гидрогетитовые псевдоморфозы по титаномagnetиту, ильменит. Гранат ($N = 1,848$) содержит 70 % андрадитового компонента /I/, пироксен - салит с $f = 39\%$.

Скаполитовые породы встречаются нескольких типов. К одному из них (т. 332) относятся гигантозернистые метасоматиты в поле мраморов в контакте с роговообманковым диорит-порфиритом (табл. 3, обр. 332/5). Грубоориентированные шестоватые кристаллы скаполита в них достигают в длину 10 и более сантиметров при диамет-

Таблица 2

Состав гранатов из скарнов, мол. %

Минерал	Обр. 14/4		Обр. 5/13	Обр. 4/6			
	Гр1	Гр2	Гр	Гр1	Гр2	Гр3	Гр4
Андрадит	19	25	19	16	26	39	65
Гроссуляр	79	71	78	83	73	59	31
Альмандин	1,5	3	1	-	-	1	3
Спессартин	-	1	1	1	1	1	1
Пироп	0,5	-	1	-	-	-	-

ре поперечного сечения в 0,5-1 см. Интерстиции выполнены кальцитом, гранатом, пироксеном. Скаполит содержит включения пироксена, сфена, апатита и замещается кальцитом, клиноцоизитом, плагиоклазом, хлоритом, пренитом. Встречаются единичные зерна рудного минерала. Скаполит является мидонитом (56 % мейонитовой молекулы), клинопироксен - салитом ($f = 24\%$), состав граната (мол. %): гроссуляр - 61, андрадит - 34, титан-андрадит - 2, спессартин - 2, альмандин - 1. Клиноцоизит зональный, что отражается в составах двух зерен. В соответствии с /4/, хлорит относится к прохлоритам.

Скаполитовые породы второго типа не имеют видимой связи с магматическими телами. Так, в точке 99 они приурочены к мощному пласту кварцитов, переслаивающихся с мраморами. Это единственное из описанных скарновое проявление в зоне мусковитовых роговиков. Скаполит (см. табл. 3, обр. 99/10) образует изометричные зерна (0,5-5 мм), промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом диопсида и кальцита. Тремолит (1-3 мм) замещает все минералы. Скаполит - хлорсодержащий дипир (27 % мейонитового компонента).

Роговики (?). В контакте с пироксен-роговообманковым диоритом широко представлены мелкозернистые метабазиты фации пироксеновых роговиков (т. 65), сложенные бурой роговой обманкой, бесцветным клинопироксеном, плагиоклазом, калишпатом, кварцем, апатитом, сфеном, рудными минералами. Иногда в них (табл. 4, обр. 65) появляется красновато-бурый гранат, ассоциирующий с зеленым плеохроирующим пироксеном (см. табл. 3, обр. 65) и сфе-

Таблица 3

Состав минералов скаполитовых пород, мас.%

Компоненты	Обр. 322/5							Обр. 99/10		
	Ск	Гр	Мп	Клц ₁	Клц ₂	Хл	Пр	Ск	Мп	Гр
SiO ₂	50,82	39,06	53,82	39,89	39,28	27,97	38,46	56,91	54,81	58,06
TiO ₂	н.о.	0,86	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	н.о.	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	25,87	13,82	0,39	30,42	26,63	20,51	26,52	21,94	0,47	0,78
FeO	0,10	10,94	7,43	4,21	8,17	21,60	2,74	н.о.	1,53	1,86
Fe ₂ O ₃ *	-	(12,14)	-	(4,67)	(9,07)	-	-	-	-	-
MnO	н.о.	0,76	0,81	0,45	0,19	0,32	0,17	н.о.	0,58	0,41
MgO	н.о.	0,03	13,22	н.о.	н.о.	18,11	2,94	0,02	16,28	21,87
CaO	13,72	34,41	24,74	22,73	23,39	0,09	22,96	6,66	25,26	13,37
Na ₂ O	5,44	-	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	9,32	0,20	0,05
K ₂ O	0,78	-	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,10	0,02	0,02
H ₂ O	-	-	-	2,00	2,00	12,00	4,40	-	-	2,20
F	0,13	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-
Cl	1,39	-	-	-	-	-	-	3,42	-	-
S	0,71	-	-	-	-	-	-	н.о.	-	-
Сумма	98,96	99,88	100,51	99,71	99,68	100,62	98,21	99,52	99,23	98,67
Si	-	3,02	2,00	3,05	3,04	5,68	2,73	-	2,01	8,02
Ti	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	1,26	0,02	2,74	2,43	4,90	2,22	-	0,02	0,13
Fe ²⁺	-	-	0,23	-	-	3,67	0,16	-	0,05	0,22
Fe ³⁺	-	0,71	-	0,27	0,53	-	-	-	-	-
Mn	-	0,05	0,03	0,03	0,01	0,05	0,01	-	0,02	0,05
Mg	-	-	0,73	-	-	5,47	0,31	-	0,89	4,50
Ca	-	2,85	0,98	1,86	1,94	-	1,74	-	0,99	1,98
OH	-	-	-	1,02	1,03	16,22	1,99	-	-	2,03
f, %	-	-	24	-	-	40	-	-	5	5

* Все Fe как Fe₂O₃.

ном (15 %), образующим крупные (до 0,7 мм) зерна, насыщенные включениями магнетита. Свободный магнетит (3 %) содержит вросстки ильменита и замещается гематитом. Все темноцветные минералы содержат титан и имеют высокую железистость (58-62 %). Состав граната, мол. %: андрадит - 61, титан-андрадит - 2, гроссуляр - 34, алмадин - 1, спессартин - 1, пироп - 1. Пироксен с зональной окраской (в центре бесцветный) имеет обратную схему плеохроизма - $Np > Nm > Ng$, отрицательное удлинение, $2v = +72^{\circ}$. По оптике и химизму он относится к зеленым ферриавгитам, пироксенам "с содержанием щелочей и глинозема на уровне обычного авгита при одновременном значительно более высоком, чем в последнем, отношении трехвалентного железа к сумме всего железа" /6/.

Таблица 4

Химический состав минералов роговика, обр. 65/2, мас.%

Компоненты	Гр+Рог ₆₂ +Мп ₅₉ +Би ₅₆ +Пл ₄₀ +Кпш+Ка+Сф+Мт				
	Гр	Рог	Мп	Би	Пл ₄₀
SiO ₂	35,22	37,49	46,82	34,34	58,II
TiO ₂	2,7I	3,5I	0,89	5,24	н.о.
Al ₂ O ₃	7,64	12,90	4,40	14,46	26,2I
FeO	18,52	19,83	16,76	21,93	0,28
MnO	0,46	0,28	0,38	0,25	н.о.
MgO	0,18	6,69	6,4I	8,95	0,0I
CaO	32,20	11,50	22,20	0,05	8,28
Na ₂ O	н.о.	2,32	1,08	0,23	6,97
K ₂ O	н.о.	2,09	н.о.	9,57	0,12
H ₂ O	-	2,00	-	4,00	-
Сумма	96,93	98,6I	98,94	99,02	99,98
Si	2,88	5,95	1,85	2,68	2,60
Ti	0,17	0,42	0,03	0,31	-
Al	0,74	2,42	0,20	1,33	1,39
Fe ³⁺	1,21	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,05	2,63	0,55	1,43	0,0I
Mn	0,03	0,04	0,01	0,02	-
Mg	0,02	1,58	0,38	1,04	-
Ca	2,83	1,95	0,94	-	0,40
Na	-	0,71	0,09	0,03	0,61
K	-	0,42	-	0,96	0,01
OH	-	2,12	-	2,08	-
f, %	-	62	59	58	-

Вопрос об образовании отнесенных к роговикам пород - термическое воздействие на породы соответствующего состава или скарнирование - остается неясным. Относительно же происхождения известковых скарнов можно высказать следующие предположения. Известно, что такие скарны встречаются как в известковой, так и в маг-

незиально-скарновой фформациях. В первом случае они возникают на контакте гранитоидов с известняками, а во втором - образуются за счет более ранних магнезиальных скарнов магматической стадии. Так как каждому типу известковых скарнов соответствует особый характер рудной минерализации, выяснение их генетической природы приобретает важное значение. В литературе определелись некоторые критерии их фформационной диагностики, в соответствии с которыми для большей части описанных скарнов можно предполагать первично-магнезиальный генезис. Так, считается /3,5,9 и др./, что повышение щелочности в гранитоидах эндоконтактной зоны (наличие сие-нитовых оторочек в диоритах эндоконтакта в нашем случае) происходит в основном на контакте с доломитами. Генетические различия двух групп известковых скарнов отражаются также в составах минералов /II/, в частности, граната в парагенезисе с пироксеном: гранаты ранней генерации апомагнезиальных скарнов богаты гроссуляром, в то время как гранаты собственно известковых скарнов представлены андрадитом /II/. По данным Л.И.Шабьнина /10/, среднее содержание гроссуляра в гранатах вторичных скарнов равно 70 %; глиноземистость гранатов изученных везувиановых скарнов близка к этой величине (70-79 %). И наконец, минералом-индикатором может быть везувиан /8/, состав которого в апомагнезиальных скарнах отличается высоким содержанием магния (2,5-8 мас. % MgO). Везувианы описанных скарнов по величине MgO (2,2-2,4 мас.%) приближаются к нижнему пределу указанных величин.

Литература

1. Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1953. 561 с.
2. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М.: Недра, 1966. 459 с.
3. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. С. 220-302.
4. Кепежинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Новосибирск: Наука, 1965. 135 с.
5. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. С. 335-453.

6. Свешникова Е.В., Шабынин Л.И. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований // Зап. ВМО. 1961. Ч.90, вып. 2, С. 207-219.

7. Ушакова Е.Н., Кузнецова И.К., Павлюченко В.С., Усова Л.В. Высокожелезистые силикаты марганца Хадынского железорудного месторождения (Юго-Восточная Тува) // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 4, С. 444-451.

8. Шабынин Л.И. О геохимических условиях образования везувiana в скарнах // Геохимия. 1968. № 10. С. 1195-1210.

9. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.

10. Шабынин Л.И. О гранатах известковых скарнов магнезиально-скарновой формации и их парагенезисах // Зап. Узб. отд-ния ВМО 1975. Вып. 2. С. 30-39.

11. Шабынин Л.И. Состояние изученности и основные задачи в проблеме прогноза скарново-рудных месторождений // Скарны и руды. Новосибирск, 1983. С. 10-20.

А.А.Зубков, Г.Б.Князев, О.Л.Банников

К МИНЕРАЛОГИИ ГИДРОСИЛИКАТОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Магнезиально-скарновые магнетитовые месторождения представляют собой сравнительно редкий тип железорудных месторождений. В Алтае-Саянской складчатой области они описаны в Горной Шории (Леспромхозное, Темир-Тау, Верхне-Учуленское, Кжыный Аргыштаг) /10/; в Кузнецком Алатау (Тейское, Ельген-Таг) /14/; в Восточном Саяне (Нижнечинжебинское) /11/. Минералогические особенности железорудных месторождений магнезиально-скарновой формации исследованы наиболее подробно В.И.Синяковым /16/ на примере месторождений Тельбесского района Горной Шории. Кроме указанных месторождений магнезиально-скарновая минерализация отмечается на многих других месторождениях Алтае-Саянской области: Шерегешевском, Маргоз, Мульгинском, Бурдукском и др.

Собственно магнезиально-скарновые безводные минеральные ассоциации на большинстве из этих месторождений распространены ограниченно или отмечаются лишь в трудно диагностируемых реликтах. В составе же руд и изменённых пород преобладают гидросиликаты магния: серпентин, флогопит, магнезиальные хлориты, минералы группы гумита и некоторые другие.

Относительная количественная роль гидросиликатов магния и общая степень гидратации магнезиально-скарновых парагенезисов на железорудных месторождениях меняется в широких пределах. Уникальное по запасам руд Тейское месторождение характеризуется и уникальной ролью серпентина, слагающего большие объёмы метасоматических пород и нерудную основу руд. Здесь же выявлена значительная роль хондродита, образующего особый хондродит-серпентин-магнетитовый тип руд /12/. Собственно магнезиальные скарны отмечены лишь на верхних горизонтах Тейского месторождения. На Нижнечинжебинском месторождении Восточного Саяна серпентин-магнетитовые руды так же количественно преобладают.

Нами подробно изучены серпентины и минералы группы гумита как типоморфные для магнезиальных гидросиликатных ассоциаций. Параллельно рассмотрены некоторые особенности магнезиальных хлоритов и флогопита.

Минералы группы гумита на железорудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области представлены моноклинными разновидностями: клиногумитом и хондродитом. Оба минерала могут образовываться в близкой термодинамической обстановке и их соотношение определяется в основном режимом фтора /4, 14/. На месторождениях Маргоз, Нижнечинжебинское, Ташелгинское встречен только хондродит, на Леспромхозном — клиногумит, на Тейском месторождении присутствуют оба минерала с преобладанием хондродита.

Наиболее яркие проявления клиногумита встречены на Леспромхозном месторождении в клиногумит-флогопит-серпентиновых метасоматитах и рудах. Клиногумит образует таблитчатые зёрна размером до двух миллиметров с ясными полисинтетическими двойниками. По данным В.И.Синякова /16/ и нашим определениям, минерал относится к маложелезистому клиногумиту $sNg = 1,648 - 1,650$; $Np = 1,639 - 1,641$. На верхних горизонтах Тейского месторождения клиногумит описан в ассоциации с форстеритом, шпинелью, диопсидом и хондродитом /9, 13/. По этим данным, клиногумит развивается по форсте-

Рентгенограмма фторстерита
из фторстерит-хлорит-магнетитовой руды
верхних горизонтов Тейского месторождения

λ	d_{λ}	λ	d_{λ}	λ	d_{λ}
I	5,64	I	2,313	I	I,620
3	5,09	5	2,266	I	I,617
2	4,29	4	2,466	I	I,616
0,5	4,11	2	2,166	I	I,572
10	3,88	3	2,022	I	I,569
4	3,71	I	I,947	0,5	I,544
4	3,48	2	I,936	2	I,504
6	3,37	I	I,926	I	I,500
3	3,34	I	I,875	3	I,497
3	3,06	I	I,810	3	I,490
3	2,990	I	I,791	I	I,477
8	2,765	5	I,749	2	I,394
3	2,722	3	I,741	0,5	I,382
0,5	2,598	I	I,671	0,5	I,380
9	2,507	I	I,666	I	I,351
9	2,454	0,5	I,656	I	I,348
2	2,344	3	I,636		

Примечание. Условия съемки $U = 40$ кВ; $I = 15$ мА ; Cu - анод.

риту. Однако на полученной нами рентгенограмме фторстерита верхних горизонтов месторождения характерные интенсивные линии клиногумита отсутствуют (табл. I). На средних и глубоких горизонтах месторождения клиногумит ($N_{\text{Fe}} = 1,656-1,660$; $N_{\text{P}} = 1,640-1,645$) обнаружен нами в ассоциации с хондродитом, серпентином, хлоритом и магнетитом. По сравнению с клиногумитом верхних горизонтов он имеет повышенную железистость (табл. 2) и развивается в виде пятен мелкозернистых грязно-коричневых агрегатов по хондродиту. Реликтов фторстерита не встречено.

Состав хондрита и клиногумита

Компоненты	1	2 ^{жж}	3	4	5 ^{жжж}
SiO ₂	35,82	36,39	32,56	33,89	32,74
TiO ₂	0,21	0,15	0,79	н.о.	0,19
Al ₂ O ₃	1,13	0,01	0,77	0,40	0,02
Fe ₂ O ₃	1,92	4,78 ^ж	0,39	0,44	4,88 ^ж
FeO	1,53		6,46	0,42	
MnO	0,12	0,14	1,28	0,04	0,18
MgO	47,26	52,69	53,38	59,41	54,30
CaO	н.о.	0,01	сл.	н.о.	0,05
Na ₂ O	0,08	0,02	0,23	н.о.	0,02
K ₂ O	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	0,01
F	4,15	3,38	н.о.	6,31	7,37
Cl	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	0,01
H ₂ O ⁺	7,99	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
H ₂ O ⁻	0,53	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	н.о.	н.о.	4,07	н.о.	н.о.
Σ	100,21	97,59	99,93	100,91	99,89
Si	4,10	3,96	1,92	1,88	1,95
Ti	0,02	0,01	0,06	-	0,01
Al	0,08	-	0,03	0,04	-
Fe ³⁺	0,17	0,43 ^ж	0,01	0,02	0,24 ^ж
Fe ²⁺	0,15		0,032	0,02	
Mn	0,02	0,09	0,06	-	0,01
Mg	8,47	8,51	4,64	4,88	4,79
F	1,51	1,16	-	1,00	1,38
Cl	-	0,002	-	-	-

Примечание. Клиногумиты Тейского месторождения: 1 - верхние горизонты; 2 - средние горизонты (скв. 354, глубина 177 м). Хондриты: 3 - Ташельгинское месторождение; 4 - верхние горизонты Тейского месторождения; 5 - средние горизонты Тейского месторождения. Анализы 1,4 из работы /9/; анализ 3 из коллекции Б.М. Тюлюпо; 2,5 - выполнены на микрозонде Camebax в ИГиГ СО АН СССР, оператор О.С. Хмельникова; ^ж сумма FeO+Fe₂O₃; ^{жж} среднее из трех определений; ^{жжж} среднее из двух определений, здесь и далее н.о. - не определялось.

Хондродит формирует мелкозернистые агрегаты в богатых хондродит-магнетитовых, хлорит-серпентин-хондродит-магнетитовых рудах и окислорудных метасоматитах Тейского месторождения. В виде отдельных хорошо образованных кристаллов он встречается на границе доломитистых мраморов и слюдястых сланцев на Ташелгинском месторождении. Он обнаружен в реликтах среди серпентин-хлорит-магнетитовых руд месторождений Ельген-Таг, Нижнечигебинское и Маргоз. Зёрна минерала имеют изометричную и чечевицеобразную форму, отчётливые полисинтетические двойники и иногда зональное строение. Обычен, но не всегда проявляется плеохроизм от бледно-желтого до бесцветного. По времени образования можно выделить сорудные и послерудные хондродиты. Агрегаты раннего (сорудного) хондродита ($N_g = 1,631-1,642$; $N_p = 1,600-1,612$) сочетаются с магнетитом в агрегатах ритмической текстуры, а также образуют пятна и обломковидные обособления среди серпентин-хлорит-магнетитового субстрата и характеризуются увеличивающейся к краям крупностью зерен. Хондродит тесно сростается с магнетитом. Оба минерала взаимно прорастают друг друга. Газово-жидкие включения в хондродите Тейского месторождения гомогенизируются в жидкую фазу при температуре $450-470^{\circ}\text{C}$, что близко к температурам декрепитации магнетитов, приводимых в работе /18/. Эти данные свидетельствуют о близкоодновременном образовании магнетита и хондродита ранней генерации. По химическому составу хондродиты глубоких горизонтов Тейского месторождения отличаются повышенной железистостью и фтористостью от хондродитов верхних горизонтов (см. табл. 2). Послерудные хондродиты (поздней генерации) ассоциируют с офитовыми разностями серпентинов, хлоритом, клиногумитом, крупнозернистым магнетитом и образуют мономинеральные жилы, секущие ранние хондродит-магнетитовые и серпентин-хлорит-магнетитовые агрегаты. Характерной особенностью поздних хондродитов является несколько пониженная железистость ($N_g = 1,630$; $N_p = 1,602$). Моноклинные минералы группы гумита, встреченные на железорудных месторождениях, по рентгенограммам близки к приводимым в таблицах JCPDS. Хондродит надежно отличается от клиногумита по отсутствию дублетов линий $2,51-2,54$ и $1,73-1,74$, что позволяет идентифицировать эти минералы даже в смесях (табл. 3).

В работе /24/ указывается на большую схожесть ИК-спектров моноклинных минералов гумитовой группы. По нашим данным, основ-

ные отличия заключаются в следующем: 1) в области Si-O валентных колебаний полоса с максимумом $755-775 \text{ см}^{-1}$ у хондродитов сдвинута в коротковолновую область спектра; 2) в области Si-O - Me деформационных колебаний у хондродитов отчетливо проявляется полоса 555 см^{-1} , которая у клиногумитов либо отсутствует, либо представлена слабым плечом полосы 540 см^{-1} . Низкая фтористость клиногумитов по сравнению с хондродитами фиксируется по отношению интенсивностей линий O-H и F-OH связей. У клиногумитов это отношение близко к 1, а у хондродитов интенсивность F - OH полосы значительно выше.

Клиногумиты и хондродиты охотно замещаются лизардитом, тальк-карбонатным агрегатом, иногда хлоритом. Нередко замещение происходит псевдоморфно с сохранением элементов внутренней структуры исходных зёрен. Новообразованные минеральные фазы отчетливо фиксируются инфракрасными спектрами.

Хондродит и клиногумит могут развиваться по минералам магнезиальных скарнов магматического этапа, и это общепризнано /14, 15, 22/. Однако такое мнение трансформировалось в представление, что "минералы группы гумита всегда образуются в виде псевдоморфоз по форстериту или другому члену группы" /4/. Следовательно, находки гумитовых минералов интерпретируются как прямой указатель на существование магнезиальных скарнов магматического этапа. Однако ряд фактов противоречат таким представлениям: 1) на месторождениях Маргоз, Нижнечляжебинское, средних и глубоких горизонтах Тейского месторождения, где развита хондродит-клиногумитовая минерализация, отсутствуют реликты форстерита; 2) на месторождениях Ташелгинское (Кузнецкий Алатау), Ляджварское и Кухилал (Памир) и в ряде других регионов отмечено развитие хондродита и клиногумита непосредственно по доломитовым мраморам; 3) экспериментально показано /6/, что при повышенной фтористости минералообразующих растворов минералы группы гумита могут возникать в той же термодинамической обстановке, что и форстерит, непосредственно по карбонатам. Приведенные факты свидетельствуют, что минералы группы гумита являются указателями повышенной магнезиальности среды и фтористости минералообразующих растворов. При сочетании этих условий они могут развиваться непосредственно по доломитам без промежуточной фазы форстерита.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния хондритов
из железорудных месторождений
Алтае-Саянской складчатой области

h k l	1		2		3		4	
	T	d _α						
200; 201	4	4,82	3	4,82	3	4,83	4	4,84
		-	I	4,75		-		-
102; 202		-		-		-	I	4,44 ^ж
0, II; III		-		-	2	3,98		-
210		-		-		-	I	3,85 ^ж
002	3	3,69	4	3,68	5	3,71	7	3,69
201; 202	3	3,55	2	3,50	4	3,55	2	3,56
III	2	3,46	I	3,47	2	3,48	2	3,47
210; 011	3	3,37	3	3,34	3	3,38	I	3,38
112; 212		-	I	3,17		-		3,22 ^ж
112	8	3,03	9	3,01	9	3,05	3	3,02
212; 312		-		-		-	I	2,916 ^ж
211		-	2	2,87	I	2,88	I	2,887
311	4	2,76	5	2,74	6	2,74	8	2,754
310	4	2,67	3	2,66	3	2,67	3	2,661
112	4	2,62	4	2,61	4	2,61	5	2,604
204; 411		-		-		-	5	2,540 ^ж
312	8	2,51	9	2,50	8	2,50	10	2,505
400; 402	3	2,43	I	2,42	2	2,42	2	2,408
		-		-		-	I	2,381
		-		-		-	2	2,357
113		-	2	2,29	2	2,31	I	2,316
121	10	2,26	10	2,26	8	2,25	10	2,256
121	2	2,15	2	2,15	2	2,15	2	2,149
122	6	2,05	3	2,09	2	2,11	I	2,082
	I	1,910	2	1,914	I	1,915	2	1,926
	I	1,803		-	I	1,809		-
510		-		-		-	I	1,798
404		-	I	1,786		-		-
		-		-		-	7	1,743 ^ж
222; 014	10	1,738	10	1,737	10	1,739	9	1,739

Примечание. 1 - Тёйское месторождение, скв. 355, глубина 748,0 м, хондродит-магнетитовая руда; 2 - Нижнечинжебинское месторождение, скв. 5, глубина 20,6 м, хондродит-доломит-серпентин-магнетитовая руда; 3 - Шерегешевское месторождение, хондродит на границе слюдистых сланцев и доломитовых мраморов; 4 - Тёйское месторождение, скв. 355, глубина 748,8 м, хондродит и клиногумит, Условия съёмки: $U = 40$ кВ, $I = 10$ мА, Cu - анод.

В участках, где исходные породы содержали повышенное количество глинозёма параллельно с минералами гумитовой группы возникает ф л о г о п и т. Как и для хондродита выделяются сорудная и послерудная генерации этого минерала. В рудах ранние флогопиды ($Nm = 1,572-1,576$) встречаются в виде незакономерно разбросанных зёрен, пятнистых агрегатов либо формируют совместно с магнетитом текстуры бурундучного типа. Зёрна магнетита обычно прорастают и корродируют флогопитовые листочки. Образование же позднего флогопита заканчивается вместе с офитовыми серпентинами.

Интерес представляет информация об изменении содержания фтора во флогопите, которая была получена по его ИК-спектрам. При интерпретации результатов использованы данные М.Л. Зорина /7/, где показан закономерный сдвиг в коротковолновую область линий Si-O валентных и Me-O деформационных колебаний в связи с поляризующим воздействием фтора. Судя по смещению линий ИК-спектра в изученных образцах, наибольшей фтористостью характеризуются флогопиты из месторождений, генетически связанных с гранитоидным и сиенитоидным типами магматизма (Тёйское, Маргоз). В месторождениях, связанных с габбро-диоритовыми интрузиями (Нижнечинжебинское), содержание фтора во флогопитах значительно ниже.

Заключительные этапы рудообразования на рассматриваемых железорудных месторождениях характеризуются широким развитием серпентиновой минерализации. Некоторые её особенности рассмотрены в работах /2, 3, 8, 19/. Нами были исследованы серпентины из месторождений: Тёйское, Ельген-Таг, Абагасское, Бурлукское, Маргоз, Чибижекское и Нижнечинжебинское с использованием оптического, термического, рентгеноструктурного, ИКС и рентгенолюминесцентного методов. Установлено, что серпентиновая ми-

нерализация формируется не только по ранее образовавшимся магнезиальным силикатам, но и непосредственно по доломитам. Минералы серпентиновой группы чутко реагируют на изменение условий минералообразования, испытывая неоднократные структурные перестройки в ходе рудообразующего процесса. Наиболее распространенными структурными разностями на всех месторождениях являются клинохризотил и лизардит, отмечено присутствие антигорита и ортохризотила. Серпентинизация представляется нам многоэтапным прерывистым процессом, в ходе которого возникают и последовательно сменяют друг друга несколько морфологических и структурных разностей серпентинов.

Ранние серпентины (первая возрастная группа) развиваются преимущественно путём метасоматического замещения. Они в основном представлены лизардитом ($Nm = I,548-I,552$), образующим петельчатые и шнурово-петельчатые агрегаты. Просечки в шнурах иногда выполнены хризотилом и содержат характерную магнетитовую сыпь. При серпентинизации доломитов лизардит развивается вначале в виде жилок и пятен мелколистоватых агрегатов в межзерновом пространстве карбонатов. Его образование является результатом дедоломитизации вмещающих карбонатных пород и сопровождается появлением крупнозернистого кальцита, часто имеющего бруситовую или тальк-бруситовую оторочку. Важно, что петельчатая структура возникает не только в результате замещения силикатов магния (форстерита, хондродита) но и прямого замещения карбонатных пород.

Особенности составов аподоломитовых водно-силикатных метасоматитов хорошо отражаются на термограммах (рис. 1). По данным химического анализа установлено, что с увеличением интенсивности серпентинизации этих пород происходит пропорциональный рост степени окисленности железа и отношения магния к кальцию (рис. 2). Последующая ступень серпентинизации (серпентины второй группы) выразилась в появлении незакономерно разбросанных на пластинках лизардита иглочек хризотила и сети неровных с рваными краями тонких жил, в составе которых преобладает клинохризотил ($Ng = I,554-I,556$) и в незначительном количестве присутствует лизардит ($Nm = I,551-I,556$). В целом образование существенно хризотильных серпентинов второй генерации ведет к нарушению первичных соотношений серпентина и магнетита: нарушаются ритмические текстуры, происходит дробление и перекристаллизация магнетита.

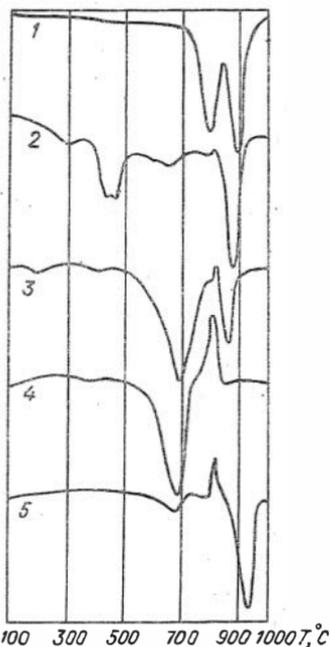


Рис.1. Термограммы доломитов, серпентинизированных аподоломитовых пород и серпентинитов Нижнечинжебинского месторождения:

1 - доломит неизменный; 2 - кальцит-серпентин-бруситовая порода; 3 - серпентин-кальцитовая порода; 4 - серпентинит; 5 - оталькованный серпентинит с примесью хлорита. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Запсбгеология"

Рис.3. Термограммы серпентинов
Ранние серпентины: 1 - лизардитовые; 2 - лизардит-хризотилловые. Поздние жильные серпентины: 3 - ломкие асбофиты с несовершенной структурой; 4 - хризотил-асбест нормальной прочности. Анализы выполнены в Томском ун-те

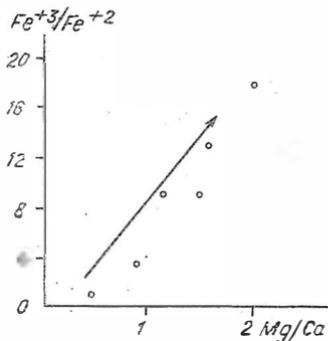
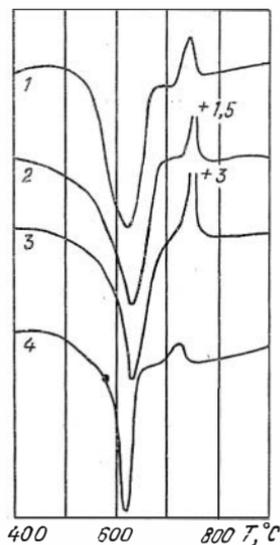


Рис.2. Изменение соотношений Fe^{3+}/Fe^{2+} и Mg/Ca (атомные количества) при серпентинизации доломитов по данным химических анализов пород. Стрелкой показано увеличение интенсивности серпентинизации

Характерно, что среди продуктов ранних ступеней серпентинизации не встречен антигорит, отмечаемый в ряде работ /2, 9/ как главная разновидность серпентина. Вывод о лизардит-клинохризотиловом составе ранних (главных) серпентинов подтвержден В.И.Синяковым и др. для Тейского месторождения /19/.

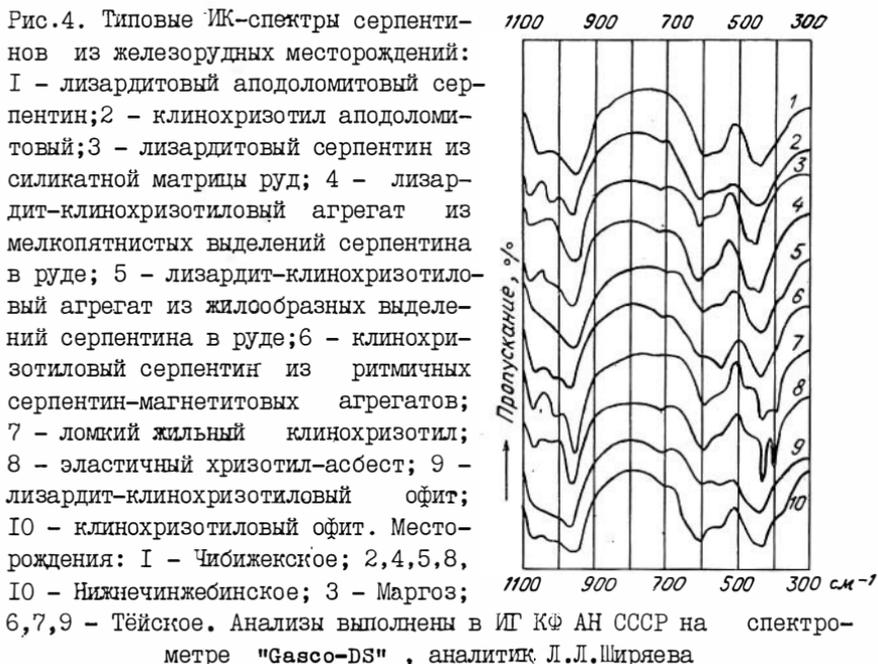
Термический анализ серпентинов этой группы показал, что у более поздних разновидностей проявляется заметный сдвиг главного эндотермического пика в область высоких температур и резкое увеличение интенсивности экзотермического эффекта (рис. 3), что согласно /21/ связано с уменьшением степени совершенства структуры минерала.

Наиболее поздние генерации серпентинов (третья группа) развиваются преимущественно путем выполнения пустот. Они представлены разнообразными структурными разновидностями.

Одними из первых в этой группе серпентинов образуются офиты, среди которых выделяются клинохризотиловые, лизардитовые, клинохризотил-лизардитовые и антигоритовые разновидности. Видимо, параллельно с ними по ранним лизардит-клинохризотиловым серпентинам фрагментарно развиваются метельчатые и мелколистоватые агрегаты антигорита ($N_m = 1,569$). Жильные серпентины заключительных генераций представлены длиноволокнистым клинохризотилом ($N_g = 1,557-1,561$) и клинохризотил - асбестом ($N_g = 1,555-1,557$). На Тейском месторождении по ним псевдоморфно развивается ортохризотил. Степень совершенства структуры жильных хризотилитов возрастает к более поздним разновидностям, что отчетливо видно на термограммах (см. рис. 3).

Параллельно проведенные рентгеноструктурные и ИК-спектроскопические исследования показали близость выявленных структурных характеристик серпентинов с известными по литературе /1, 5, 24/ и подтвердили правильность выделения нами их разновидностей. Подробнее результаты этих работ изложены в /8/. Здесь можно лишь подчеркнуть, что отличия ИК-спектров серпентинов в области $800-1200 \text{ см}^{-1}$ позволяют уверенно проводить фазовый анализ серпентиновых пород (рис. 4).

Интересной и не изученной областью в минералогии и типоморфии серпентинов являются их люминесцентные свойства. В серпентинах из железорудных месторождений Алтае-Саянской области установлено рентгенолюминесцентное (РЛ) свечение в интервале $400-750 \text{ нм}$.



В коротковолновой части спектра выделены полосы 400–420 нм и 480–510 нм, которые по аналогии с другими силикатами /20/ могут быть отнесены к структурным дефектным центрам свечения соответственно на $Si-O (O_{Si}^*)$ и $Al-O (O_{Al}^*)$ тетраэдрах. В средней и длинноволновой части спектра выделены полосы 540–580 нм, 610–640 и 700–730 нм, обусловленные примесными дефектами Mn^{2+} и Fe^{3+} .

Для серпентинов, развивающихся путем метасоматического замещения, установлено закономерное изменение РЛ-свойств. С приближением к рудному телу общее РЛ-свечение минерала и величина отношения интенсивности полос 480–700 нм возрастают. Особенно контрастно этот рост проявляется на крупных месторождениях. Не установлено зависимости интенсивности РЛ-свечения от соотношения лизардита и клинохризотила в пробе. Выявленные особенности серпентинов позволяют использовать их в целях минералогического картирования и локального прогноза железорудных тел.

Химический состав серпентинов из скарновых железорудных месторождений Алтае-Саянской области

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45,43	45,72	44,89	43,25	45,64	42,95	43,03	43,48	44,90	46,26	43,45	41,66	39,11
TiO ₂	0,03	н.о.	0,01	н.о.	0,02	н.о.	0,01	0,01	0,02	н.о.	0,01	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	0,15	0,04	0,11	0,29	0,06	0,09	0,03	0,22	0,21	0,42	0,27	1,63	6,06
FeO	1,95	0,9	1,47	1,40	1,54	1,69	2,43	1,78	1,33	3,59	3,73	1,63	2,12
MnO	0,10	0,06	0,07	0,09	0,36	0,57	0,28	0,94	0,63	1,65	1,44	0,08	0,02
MgO	41,44	41,27	40,56	36,94	39,75	39,58	40,04	39,24	39,36	35,96	34,86	39,55	36,44
NiO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
CaO	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,07	0,03	0,06	0,05	0,09	0,09	0,02	0,01
BaO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Na ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	н.о.	0,02	н.о.	0,02
F	0,04	н.о.	0,01	0,06	0,19	0,16	0,08	0,22	0,27	0,86	0,21	0,86	0,42
Cl	0,09	0,03	0,05	0,06	0,15	0,05	0,16	0,05	0,06	0,09	0,07	0,09	0,07
Σ	89,34	88,14	87,26	84,21	87,86	85,42	86,16	86,06	86,90	85,61	84,22	85,61	84,33
Si	4,16	4,22	4,20	4,25	4,28	4,12	4,09	4,15	4,25	4,48	4,33	4,00	3,78
Ti	0,002	-	0,001	-	0,002	-	0,001	0,001	0,001	-	0,001	0,003	0,001
Al	0,02	0,004	0,01	0,03	0,01	0,01	0,003	0,03	0,02	0,05	0,03	0,18	0,69
Fe ²⁺	0,15	0,07	0,11	0,11	0,12	0,15	0,19	0,14	0,11	0,11	0,31	0,14	0,26
Mn	0,007	0,004	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,08	0,05	0,05	0,12	0,002	0,002
Mg	5,15	5,66	5,66	5,56	5,55	5,66	5,69	5,59	5,56	5,56	5,18	5,66	5,26
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
Ca	0,002	0,003	0,002	0,01	0,01	0,01	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,002	0,001
Ba	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,01	0,01	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,006	0,002	0,003
K	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	-	0,002	-	0,002
F	0,01	-	0,003	0,02	0,06	0,05	0,02	0,07	0,08	0,26	0,07	0,26	0,12
Cl	0,01	0,004	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Примечание. Шиндинское месторождение, скв. 8, глубина 91,0 м: I-2 - клибообразные выделения серпентина вблизи магнетитовых зерен; 3 - изомеричные пластинки серпентина из серпентин-магнетитовых руд; 4 - ойтвовое гнездо среди серпентин-магнетитовых руд. Месторождение Маргоз, скв. 47, глубина 140,0 м: 5 - жильный хризотил-асбест; 6 - пятно хризотилового ойдта; 7 - пластинчатый серпентин в ассоциации с зернами магнетита; 8-9 - скв. 57, глубина 33,2 м, изомеричные зерна серпентина из околорудного серпентинового меласомелита; 10 - скв. 47, глубина 147,0 м, серпентин, секущий в виде жлоко листочки хлорита; 11 - скв. 47, глубина 147,0 м, мел-копластинчатый серпентин. Тейское месторождение: 12 - скв. 354, глубина 177,0 м, хризотилловый ойдт; 13 - скв. 353, глубина 177,0 м, пластинчатый серпентин, образующий листочки флогопита.

Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР: микроанализатор sameva, оператор О.С.Хмельникова.

Имеющиеся в нашем распоряжении микронзондовые анализы серпентинов из железорудных месторождений района показывают регулярное преобладание кремния свыше теоретического и соответственно пониженные содержания двухвалентных катионов (табл. 4). Количество алюминия изменяется от 0,03 до 0,18 формульных единиц. Составы проанализированных серпентинов были вынесены на диаграммы $SiO_2-10 Al_2O_3-(MgO+FeO+MnO)$ и $Al_2O_3/SiO_2-(FeO+MnO)/MgO$ (рис.5). Поля составов политипных разновидностей получены по серпентинам из альпинотипных гипербазитов, так как данные по составу минерала из апоскарновых и аподоломитовых ассоциаций немногочисленны. Несмотря на то, что установлено присутствие серпентинов с лизардитовыми и хризотилловыми структурами, составы даже пластинчатых зерен ложатся в поле хризотилов, сдвигаясь к вершине кремнезема. Эта особенность может быть связана с образованием в структуре минерала сдвоенных кремнекислородных слоев (Si_4O_{10}) талькового типа. На диаграмме $MnO-FeO-Al_2O_3$ (рис. 6) прослеживается изменение содержаний компонентов в зависимости от ассоциации и времени образования серпентинов. В поздних генерациях серпентинов возрастает содержание глинозёма. Эта тенденция изменения серпентинов выражается в появлении послесерпентиновых магнезиальных хлоритов. Серпентины месторождения Маргоз отличаются несколько повышенной марганцовистостью, возра-

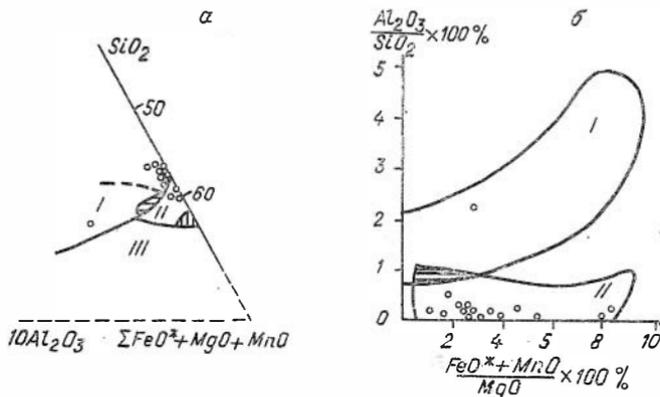


Рис.5. Диаграммы составов серпентинов железорудных месторождений в координатах: SiO_2 - $10 \text{Al}_2\text{O}_3$ - $\Sigma \text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{MnO}$ (а) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - $(\text{FeO}^* + \text{MnO})/\text{MgO}$ (б) в мол.%. I, II, III - поля составов, соответственно, антигоритов, хризотилитов и лизардитов, полученные для серпентинов альпинотипных гипербазитов. FeO^* - здесь и на рис. 6 учтены эквивалентные количества Fe_2O_3

стающей к более поздним генерациям /2/. Резко повышенная глинозёмистость характерна для зерен минерала из агрегатов, пересекающих или обрастающих хлориты и флогопиты, что свидетельствует о заимствовании материала из алюмосиликатов и определенной унаследованности составов. Подобное явление характерно в целом для слоистых силикатов /17/. Серпентины, содержащие алюминий, по составу попадают в поле антигоритов, хотя проведенный рентгеновский и ИКС анализы не указывают на наличие в этих пробах минеральных фаз с антигоритовым типом структур. Такое несоответствие требует дополнительных тонких исследований.

Во всех серпентинах из рассматриваемых месторождений происходит частичная замена групп OH на F и Cl . Максимальная фтористость проявляется у серпентинов Тейского месторождения, а минимальная у серпентинов Нижнечинжебинского месторождения (рис. 7). Увеличение фтористости серпентина на разных месторождениях происходит параллельно с увеличением фтористости флогопитов, выявляемой по ИК-спектрам. Можно полагать, что эти и другие водные сили-

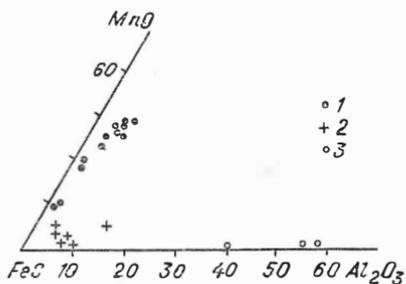


Рис. 6. Диаграмма $MnO-FeO^* - Al_2O_3$ составов серпентинов (мол.%) из месторождений: I - Маргоз, 2 - Нижнечинжебинское; 3 - Тейское

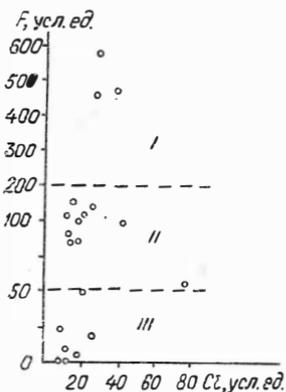


Рис. 7. Содержания хлора и фтора в серпентинах скарных месторождений: I - Тейское, II - Маргоз, III - Нижнечинжебинское

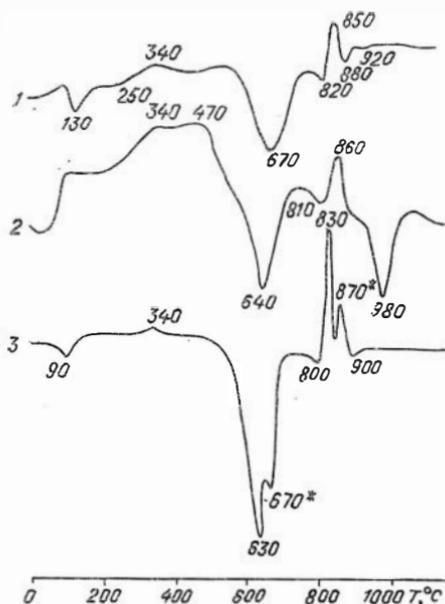


Рис. 8. Термограммы магнезиальных хлоритов Нижнечинжебинского месторождения: I - флогопит-хлорит-магнетитовая руда, поверхность, обр. Б-1578-15; 2 - метасоматически измененные гравелиты, скв. II, глубина 26,6 м; 3 - серпентин-хлоритовый околорудный метасоматит, скв. 6, глубина 54 м. Звездочками отмечены пики серпентинов

каты магния являются хорошими индикаторами общей активности фтора.

На участках, где вмещающие породы содержали в своём составе алумосиликаты, одновременно с серпентином наблюдается хлоритовая минерализация. В метасоматитах и рудах хлориты нередко ассоциируют с серпентином. Их взаимоотношения неоднозначны. Минералы тесно сростаются, но взаимозамещение уверенно не устанавливается. Поздние магнезиальные хлориты рассекают в виде жил и обрастают лизардит-клинохризотилловые агрегаты ранних ступеней серпентинизации. Пространственное разделение серпентина и хлорита происходит в зонах флогопитовых метасоматитов и пироксеновых скарнов. По этим породам серпентины практически не развиваются. Хлорит охотно образует псевдоморфозы по флогопиту. При этом происходит смена и замещение разностей отличающихся оптическими свойствами. Центральные части зёрен выполнены минералом, имеющим повышенные показатели преломления ($n_m = 1,576-1,582$), отрицательное удлинение и светло-серые до желтовато-серых цвета интерференции. Они замещаются разностями с $n_m = 1,572-1,579$, отрицательным удлинением и грязно-зеленой интерференционной окраской. Краевые части зёрен представлены хлоритами с $n_m = 1,570-1,575$, положительным удлинением и тёмно-синими цветами интерференции. Такая смена нередко наблюдается в пределах одного зерна. Реже появляется четвертая оптическая разность хлорита ($n_m = 1,605-1,607$) с коричневато-фиолетовыми цветами интерференции и положительным удлинением. Судя по вариациям оптических свойств, состав хлоритов изменяется в направлении пеннин-шериданит-магниево-прохлорит.

В скарнах магнезиальные хлориты развиваются по предварительно актинолитизированным пироксенам. На Нижнечинжебинском месторождении в ритмично-полосчатых пироксен-актинолит-хлорит-магнетитовых рудах хлорит представлен серпентиноподобным мелколистатым пеннином ($n_m = 1,570-1,573$) с низкими серыми цветами интерференции.

В единичных шлифах обнаружены мелколистатые агрегаты хлорита ($n_m = 1,574$), имеющие форму ромба. Вероятно, они являются псевдоморфозами по шпинели. На месторождении Маргоз встречены бочонковидные кристаллы пеннина.

По данным термического анализа, хлориты из различных ассоциаций Нижнечинжебинского месторождения относятся к магнезиаль-

Химический состав хлоритов

Компоненты	1	2	3*	4*	5
SiO ₂	29,86	23,80	35,86	35,68	29,35
TiO ₂	0,55	0,06	0,03	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	17,96	29,20	9,44	8,99	18,92
Fe ₂ O ₃	0,79	1,55			2,53
FeO	7,79	2,01	8,33 ^{***}	8,77 ^{***}	н.о.
MnO	0,54	0,10	1,27	1,25	н.о.
MgO	27,48	29,02	30,72	29,89	31,38
CaO	0,57	-	0,03	0,02	2,93
Na ₂ O	0,89	-	0,02	н.о.	1,02
K ₂ O	0,44	-	0,13	н.о.	н.о.
П.п.п.	12,31	13,26	н.о.	н.о.	15,20
F	н.о.	н.о.	0,07	н.о.	н.о.
Cl	н.о.	н.о.	0,05	н.о.	н.о.
Σ	99,18	99,00	86,00	84,60	100,40
Si	2,93	2,28	3,54	3,60	2,82
Ti	0,04	-	0,05	-	-
Al ^{IV}	1,07	1,72	0,46	0,40	1,18
Al ^{VI}	1,02	1,58	0,64	0,67	0,97
Fe ³⁺	0,06	0,11			0,22
Fe ²⁺	0,83	0,16	0,69	0,74	-
Mn	0,04	0,01	0,11	0,11	-
Mg	4,02	4,14	4,52	4,49	4,50
Ca	0,03	-	-	-	0,3
Na	0,17	-	-	-	-
K	0,06	-	0,01	-	-
F	-	-	0,02	-	-
Cl	-	-	0,01	-	-

Примечание. * среднее из двух определений; *** FeO как сумма Fe₂O₃+FeO. 1 - месторождение Нижнечичебинское, клинохлор из серпентин-магнетитовой руды; 2 - месторождение Леспромхозное, аплошиনেлевый шериданит /17/; 3 - месторождение Маргоз, листочки пеннина в офитовом гнезде; 4 - месторождение Маргоз, бочонкообразные кристаллы пеннина из серпентин-хлорит-магнетитовых руд; 5 - месторождение Ельген-Таг, клинохлор /2/.

ным триоктаэдрическим хлоритам (по классификации /2I/). Для них характерны два эндотермических эффекта: интенсивный с максимумом 630–670 °С и более слабый – с максимумом 800–820 °С и интенсивный экзотермический эффект (830–860 °С). Термоэффект хлорита из серпентин-хлоритовой ассоциации сдвинут в область низких температур (рис. 8).

Имеющиеся анализы химического состава хлоритов из месторождений Алтае-Саянской складчатой области немногочисленны (табл.5). Они показывают высокую магнезиальность и меняющуюся глинозёмистость минерала. Для пеннинов месторождения Маргоз, так же как и серпентинов, характерна несколько повышенная марганцевистость.

Результаты рентгеноструктурного анализа пяти образцов магнезиальных хлоритов из месторождений Тейское, Ельген-Таг и Нижнечинжебинское подтвердили их принадлежность к клинохлор-шериданитовой группе. Получены параметры $b = 9,21-9,23 \text{ \AA}$ и $c \sin \rho$ 14,11 – 14,25 \AA , что по данным работы /10/ соответствует содержанию Al^{IV} от 1 до 1,21 катиона на элементарную ячейку и общей железистости от 6 до 21 ат. %.

В распределении магнезиальных гидросиликатов на месторождениях Алтае-Саянской складчатой области намечается грубая зональность. Так, на Тейском месторождении ниже верхнего горизонта, на котором обнаружены собственно магнезиальные скарны находится зона преимущественного распространения флогопита. С глубиной в метасоматитах и рудах возрастает содержание минералов группы гумита, которые достигают своей максимальной концентрации на средних горизонтах месторождения. Корневые части рудного тела сложены преимущественно серпентиновыми и серпентин-хлоритовыми ассоциациями.

На Нижнечинжебинском месторождении магнезиальные гидросиликаты нижних и средних горизонтов рудно-метасоматических тел представлены в основном серпентинами. Вверх по восстанию увеличивается роль хлорита, а на самых высоких горизонтах – хондродита и флогопита, вплоть до образования ритмично-полосчатых флогопит-магнетитовых руд. Такое распределение гидросиликатов связано с преимущественным развитием руд нижнего этажа по горизонту доломитов и захватом в зону рудообразования горизонтов силикатных терригенных пород на верхних этажах месторождения. Магнетитовые руды подошвы залежи претерпели гипогенную гематитизацию. Параллельно

с этим процессом происходило интенсивное структурное преобразование ранних серпентинов с формированием агрегатов мелкозернистого клинохризотила. Зоны хризотилизации серпентинов образуют широкий ореол над гематитизированными рудами.



1. Среди месторождений скарновой формации целесообразно выделить месторождения Тейского типа с широким развитием магнетиально-гидросиликатной (серпентин-хлорит-хондритовой) ассоциации. Характерной особенностью этого типа кроме резкого преобладания гидросиликатных минералов является преимущественное развитие их непосредственно по доломитам. Выявленная хондрит-магнетитовая парагенетическая ассоциация аналогична: амфибол-магнетитовой ассоциации в известковых скарновых месторождениях. Они оказываются близки по позициям, занимаемым в истории развития месторождений и температурам образования.

2. Среди минералов группы серпентина резко преобладают лизардит и клинохризотил, встречающиеся обычно в смешанных агрегатах. Существенной роли антигорита не выявлено ни на одном из изученных объектов. В связи с тем, что соотношение лизардита и клинохризотила определяется условиями Eh и pH минералообразующих растворов, оно может быть использовано для восстановления условий минералообразования и минералогического картирования месторождений. Аналитической основой метода может служить количественная ИК-спектроскопия в интервале $800-1200 \text{ см}^{-1}$.

3. Изученные апокарбонатные серпентины отличаются от апогипербазитовых повышенным содержанием кремнезёма. Содержание фтора в серпентинах и флогопитах коррелирует с общей фтористостью рудообразующих систем. При этом максимальное содержание фтора характерно для месторождений, ассоциированных с субщелочным магматизмом, а минимальное для месторождений, ассоциированных с габброидами.

4. Серпентины обнаруживают рентгенолюминесцентное свечение в области 400-750 нм. Эти свойства закономерно изменяются в зависимости от положения серпентинсодержащей породы по отношению к рудному телу, что может использоваться в целях минералогического картирования и локального прогноза.

Литература

1. Банников О.Л.; Ковалева Л.Т. ИК-спектроскопическое изучение минералов группы серпентина //Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 109-115.
2. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 291 с.
3. Виноградова Р.А. О серпентинах из скарнового месторождения Маргоз (Восточный Саян)//Новые данные о минералах СССР. М., 1973. Вып. 22. С. 26-35.
4. Воробьев В.К. Некоторые вопросы изоморфизма и генезиса минералов группы гумита //Новые данные о минералах СССР. М., 1966. Вып. 17. С. 26-37.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.3. М.: Мир, 1966. 316 с.
6. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. и др. Экспериментальные исследования биметасоматического скарнообразования. М.: Наука, 1986. 231 с.
7. Зорина М.Л. К вопросу об интерпретации ИК-спектров поглощения флогопитов //Минералогия и геохимия. 1972. Вып. 4. С. 58-63.
8. Зубков А.А., Ширяева Л.Л. Физические методы изучения серпентинов скарновых железорудных месторождений //Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1987. № 60. С.85-93.
9. Индукаев Ю.В. Посторогенная железорудная субформация контактово-метасоматических месторождений Центральной части Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1983. 195 с.
10. Кепежинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
11. Князев Г.Б., Зубков А.А., Хохлов В.Е. Нижнечинжебинское железорудное месторождение в Восточном Саяне //Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 54-60.
12. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Новые данные о структуре Тейского железорудного месторождения //Геология и геофизика. 1985. № 3. С. 104-107.
13. Комаров П.В. Магнезиальные скарны Тейского месторождения //Геология рудных месторождений. 1961. № 2. С. 119-124.

14. Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 184 с.
15. Минералы. Справочник. Т.3, вып. I. М.: Наука, 1972. 883 с.
16. Синяков В.И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск: Наука, 1967. 112 с.
17. Синяков В.И., Архипенко Д.К., Федосеева М.М. Минералогические и структурно-химические особенности хлорита из апошпильных пород // Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, 1974. С. 177-184.
18. Синяков В.И., Егорова Л.Г., Галкина С.В. О температуре образования магнетитовых руд Тейского месторождения // Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. Новосибирск, 1983. С. 102-106.
19. Синяков В.И., Галкина С.В. Серпентины и процессы серпентинизации в рудной зоне Тейского магнетитового месторождения // Рудная зональность и физикохимия гидротермальных систем. Новосибирск, 1980. С. 80-87.
20. Тарашан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
21. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
22. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
23. Foster M.D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites // Geol. Survey Prof. Paper 414-A, 1962.
24. Moenke H. Mineralspektren. Berlin: Akad. Verlag, 1966.

СТАДИЙНОСТЬ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ СИДЕРИТ-СУЛЬФОСОЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЮСТЫДСКОГО ПРОГИБА

Проявления сидерит-сульфосольной минерализации, сосредоточенные в пределах позднегерцинского наложенного Юстыдского прогиба, располагаются среди углистых терригенных отложений среднего и верхнего девона и структурно приурочены к разрывным нарушениям, оперяющим Курайско-Кобдинский глубинный разлом. Эти нарушения представлены зонами дробления и расслабления пород или системами скеловых трещин, явившихся каналами для движения гидротермальных растворов. Заложенные в период, предшествующий развитию гидротермального процесса, эти нарушения унаследованно испытали неоднократное подновление, что и предопределило развитие продуктов разных стадий минерализации в трещинных структурах одного плана деформаций.

Минеральный состав отличается преобладанием сульфосолей Си и Pb (тетраэдрита, халькостибита, бурнонита, цинкениита), а также халькопирита, арсенопирита и пирита. Из нерудных распространены сидерит, анкерит и кальцит.

Формирование сидерит-сульфосольных проявлений происходило в ходе длительного многостадийного гидротермального процесса, последовательность развития которого определялась характером общей эволюции гидротермальной системы и тектонической обстановки минералоотложения.

На основании изучения пространственно-временных взаимоотношений минеральных ассоциаций, текстур и структур минеральных агрегатов, а также использования некоторых физико-химических параметров выделено четыре стадии минералообразования, в течение которых были сформированы сидерит-сульфосольные жылы: кварц-сидеритовая, арсенопирит-леллингитовая, сульфосольная и поздняя сульфидная (см. таблицу). Отложение стадийных ассоциаций минералов отчетливо отделено периодами проявления тектонических движений и дробления пород, что устанавливается по фактам пересечения и цементации одних ассоциаций другими. Стадийные ассоциации минералов довольно резко отличаются особенностями минерального состава (карбонаты → арсениды и сульфоарсениды → сульфосоли → сульфиды), геохимическими характеристиками слагающих их минера-

Последовательность отложения минералов
сидерит-сульфосольных жил Юстыдского прогиба

Стадии минерализации	Минералы в последовательности отложения	T, °C гом	Общая концентрация солей, вес %
1	2	3	4
Кварц-сидеритовая	КВАРЦ СИДЕРИТ Кварц Анкерит Кальцит	70-90 I40-I78 II0-II5 II8-I20 I00-I30	21,5-36,0 NaCl, CaCl ₂
	Пирит Халькопирит Гематит		
Арсенопирит-лельлингитовая	КВАРЦ Гидрослюда Пирит Пирротин ЛЕЛЛИНГИТ АРСЕНОПИРИТ	I50-I70	25,0-29,0 NaCl > CaCl ₂
	Вi самородный Гудмундит		
Сидерит-сульфосольная	Кварц Антимонит Хоробетсуит Цинкенил Джемсонит Тетраэдрит ХАЛЬКОСТИБИТ	I40-I50	27,0-28,0 CaCl ₂ > NaCl
	Пирит Кварц СИДЕРИТ Халькопирит ТЕТРАЭДРИТ Вi, Sb самородные Бурнонит Семсейит		

1	2	3	4
Сульфидная	Кварц Хлорит	I10-II2	
	КАЛЬЦИТ Сфалерит Галенит ХАЛЬКОПИРИТ Висмутин Bi, Sb самородные	I00-I20	

Примечание. --- границы минеральных парагенезисов внутри стадий; | - близкое к одновременному отложение минералов; ↓ - последовательность образования минералов иногда меняется.

лов ($Fe, Ca, CO_2 \rightarrow Fe(Ni, Co)As \rightarrow Cu, Pb, Bi, Sb, Ag \rightarrow Cu, Bi, Pb$), характером околорудных изменений вмещающих пород, а также заметными, хотя и не столь резко выраженными, различиями физико-химических условий их формирования.

Первой стадии, кварц-сидеритовой, соответствует образование сидеритовых жил, широко распространенных на территории Юстидского прогиба. Сульфосольная минерализация появляется в них лишь при наложении более поздних стадий. Кварц-сидеритовые жилы не сопровождаются сколько-нибудь заметными околосильными ореолами гидротермально измененных углистых сланцев. Стадийная ассоциация сложена двумя минеральными парагенезисами: кварц-карбонатным и пирит-халькопиритовым.

Кварц-карбонатный парагенезис представлен кварцем, сидеритом, анкеритом, кальцитом (с баритом или без него). Критериями для выделения этого парагенезиса служат: близкоеодновременное отложение минералов, отсутствие явлений замещения одних минералов другими, реакционные взаимоотношения с минералами последующих парагенезисов. В порядке последовательности сначала кристаллизовался кварц в виде приальбандовой корочки с шестоватыми агрегатами кристаллов. Затем полость жилы была выполнена агрегатом крупнокристаллического сидерита, в пустотах которого росли кри-

таллы сидерита и более позднего кварца. Центральные части жил выполнены анкеритом и кальцитом. Зональные кристаллы сидерита, в котором отмечаются зоны, сложенные кальцитом, и выполнение последним центральной части жилы позволяет сказать, что образование кальцита частично сопровождало и завершало кристаллизацию сидерита. Иногда в состав кварц-карбонатного парагенезиса входит ба-рит, пластинчатые кристаллы которого формируются до сидерита и после него. Кварц-карбонатный парагенезис проявлен наиболее широко, в то время как сульфиды следующего парагенезиса распространены локально и лишь в отдельных случаях накладываются на более ранний парагенезис.

В состав пирит-халькопиритового парагенезиса кроме минералов, фигурирующих в названии, входит гематит. Пирит образует вкрапленность кубических кристаллов или идиоморфных зерен в пустотах кварц-сидеритовых жил. Халькопирит формирует прожилки, вкрапленность или гнезда в сидерите и выполняет пространство между кристаллами более раннего пирита и кварца. Гематит в виде пластинчатых кристаллов и тонкой вкрапленности замещает сидерит.

Можно резюмировать, что кварц-сидеритовая стадия минерализации проявлена на изученных участках однотипными образованиями и представлена двумя минеральными парагенезисами, которые всегда пространственно совмещены, но широта их развития неодинакова. Продукты этой стадии слагают основу (матрицу) сидерит-сульфосольных жил Юстыдского прогиба.

Температуры гомогенизации первичных флюидных включений в жильных минералах первой стадии (кварце, сидерите, кальците) укладываются в интервал 60–180 °C. Причем ранние включения в центральных частях кристаллов кварца гомогенизируются при более низкой температуре (70–90 °C), чем включения из более поздних зон роста кварца и сидерита (140–178 и 110–115 °C соответственно). В кальците этой же стадии двухфазовые включения (жидкость + газ) гомогенизируются при 110–112 °C, а трехфазовые (жидкость + газ + галит) – при 130 °C. Это свидетельствует о прогрессивном нарастании температур гидротермального процесса в первую стадию. Растворы включений в минералах первой стадии характеризуются хлоридно-натриево-кальциевым составом и высокой общей концентрацией солей от 21,5 до 36 вес. %.

Вторая, арсенопирит-леллингитовая, стадия отделена от пре-

дыдущей периодом проявления тектонических движений и дробления пород, проявившимся унаследованно вдоль нарушений и сколовых трещин, выполненных продуктами кварц-сидеритовой стадии. Стадийная ассоциация представлена двумя минеральными парагенезисами. К главному парагенезису стадии относятся кварц, пирит, арсенопирит, леллингит, пирротин (± ульманнит, Fe-герсдорфит, раммельсбергит). Они образуют прожилки в раннем сидерите, в виде корочек друзовидных агрегатов выстилают полости среди сидеритовых жил или вмещающих пород. Отнесение их к единому парагенезису обусловлено близкоодновременным формированием и отсутствием реакционных взаимоотношений между этими минералами. Наиболее ранними являются идиоморфные кристаллы кварца и пирита. В пирротине отмечается вкрапленность зональных кристаллов пирита, кристаллизация которого продолжалась и после формирования пластинчатых кристаллов пирротина, на что указывают структуры нарастания пиррита на пирротин без реакционных взаимодействий. На пирротин также нарастает ульманнит без признаков разъедания. Кристаллы пиррита цементируются арсенопирит-леллингитовым агрегатом. В почковидных образованиях ульманнит и Fe-герсдорфит обрастают арсенопиритом.

Итак, формирование этого парагенезиса ограничено, с одной стороны, проявлением тектонических движений, а с другой - реакционными взаимоотношениями с минералами следующего парагенезиса.

Более поздний парагенезис этой стадии представлен гудмундитом, марказитом, самородными Bi и Sb. Гудмундит отчетливо замещает пирротин, что свидетельствует об условиях неравновесности образования этих минералов. Пирротин во многих случаях замещается также и марказитом. Характерно, что процессы замещения пирротина гудмундитом проявлены обособленно. На участке, где среди рудных минералов преобладают сурьмяные сульфосали, пирротин замещается гудмундитом, а на участках с незначительным развитием сурьмяных минералов встречаются псевдоморфозы марказита по пирротину. Самородные Bi и Sb образуют вкрапленность в пирротине и сидерите.

Включения в кварце арсенопирит-леллингитовой стадии гомогенизируются при температуре 150-170 °C. Состав растворов включе-

ний характеризуется преобладанием NaCl над CaCl_2 . Общая концентрация солей составляет 25–29 вес. %.

Проявлению третьей стадии, сидерит-сульфосольной, также предшествовало проявление тектонических движений. В результате этого продукты предыдущих стадий оказались брекчированными и сцементированными ассоциацией минералов совершенно иного состава. Минералы сульфосольной стадии слагают пространственно разобщенные либо совмещенные минеральные парагенезисы. Наличие явлений замещения и разложения минералов указывают на неодноратное изменение физико-химических параметров гидротермального раствора в процессе минералообразования. Внутри сульфосольной стадии выделяется несколько парагенезисов: ранний сурьмяный, халькостибит-пиритовый, сидерит-блеклорудный и поздний свинцовый. Для выделения минеральных парагенезисов наряду с текстурно-структурными использованы и геологические критерии, в частности, закономерная пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов, которая может надежно использоваться как геологический критерий выделения разновременных парагенезисов /2/.

В составе раннего сурьмяного парагенезиса кварц, антимонит, цинкениит, хоробетсуит, джемсонит и тетраэдрит. Игольчатые кристаллы всех минералов, кроме тетраэдрита, и их агрегаты (иногда радиально-лучистые) свидетельствуют об условиях кристаллизации их в пределах свободного пространства. Явления коррозии между минералами отсутствуют. Кристаллы кварца и антимонита растут совместно в пустотах ранних сидеритовых жил. Хоробетсуит и цинкениит формировались близкосовершенно с антимонитом, нарастая на кристаллы новообразованного кварца и обломки раннего крупнокристаллического сидерита. Тетраэдрит заполняет полости в сидеритовых жилах, на стенках которых уже отложились минералы второй стадии, цементирует игольчатые кристаллы цинкениита, хоробетсуита, джемсонита без признаков разъедания. Реакционные взаимоотношения наблюдаются с минералами следующего, халькостибит-пиритового парагенезиса. Халькостибит интенсивно замещает более ранние игольчатые минералы, вместе с пиритом образует тонкие прожилки в тетраэдрите.

В составе сидерит-блеклорудного парагенезиса сидерит второй генерации, кварц, халькопирит, тетраэдрит второй генера-

ции, самородные V_2O_5 и Sb_2O_3 (\pm фрейбергит, висмутин, пирит, марказит, плагионит, анкерит, кальцит). Выделение его основано на фактах тектонического дробления более ранних образований и их цементации продуктами этого парагенезиса, замещения более ранних минералов (халькостибита) более поздними (тетраэдрит второй генерации), что определяет неравновесность этих парагенезисов. Внутрискристаллические подвижки, неоднократно возобновляющиеся в течение минералоотложения данного парагенезиса, привели к образованию прожилков одних минералов среди других, образовавшихся ранее. Наиболее ранними минералами этого парагенезиса являются очень мелкие кристаллы кварца и мелкозернистый сидерит второй генерации (иногда анкерит и кальцит), слагающие прожилки в халькостибите. Встречаются халькостибитовые брекчии с сидеритовым цементом. Мелкозернистым сидеритом цементируются и все обломки ранее образованных минералов. В это время кристаллизуется пирит в виде контактовых "рубашек" на кристаллах и агрегатах халькостибита, цементирующихся сидеритом-2. Плагионит замещает кристаллы антимонита. Цинкениит замещается сидеритом-2 с выделением самородной сурьмы. Халькопирит нарастает на кварц этого парагенезиса и кристаллизуется в межзерновых пространствах их агрегатов, цементирует продукты второй стадии - кварц, арсенопирит, леллингит и пирит. Он образует прожилки в сидерите и анкерите, гнездообразные скопления. В небольшом количестве халькопирит присутствует в прожилках сидерита, секущих халькостибит. В свою очередь, халькопирит пересекается тонкими прожилками тетраэдрита с самородным висмутом, а также самостоятельными тонкими прожилками последнего с висмутином. Самородный висмут возникает и при замещении висмутсодержащего халькостибита тетраэдритом-2. Наряду со структурами замещения, демонстрирующими неравновесность этих минералов, встречаются прожилковые структуры, определяющие более позднее формирование тетраэдрита-2 по сравнению с халькостибитом.

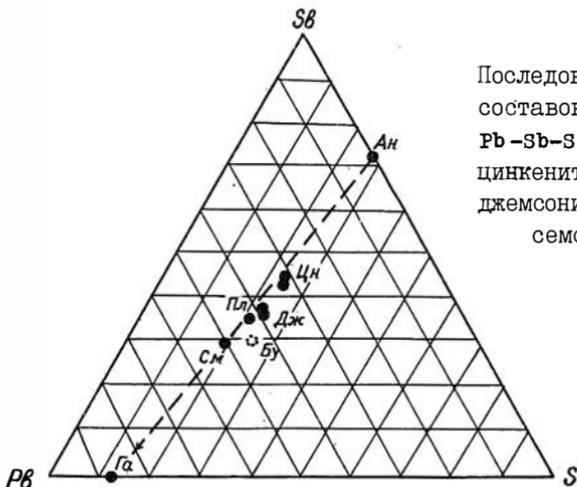
Самый поздний парагенезис третьей стадии - существенно свинцовый. Свинцовые сульфосоли, входящие в этот парагенезис, бурнонит и семсейит, интенсивно замещают образования предыдущего, сидерит-блеклорудного парагенезиса и образуют прожилки в них. Бурнонит и семсейит замещают тетраэдрит, в том числе и тот, который развивается по халькостибиту. Нет никаких фактов, позволяющих соотносить эти минералы по возрасту, поэтому они условно могут быть отнесены к одновременным образованиям.

Флюидные включения в мелких кристаллах кварца, извлеченных из массивных сульфосольных руд, гомогенизируются при температурах 140–150 °С. Растворы включений также имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав, но здесь преобладают соли кальция. Общая концентрация солей 27–28 вес. %.

Четвертая стадия – сульфидная – выделена на основании фактов дробления продуктов ранних стадий минерализации и цементации их прожилками, выполненными минеральной ассоциацией принципиально иного состава: кварц, кальцит, немного хлорита, галенит и сфалерит, халькопирит, висмутин: самородные висмут и сурьма. Галенистовые прожилки с халькопиритом и самородными Bi и Sb отчетливо секут минералы сульфосольной стадии – тетраэдрит и бурнонит, а галенит–сфалеритовые прожилки с кварцем и кальцитом секут более ранние карбонаты (например, кальцит сульфосольной стадии). Кварц–кальцит–халькопирит–висмутиновые с самородным висмутом прожилки цементируют раздробленный агрегат тетраэдрита и халькостибита. В порядке последовательности образования сначала кристаллизовался кварц, идиоморфные мелкие кристаллы которого цементировались затем более поздними минералами. Листоватые, мелкочешуйчатые агрегаты хлорита или сростки его пластинчатых кристаллов встречаются крайне редко и в незначительных количествах в кварц–кальцитовых прожилках. Галенит и сфалерит – явно более поздние минералы по отношению к кальциту, так как кристаллы этих минералов нарастают на кальцит, которым выполнены зальбанды прожилков. Неправильная сплюснутая форма зерен этих сульфидов демонстрирует их рост в условиях стесненного пространства. Халькопирит замещает все Cu – сульфосоли вплоть до образования полных псевдоморфоз. Явления коррозии указывают на неравновесность условий его формирования по отношению к продуктам ранних стадий. Висмутин кристаллизуется несколько позднее, выполняя межзерновые пространства халькопирита–З и образуя в нем секущие прожилки. Сурьмасодержащий самородный Bi и висмутин обнаруживают противоречивые взаимоотношения, поэтому условно считаются одновременными образованиями.

Температуры формирования минералов заключительной стадии гораздо ниже – 100–112 °С. Разбавленные растворы включений отличаются низкой концентрацией солей.

На основании изучения минерального состава и последовательности отложения минеральных парагенезисов сидерит–сульфосольной



Последовательность изменения составов минералов в системе $Pb-Sb-S$; Ан-антимонит, Цн-цинкениит, Пл-плагинит, Дж-джемсонит, Бу-бурнонит, См-семсейит, Га-галенит

минерализации Юстыдского прогиба можно сделать некоторые выводы.

Процесс минералообразования имеет дискретный характер, т.е. каждая последующая стадия отделена от предыдущей перерывом в минералоотложении и проявлением тектонических движений и дробления пород. Наблюдается последовательное снижение температур образования минералов от ранних стадий к заключительным.

Отложение разных по составу стадийных ассоциаций минералов обусловлено не эволюцией во времени единого раствора, а поступлением в зону минералоотложения растворов разного состава.

В течение сульфосольной стадии происходит широкое развитие парагенезисов новообразованных минералов, возникающих при химическом взаимодействии ранее отложенных минералов с остаточными или позднее поступившими порциями гидротермального раствора.

Изучение взаимоотношений минералов позволило определить порядок очередности выделения $Pb-Sb$ сульфосолей, который соответствует описанной Ю.С.Бородаевым /1/ "обратной" последовательности кристаллизации минералов в системе $Pb-Sb-S$. В течение гидротермального процесса последовательно во времени отлагались минералы со все большим отношением Pb/Sb : антимонит \rightarrow цинкениит \rightarrow джемсонит \rightarrow плагинит \rightarrow бурнонит \rightarrow земсейит \rightarrow галенит (см. рисунок).

Литература

1. Бородаев Ю.С. Минеральные ассоциации в системе Pb-Sb-S на месторождениях разных типов. //Геология руд. месторождений. 1978. № 1. С. 52-62.

2. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд /А.Д.Генкин, М.Г.Добровольская, В.А.Коваленкер и др. М.: Наука, 1984. 200 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Есин С.В. Поперечная зональность и петрохимическая характеристика базальтоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.....	3
Степанов С.А. Минералогия и Р-Т-условия образования роговиков в пределах Базыбайского выступа (Восточный Саян).....	24
Владимиров В.Г., Сероглазов В.В., Усова Л.В. Сравнительный анализ химизма гранатов из роговиков и регионально-метаморфизованных пород мугурской свиты (Юго-Западный Сангилен).....	56
Колобов В.Ю. Соотношение метаморфизма и метасоматоза при формировании контактовых ореолов гранитоидных массивов.....	70
Ефремов В.Н. Морфология рудных тел скарново-магнетитовых месторождений Горной Шории.....	94
Ушакова Е.Н., Усова Л.В. Минералогия скарнов из докембрийских мраморов низовьев р. Хадын (Юго-Восточная Тува).....	105
Зубков А.А., Князев Г.Б., Баников О.Л. К минералогии гидросиликатов железорудных месторождений магнетитно-скарновой формации.....	114
Павлова Г.Г. Стадийность и минеральные парагенезисы сидерит-сульфосольных проявлений Юстыдского прогиба.....	136

Темат. план самостоят. изданий СО АН СССР
на 1988 год, поз. 75 (сборники научных
трудов)

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА,
МЕТАМОРФИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ
В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ КПА СИБИРИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
· Николай Васильевич Попов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

А.В.Владимирова, Э.В.Белюсова.

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 23.12.88. МН 09903.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 9,25+1вкл. Уч.-изд.л. 8,6.
Тираж 300. Заказ 2. Цена 60 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.