

# Холодниканский зеленокаменный пояс: геодинамическая обстановка метаморфической эволюции пород

Лаврик С.Н. ([s\\_lavrik@mail.ru](mailto:s_lavrik@mail.ru))

Дальневосточный Геологический институт ДВО РАН, Владивосток

## Введение

Задача типизации зеленокаменных поясов (ЗКП) - «одна из актуальнейших» [12]. Сообщение продолжает серию публикаций, в которых приводятся новые данные по геологии холодниканского метаморфического комплекса (ХК). Методы и положенный в основу исследования материал, геологическое строение холодниканского зеленокаменного пояса (ХЗКП) и результаты его структурно-петрологической типизации - рассмотрены в [30]. Региональный метаморфизм (МРФ) пород фундамента ХЗКП (прогрессивный - в мезоархее и регрессивный (диафторез) - в палеопротерозое) по параметрам ( $T=850^0$ ;  $550^0C$  и  $P=8$ ; 5 кбар) отвечает условиям гранулитовой (ГФ) и эпидот-амфиболитовой (ЭАФ) фаций, соответственно [46, 15, 51]. Минеральный состав претерпевших диафторез гранулитов типичен для данных условий и представлен по [46] роговой обманкой (Ро), эпидотом (Эп), плагиоклазом (Пл), кварцем (Кв), хлоритом (Хл). Принципиальный вопрос, касающийся разделения метаморфизованных изофациально пород ХК, рассматриваемых как «диафториты», и собственно диафторитов фундамента, оставался открытым. Целью данной работы являлась реставрация геодинамической обстановки эволюции протолитов ХК. В основу положены результаты детальных литолого-петрографических и минералогических исследований, определения количественных физико-химических параметров и этапов МРФ пород (термобарометрия, парагенетический анализ, выявление особенностей состава и природы метаморфогенного флюида).

## Полученные результаты

Минеральные ассоциации и разности пород, установленные в ХК (табл. № 1) и во вмещающих комплекс диафторитах, в принципе идентичны. Роль этого факта в истории исследования ХЗКП имела особое значение.

Таблица 1

### Минеральные парагенезисы холодниканского камплекса

Ассоциации породообразующих минералов	Метаморфическая порода
1	2
*Ам (Акт), Бт+Ка+Ам (Акт), Би+Хл+Ам (Акт), Кв+Би+Эп+Ам, Кв +Эп+ Би +Ам, Хл+Би+Эп+сРх +Пл+Ам, Хл+Ам, Хл+Би+Ка+Эп+Ам, Пл+Ам, Пл+Ам+Эп, Кв+Пл+Ам	Амфиболиты
Ам+Би+Эп+Кв+Пл, Ам+Кв+Пл+Хл+Эп, Ам+Эп+Ка+Би+Хл, Ам+Эп+Кв+ Би, Би+ Ам, Би+ Эп+Ам, Би+Эп+Кв+Ам, Ка+Кв+Пл+Эп+Хл, Ка+Кв+Эп+Хл+Би, Ка+Му+Кв+Пл, Ка+Кв+Би+Хл+ Эп, Кв+Ка+Пл+Ам+Би+ Му, Кв+Пл+Ам+Эп+Би, Кв+Пл+Ам+Эп+Му, Кв+Пл+ Би+Эп+Ам, Кв+Пл+ Му+Эп, Кв+Пл+Му, Кв+Пл+ Хл+Му+Эп, Кв+Пл+ Эп+Би, Кв+Пл+Эп+Му+ Ка+Хл, Кв+ Пл+Эп+Хл+ Му, Му+Би+Пл+Кв+Ка+Ам+Эп, Пл+Кв+ Му+Эп+ Хл, Пл+Кв+Му+Хл+Эп, Пл+Эп+Ам+Би, Эп+Кв+Акт+Би+Ам, Эп+Му+Хл	Сланцы амфиболовые Сланцы слюдисто-эпидот-амфиболовые (эпидот-мусковитовые, эпидот-биотитовые, эпидот-амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-мусковитовые, эпидот-мусковитовые, мусковит-хлорит-эпидотовые, хлорит-эпидотвые)
Му+Би+Кв, Му+Хл+Пл+Кв, Хл+Би+ Му+Эп+Пл+ Кв, Хл+Ка+Му+Пл+Кв, Эп+ Би+Му+Кв, Хл+Би+Эп+ Пл+Кв, Му+Пл+Кв, Би+Эп+Пл+Кв+Му, Му+Би+Эп+Пл+ Кв, Му+Эп+Пл+Кв, Эп +Му+Пл+ Кв, Хл+Эп+Му+Пл+Кв, Эп+Хл+Му +Кв+Пл	Сланцы эпидот-мусковитовые, биотит-мусковитовые, мусковитовые, слюдисто-кварцевые (кварциты)

\*Примечание: Акт – актинолит, Ам – амфибол, Би – биотит, Му – мусковит, Ка – кальцит, Кв- кварц, Пл – плагиоклаз, сРх – клинопироксен, Хл – хлорит, Эп – эпидот.

**Породообразующие минералы** пород ХК представлены Ро, актинолитом (Акт), тремолитом (Трм), Кв, Пл, Эп, Хл, Му, Би; акцессорные - рудные минералы (пирит (Пи), пирротин (Ппрн), пентландит (Птл), халькопирит (Хп), магнетит (Мт), ильменит (Им)), апатит, сфен.

Амфиболы (Ам) по составам (табл. 2) соответствуют Ро [19, 17] и минералам Трм-Акт ряда [17], на диаграмме [44] приурочены к двум полям: «актинолитов» и «роговых обманок», образуют тренд вблизи линии чермакит-Акт. По форме зерен (ориентированные призматические кристаллы (1); шестоватые, сноповидные агрегаты (2); изометричные крупнотаблитчатые порфиробласты (3)) среди Ам выделены три группы. Примерами Ам 1-й группы являются слабо окрашенные, бесцветные Ро и Акт (анализы 3 и 9), 2-й группы - Акт (анализы 2, 5, 8), 3-й - Ро буровато-зеленого цвета (анализ 4). Характерной особенностью составов последних являются пониженные содержания Si и Ca и более высокие - Ti и

$A1^{IV}$ . Отличия Ам ХЗКП от Ам пород фундамента иллюстрируются оригинальными (табл. № 2) и данными [46] (табл. № 3).

**Таблица 2**  
**Микрозондовые анализы некоторых породообразующих минералов из метавулканитов холодниканского комплекса**

№ бразца		з-2-к			з-1-е			з-3-а		з-43-е		
		Пл	Акт	Рог	Рог	Акт	Хл	Пл	Акт	Рог	Пл1	Пл2
№ анализа		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>		57,15	53,44	46,66	41,91	56,05	30,48	59,84	52,73	43,58	58,28	67,51
TiO <sub>2</sub>		0,02	0,11	0,56	1,32	0,04	0,11	0	0,12	0,39	0	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		27,5	2,17	5,83	13,94	0,54	21,4	24,52	2,87	12,79	24,66	20,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,14	0,06	0,05	0,27	0,14	0,23	0	0,08	0,02	0,06	0,02
FeO		0,2	14,34	15,09	7,65	7,09	7,89	0,82	14,35	22,35	0,89	0,33
MnO		0	0,33	0,29	0,06	0,23	0,05	0	0	0,35	0,04	0
MgO		0,06	14,77	12,74	17,5	21,34	28,68	0,38	13,41	7,38	0,49	0
CaO		8,51	11,54	10,9	12,95	12,89	0,1	7,19	13,67	10,48	8,64	0,12
Na <sub>2</sub> O		5,95	0,77	1,18	2,94	0,12	0	6,84	0,25	2,13	6,93	12,19
K <sub>2</sub> O		0,15	0,13	0,25	0,51	0,03	0,38	0,2	0,11	0,6	0,34	0,1
SUM		99,69	97,66	93,56	99,06	98,47	89,32	99,79	97,59	100,06	100,32	101,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			10,68	6,69	6,79	6,62			0	8,84		
FeO			4,06	9,07	1,54	1,13			14,35	14,39		
Σ		99,69	98,06	94,22	99,73	99,13	89,32	99,79	97,59	100,95	100,32	101,15
Si		2,566	7,684	7,066	5,917	7,689	2,864	2,689	7,688	6,369	2,631	2,932
Al		1,454					2,31	1,298			1,312	1,067
Al <sup>(IV)</sup>			0,316	0,934	2,083	0,087			0,312	1,631		
Cr		0,005	0	0	0	0,015	0,014	0	0	0	0,002	0,001
Fe <sup>3+</sup>		0,008	0,440	0,762	0,721	0,683		0,06	0	0,972	0,06	0,06
Fe <sup>2+</sup>		0	1,284	1,149	0,182	0,130	0,62	0	1,75	1,759	0	0
Al <sup>(VI)</sup>		1,454	0,052	0,107	0,237	0			0,181	0,572		
Cr			0,007	0,006	0,03	0			0,009	0,002		
Ti		0,001	0,012	0,064	0,14	0,004	0,008	0	0,013	0,043	0	0,001
Mg		0,004	3,166	2,876	3,683	4,364	4,018	0,025	2,915	1,608	0,034	0
Mn		0	0,039	0,036	0,007	0,027	0,004	0	0	0,043	0,002	0
Ca		0,409	1,778	1,768	1,959	1,895	0,01	0,346	2,135	1,641	0,416	0,006
Na		0,518	0,215	0,232	346	0,032	0	0,593	0,07	0,606	0,607	1,026
K			0,024	0,048	0,092	0,005	0,046	0,011	0,02	0,112	0,02	0,006
Молярное содержание, %	Анортит	43,74						34			41	0,54
	Альбит	55,34						64,5			57,1	98,93
	Ортоклаз	0,92						1,2			1,88	0,53
P, кбар		<1	3,2	2,5	<1				<1	5,8		
T, C°		360	495	850	320				355	520		

Примечание:

1. Анализы №№ 1, 7, 10 - характеризуют составы реликтовых магматических плагиоклазов;
2. Значения температуры и давления определены по термобарометру [42];
3. Для незаполненных клеток параметры не определялись.

Таблица 3

**Кристалло-химические параметры амфиболов из метабазитов фундамента**

комплекс	з в е р е в с к и й							с т а н о в о й		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ образца	к-300-2	к-67-4	м-27-м	м-35-л	к-98-5	д-6113-3	к-395-1	м-105	м-116-6	м-6
минерал	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам	Ам
анализ	3	6	8	10	15	17	22	23	25	28
1	4	7	9	11	16	18	23	24	26	29
Si	6,280	6,289	6,225	6,083	5,897	6,000	6,535	6,293	6,198	6,036
Al <sup>(IV)</sup>	1,72	1,711	1,775	1,917	2,103	2,000	1,465	1,707	1,802	1,964
Al <sup>(VI)</sup>	0,542	0,486	0,498	0,407	0,306	0,276	0,561	0,692	0,487	0,435
Ti	0,266	0,277	0,075	0,191	0,237	0,303	0,110	0,100	0,100	0,099
Cr	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012
Fe <sup>3+</sup>	0,309	0,439	0,958	0,963	0,791	0,489	0,757	0,468	1,107	1,095
Fe <sup>2+</sup>	1,174	1,762	1,526	0,743	2,286	1,677	1,145	2,060	1,311	1,669
Mg	2,676	2,001	1,85	2,67	1,355	2,225	2,330	1,608	1,942	1,661
Mn	0,021	0,023	0,081	0,015	0,013	0,018	0,085	0,060	0,041	0,029
Ca	1,813	1,746	1,683	1,683	1,803	1,746	1,728	1,806	1,690	1,700
Na	0,406	0,479	0,317	0,635	0,527	0,577	0,369	0,467	0,512	0,482
K	0,283	0,349	0,548	0,152	0,387	0,547	0,090	0,254	0,104	0,341
P, кбар	73	8	103	11,6	9,7	12	600	7,4	10,4	11,6
T, гр.С	720	700	730	800	875	855	7	705	745	830

Примечания: 1. Название породы: гранатовый амфиболит (1,3,7-9), метагаббро (2, 4, 5), кристаллосланцы: амфибол-гранат-двупироксеновый (6) и гранат-амфибол-биотитовый (10); 2. Место отбора пробы: р.Холодникан, Холодниканские гольцы (1 - 5); Кряж Зверева (6); р.Чульман (7); Становой хребет (8 - 10); 3. Кристаллохимические параметры амфиболов пересчитаны автором на основе микронзондовых анализов из [46]; 4. Температура и давление определены по амфиболовому [41] термобарометру.

Плагиоклазы (Пл) в породах ХК замещены эпидотом и серицитом, пелитизированы. По формам выделения (мелкие гранобластовые агрегаты основной матрицы породы и трещин (1); редкие мелкие зерна или агрегаты (2); трещиноватые порфиновые изометричные зерна с мозаичным, волнистым погасанием(3)) Пл разделены на три типа. По составам Пл 1-го, 2-го и 3-го типов (примеры: обр. №№ з-3-а, з-43-е, з-2-к и з-43-е) отвечают, соответственно, андезину (№ 34), альбиту, андезину (№ 41-44). Пл 3-го типа имеет зональность: слагающие центральные части андезины окружены более кислыми оторочками. Более кислые составы Пл ХК (табл. № 2) отличают их от Пл пород фундамента [46]. Предполагаемая природа Амф и Пл, следующая. Минералы 1-й и 2-й групп являются продуктами МРФ прогрессивного и регрессивного этапов, соответственно. Пл и Ам третьих групп идентичны высокотемпературным реликтам, что поднимает вопрос об их происхождении (магматогенном или метаморфогенном): на данной площади известны два типа МП, содержащих эти реликты: метавулканиды ХК и подстилающие их гранулиты. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

**Рудные минералы** (сульфиды Fe, Ni и Cu (Пи, Прн, Пгл, Хп); Мт) весьма распространены в породах ХК. Наиболее типична Пи-Прн-Мт минеральная ассоциация. Соотношение Пи, Прн и Мт соответствует (1,5 – 2):(1,1- 1):1, Пи слагает до 5-10% объема пород. Сульфиды образуют отдельные изометричные зерна (размером от долей микрона до миллиметров), ориентированные согласно слоистости скопления, Пи цементирует обломки Кв и Амф. Типичные парагенезисы и химические составы рудных минералов приведены в таблицах (табл. 4, 5, 6).

Таблица 4

**Рудные минералы и их краткая характеристика**

№обр.	Порода	Рудные акцессории
1	2	3
з-1-е	Сланец альбит- хлорит-актинолитовый	Ильменит, пирит, виоларит, Ni-Co пирит, халькопирит
з-2-д	Сланец эпидот-мусковит-биотитовый	Пирит, халькопирит, пирротин, пентландит
з-3-в	Сланец амфиболовый	Ильменит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит
з-43-е	Сланец амфиболовый	Ильменит, магнетит, пирит, кобальтовый пирит, халькопирит

**Метаморфическая фациальная типизация пород ХК** осуществлялась на основе классификаций [66, 26, 37, 18] методом анализа парагенезисов минералов. Породы ХК на диаграммах из цитированных работ занимают поля, располагающиеся в диапазоне  $400 \leq T^{\circ}C \leq 600$ . Давление (P) в них не превышало 5 - 6 кбар, поскольку равновесный с Эп и Амф при этих P гранат [36] в изученных породах не обнаружен. Устойчивость минералов низкотемпературных метабазитов, согласно результатам экспериментальных исследований, определяется не только T и P, но и относительным содержанием CO<sub>2</sub> в равновесном флюиде (ОСРФ). Установлено [48], что с ростом ОСРФ расширяется поле кальцит-Хл и Эд-Акт сланцев с кальцитом. Кальцит в этом случае появляется при ОСРФ (не более 0.05) при T=350<sup>0</sup>C [48]. Согласно изложенному, образование пород ХК происходило в условиях водного флюида при P ≤(5 – 6) кбар,  $400 \leq T^{\circ}C \leq 600$  и  $X_{CO_2} < 0.05$ .

**Количественная оценка** условий МРФ пород ХК оказалась делом проблематичным. Барометр [57, 58] и термобарометры [47, 4, 48] были неприемлемы по причине неравновесного состава Ам и Пл и отсутствия в ХК таких индикаторов давления, как полиморфы  $Al_2SiO_5$ , парагенезисы с гранатом,

Таблица 5

Микрозондовые анализы сульфидных рудных минералов метабазитов холодниканского комплекса

№обр.	з-1-е				з-3-в				з-2-д				з-43-е			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Минерал	Пи	Виоларит	Пи	Хп	Пи	Хп	Пи	Прн	Пи	Хп	Прн	Птл	Хп	Пи,ц	Пи,к	Пи
Станд. формула	FeS <sub>2</sub>	FeNi <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	FeS <sub>2</sub>	CuFeS <sub>2</sub>	FeS <sub>2</sub>	CuFeS <sub>2</sub>	FeS <sub>2</sub>	Fe <sub>1-x</sub> S	FeS <sub>2</sub>	CuFeS <sub>2</sub>	Fe <sub>1-x</sub> S	(FeNi) <sub>8</sub> S <sub>8</sub>	CuFeS <sub>2</sub>	FeS <sub>2</sub>	FeS <sub>2</sub>	FeS <sub>2</sub>
№примеч			1		2	3	4	5		6	7		8	9	10	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Содержание, вес%																
Ni	1,55	34,11	1,27	0,55	0,06	0	0,09	0,38	0	0	0,18	21,94	0	0	0	0,04
Co	1,06	0,27	4,89	0,05	1,42	0	0,41	1,29	0,07	0	0,07	0	0,04	1,31	0,55	0,06
Cu	0,08	0	0	34,56	0	34,1	0	0,41	0	34,55	0,11	0	33,73	0	0,89	0,89
Fe	43,98	20,79	38,67	30,4	45,38	31,96	45,47	59,53	45,07	30,61	60,97	40,71	29,56	46,5	46,62	46,88
S	53,65	42,96	53,67	35,21	53,24	34,88	53,21	37,21	53,05	34,61	37,26	36,68	35,15	53,68	53,33	52,96
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0,04	0,01	0,04
Sum	100,24	98,13	98,5	100,77	100,15	101,02	99,22	99,03	98,24	99,89	98,79	99,38	98,56	101,6	100,6	100,9
<b>Коэффициенты в формуле</b>																
Ni	0,03	1,73	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	2,83	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,02	0,02	0,10	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
Cu	0	0	0	0,99	0,00	0,98	0,00	0,01	0,00	1,00	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,02
Fe	0,94	1,11	0,84	0,99	0,98	1,04	0,96	0,94	0,98	0,97	0,94	5,52	0,98	0,99	1,00	1,00
S	2	4,16	2,03	2,00	1,99	1,98	2,03	1,00	2,02	2,00	1,00	8,66	2,03	1,99	1,99	1,98
Zn	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Рассчитанная формула	(Ni <sub>0,03</sub> Co <sub>0,02</sub> Fe <sub>0,94</sub> ) <sub>0,99</sub> S <sub>2,00</sub>	Fe <sub>1,11</sub> (Ni <sub>1,73</sub> Co <sub>0,02</sub> ) <sub>1,75</sub> S <sub>4,16</sub>	(Ni <sub>0,03</sub> Co <sub>0,10</sub> Fe <sub>0,84</sub> ) <sub>0,97</sub> S <sub>2,03</sub>	Cu <sub>0,99</sub> (Fe <sub>0,99</sub> Ni <sub>0,02</sub> ) <sub>1,01</sub> S <sub>2,00</sub>	(Co <sub>0,03</sub> Fe <sub>0,98</sub> ) <sub>1,01</sub> S <sub>1,99</sub>	Cu <sub>0,98</sub> Fe <sub>1,04</sub> S <sub>1,98</sub>	(Co <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,96</sub> ) <sub>0,97</sub> S <sub>2,03</sub>	Ni <sub>0,01</sub> Co <sub>0,02</sub> Cu <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,94</sub> )S <sub>1,00</sub>	Fe <sub>0,98</sub> S <sub>2,02</sub>	Cu <sub>1,00</sub> Fe <sub>0,97</sub> S <sub>2,00</sub>	Fe <sub>0,94</sub> S <sub>1,00</sub>	(Ni <sub>2,83</sub> Fe <sub>5,52</sub> ) <sub>8,35</sub> S <sub>8,66</sub>	Cu <sub>0,98</sub> Fe <sub>0,98</sub> S <sub>2,03</sub>	(Co <sub>0,03</sub> Fe <sub>0,99</sub> ) <sub>1,02</sub> S <sub>1,99</sub>	(Co <sub>0,01</sub> Fe <sub>1,00</sub> ) <sub>1,01</sub> S <sub>1,99</sub>	(Cu <sub>0,02</sub> Fe <sub>1,00</sub> ) <sub>1,02</sub> S <sub>1,98</sub>

**Примечание:** 1. Никель-кобальтовый пирит (Ni<sub>0,03</sub>Co<sub>0,10</sub>Fe<sub>0,84</sub>)<sub>0,97</sub>S<sub>2,03</sub> (отдельные зерна среди пирита); 2. Пирит (Co<sub>0,03</sub>Fe<sub>0,98</sub>)<sub>1,01</sub>S<sub>1,99</sub>, большое зерно; 3. Халькопирит Cu<sub>0,98</sub>Fe<sub>1,04</sub>S<sub>1,98</sub>. Разм. 0.25x0.15 микрон; 4. Пирит (Co<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,96</sub>)<sub>0,97</sub>S<sub>2,03</sub>. Изометричн., разм. 0.15 микрон; 5. Пирротин (Ni<sub>0,01</sub>Co<sub>0,02</sub>Cu<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,94</sub>)S<sub>1,00</sub>. Округлый, удлинён, разм. 40x20 микрон, включение в пирите; 6. Халькопирит Cu<sub>1,00</sub>Fe<sub>0,97</sub>S<sub>2,00</sub>. Сросток с пиротином. Мин-лы одинакового размера (40 микрон), прямой ровный к-кт, все это в форме включения в пирите; 7. Пирротин Fe<sub>0,94</sub>S<sub>1,00</sub>. Удлиненное зерно размером 40x15 микрон, включение в пирите; 8. Халькопирит Cu<sub>0,98</sub>Fe<sub>0,98</sub>S<sub>2,03</sub>. Удлиненное зерно размером 50x1,5 микрон, включение в пирите; 9. Пирит (Co<sub>0,03</sub>Fe<sub>0,99</sub>)<sub>1,02</sub>S<sub>1,99</sub>. Изометричное зерно, размер 50x100 микрон, центр; 10. Пирит (Co<sub>0,01</sub>Fe<sub>1,00</sub>)<sub>1,01</sub>S<sub>1,99</sub>. Изометричное зерно, размер 50x100 микрон, край; 11. Пирит (Co<sub>0,02</sub>Fe<sub>1,00</sub>)<sub>1,02</sub>S<sub>1,98</sub>. Тонкий (первые единицы микрон) прожилок в халькопирите.

Коэффициенты в формулу для Пи, Хп, Птл и Прн рассчитывались [11] - на структурную единицу и на количество серы, соответственно.  
Во всех анализированных сульфидах Pt, Pd, Au, Ag, Zn, As, Pb - не обнаружены.

Таблица № 6

Микрозондовые анализы окисных рудных минералов метабазитов холодниканского комплекса

Ильмениты**				Магнетиты**				
№ обр.	з-1-е	з-3-в	з-43-е		з-3-в	з-2-д	з-43-е	
№ примеч	(*1)	(*2)			Мт1 (3*)	Мт2(4*)	(5*)	
1	2	3	4	5	6	7	8	
TiO2	50,88	47,3	51,12	TiO2	0,06	0,11	0,09	0,16
Al2O3	1,11	0,12	0,09	Al2O3	0,5	0,29	0,33	0,2
Cr2O3	0,17	0,06	0,2	Cr2O3	0,09	0,05	0,08	0,9
FeO	43,26	47,29	47,15	FeO	90,42	90,78	30,52	91,2
MnO	0,82	5,66	2,5	MnO	0,03	0,13	0,04	0,06
MgO	2,36	0	0,14	MgO	0	0	0	0,06
ZnO	0,01	0	0,12	ZnO	0,08	0	0	0,08
SUM	98,61	100,43	101,15	SUM	91,17	91,36	--	91,84
FeO	40,7	36,8	43,07	FeO	30,41	30,46	--	30,56
Fe2O3	2,84	11,65	4,53	Fe2O3	66,69	67,04	66,98	67,39
SUM	98,89	101,6	101,6	SUM	97,85	98,07	98,03	98,59
Ti	0,955	0,888	0,956	Ti	0,02	0,003	0,003	0,005
Al	0,033	0,004	0,003	Al	0,023	0,013	0,015	0,009
Cr	0,003	0,001	0	Cr	0,003	0,002	0,002	0,003
Fe <sup>3+</sup>	0,053	0,219	0,085	Fe <sup>3+</sup>	1,971	1,979	1,977	1,979
Fe <sup>2+</sup>	0,85	0,768	0,896	Fe <sup>2+</sup>	0,999	0,999	1,001	0,997
Mn	0,017	0,12	0,053	Mn	0,001	0,004	0,001	0,002
Mg	0,088	0	0,005	Mg	0	0	0	0,003
SUM	2	2	2	SUM	3	3	3	3
FeTiO3	84,99	76,85	89,59	FeTiO3	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр
MgTiO3	8,79	0	0,54	Fe2TiO4	0,18	0,33	0	0,46
MnTiO3	1,73	11,97	5,26	MgTiO3	0	0	0	0,32
ZnTiO3	0,02	0	0,22	MnTiO3	0,08	0,42	0	0,20
Fe2O3	2,66	10,94	4,24	MnFe2O4	0	0	0	0,2
Al2O3	1,64	0,18	0,13	ZnTiO3	0	0	0	0
Cr2O3	0,17	0,06	0,02	ZnFe2O4	0	0	0	0,22
f	91,13		99,46	MgAl2O4	0	0	0	0,32
Cr/(Al+Cr)	9,35	23,24	11,74	MgCr2O4	0	0	0	0
Fe <sup>3+</sup> /Sum Fe	5,9	22,17	8,65	FeCr2O4	0,14	0,08	0	0,14
				FeAl2O4	1,15	0,67	0	0,14
				MgFe2O4	0	0	13,45	0
				FeFe2O4	98,23	98,51	0	98,51
				Cr/(Al+Cr)	10,53	10,27	13,45	23,18
				ZnFe2O4	0,23	0	0	0,22
				Fe <sup>3+</sup> /Sum Fe	66,37	66,45	66,39	66,49
				f				99,89

Примечание:

1\* Квадратный, разм. 50 микрон, V2O5 не обн; 2\* Реликт в сфене, размер 100x50 микрон, прямоугольный с волнистыми контурами; 3\* Размер 50x20 микрон, прямоугольный с волнистыми контурами; 4\* Размер 50x30 микрон, параллелограмной формы;

5\* Удлиненный, прямоугольной формы, размер 50x100 микрон. V2O5 - не обнаружен.

\*\*Результаты расчетов формул для ильменитов и магнетитов приведены в форме миналов;

Таблица 7

Вариации состава флюида в буферной ассоциации магнетит-пирротин-пирит при T=550°C, P=5000 бар

Компоненты	Igfi	Pi (бар)	вес. %	Igfi	Pi (бар)	вес. %
Решение	1	1	1	2	2	2
1	2	3	4	5	6	7
H2	0.209	0.515	0.0012	0.137	0.436	0.0008
H2O	3.402	4989	99.61	3.330	4227.5	69.20
H2S	1.681	10.35	0.391	1.609	8.776	0.272
O2	-19.31	-	-	-19.31	-	-
SO2	-1.794	0.0023	0.002	-1.794	0.0023	0.0001
S2	-3.224	-	-	-3.224	-	-
SO3	-11.31	-	-	-11.31	-	-
CO	-	-	-	-0.095	0.114	0.0029
COS	-	-	-	-0.109	0.055	0.0030
CO2	-	-	-	3.641	763.1	30.51
CS2	-	-	-	-4.505	-	-
CH4	-	-	-	-1.916	0.0016	-

Примечание: Igfi - логарифм фугитивности, Pi (бар) - парциальное давление, вес. % - весовой процент в буферной ассоциации.

1 (2) - решения при условии чисто водного (водно-углекислого флюида) в первом резервуаре.

кордиеритом, пироксеном. Полезен оказался геотермобарометр [41], работающий на основе изменения состава Ам в отношении Al<sup>IV</sup> и Са при изменении P и T. Влияние эффекта термального окисления на количество Al<sup>IV</sup> учитывалось по [42], количество Fe<sup>3+</sup> в Po вычислялось по [73]. В итоге среди Ам из

пород ХК были выделены три главные генерации этого минерала. Параметры 1-й и 2-й генерации:  $490 \leq T^{\circ}C \leq 520$ ,  $3,5 \leq P \leq 5,5$  кб и  $320 \leq T^{\circ}C \leq 360$ ,  $P < 1$  кб (анализы 3, 9; 2, 5, 8 в табл. 2) отвечают условиям ЭАФ и зеленосланцевой (ЗСФ) метаморфических фаций, соответственно. Ам 3-й генерации (пример – анализ № 4) по  $T=850^{\circ}C$  и  $P=2,5$  кб тождественны минералам, образовавшимся в магматическую стадию формирования протолитов (реликтам). Ам из гранулитов [46] фундамента ХК близки реликтам ХК по  $T$ , но имеют большие величины  $P$ . Таким образом, кульминация прогрессивного МРФ пород ХК, с учетом  $T$ , установленной для диафоритов фундамента [46], достигала условий:  $T=550^{\circ}C$  и  $P=5,5$  кб; 2-магматическая природа реликтовых амфиболов количественно обоснована РТ-параметрами и тем фактом, что гранулиты с возрастом протолитов моложе архейского в рассматриваемом регионе не известны [43, 51, 27], а для ортопротолитов ХК нами установлен палеопротерозойский возраст [29].

**Природа рудных минеральных ассоциаций** (образоваться они могли на магматической стадии, либо при МРФ) была установлена в результате выяснения условий их образования.  $T^{\circ}C$  образования Пи определялись исходя из анализа проявлений изоморфизма Fe, Co и Ni в минералах группы бравоита. Эмпирическими [70, 71, 68, 69, 74, 61, 52, 53] и экспериментальными [72, 71, 64, 45] исследованиями пределов смесимости в природных дисульфидах с пиритовым типом структуры установлено следующее. Смесимость  $FeS_2$  и  $CoS_2$  при  $700^{\circ}C$  полная, между  $FeS_2$  и  $NiS_2$  при тех же условиях остается разрыв от 20 до 50 мольных %  $NiS_2$ ; смесимость падает при уменьшении  $T^{\circ}C$ , при  $400^{\circ}C$  она почти отсутствует; гомогенные зоны в природных бравоитах и синтезированные метастабильные соединения аналогичного состава, отвечающие по составу области не смесимости фазовых диаграмм - разлагаются на Пи и вэсит при  $T \geq 137^{\circ}C$ . Соответствие изученных Пи (табл. 5) на диаграмме «состав- $T$ » [71]  $400 \leq T^{\circ}C \leq 500$ , с учетом приведенного материала, свидетельствует о  $T$  образования их  $\leq 620^{\circ}C$ , что указывает на метаморфическое происхождение данных Пи. Отношения всех обнаруженных в ХК сульфидов можно видеть на фазовой диаграмме в системе Fe-S-Cu [7, 6]. Зависимости положений фазовых границ от  $T$  и  $\log fS_2$  реакций  $X_{п+S} = \text{Пи} + \text{борнит}$ ,  $Mт + H_2S + O_2 \Leftrightarrow \text{Пи} + H_2O$  при  $300 \leq T^{\circ}C \leq 500$  были изучены экспериментальными методами [7, 6, 60]. Содержания  $47,02 \leq Fe \leq 48,19\%$  в пирротинах ХК (табл. 5), согласно диаграммам из этих работ, определяют условия образования их:  $250 \leq T^{\circ}C \leq 550$ ,  $(-3,1) \leq \log fS_2 \leq (-14)$ . Условия образования Прн и Пи из ХК, согласно величине распределения в них кобальта ( $K_D \approx 1$ ,  $(-0,009) \leq \lg K_D \leq 0,00$ , метод [8]), отвечают  $350 \leq T^{\circ}C \leq 600$ . О метаморфогенном происхождении свидетельствует и характер выделения зерен Прн в Пи, их положение вблизи сольвуса. Сходство условий  $250 \leq T^{\circ}C \leq 620$  образования минералов, установленных разными методами для различных порообразующих ассоциаций ХК по составам сульфидов и Амф, является доказательством не магматической природы рудных ассоциаций. Эмпирические примеры образования Пи и Прн в твердом состоянии при МРФ не выше ЭАФ [39] подтверждаются результатами экспериментов [56, 72]. Таким образом, реальность образования ассоциации Пи-Прн в породах ХК при  $T \leq 550^{\circ}C$  вполне убедительна. Добавление Мт к данному парагенезису (система Fe-Cu-S-O в координатах « $\log fS_2 - T^{\circ}$ », диаграммы [6, 7]) позволяет оценить активность серы:  $(-8,5) \leq \log fS_2 \leq (-3)$ . Образование Мт в условиях ЭАФ ( $T \leq 700^{\circ}C$  и  $QWF \leq \log fO_2 \leq MN$ ) показано [13]. Положения таких Мт [13] и Мт из ХК (табл. 6) в координатах « $\log fO_2 - T$ » совпадают. Примечательна закономерность химизма Прн, выявленная в результате синтеза Мт (совместно с Пи и Прн) при  $300 \leq T^{\circ}C \leq 400$ ,  $P=500$  бар [60]. Вне зависимости от количества Fe в Прн (46 - 49 %) до эксперимента, содержание Fe в Прн из вновь образованного парагенезиса Мт-Пи-Прн было строго фиксировано (47 %). Заметим, что последнее соответствует содержаниям, установленным в Прн ХК (табл. 5). Происхождение выявленного в ХК минерального парагенезиса  $Fe_3O_4 - FeS_2 - FeS - CuFeS_2$  (ММП), на основе изложенного, принимается как результат процессов МРФ. Активности O и S при этом:  $(-17) \leq \log fO_2 \leq (-21)$  и  $(-8,5) \leq \log fS_2 \leq (-3)$ .

**Компьютерное моделирование** условий образования минералов предпринято в качестве альтернативного метода исследования. Нахождение Fe в минеральной форме окисла или сульфида определяется отношением  $aO_2/aS_2$ , задаваемым конкретными РТ условиями. Тройная ассоциация Мт-Пи-Прн буферизует активности O и S [5, 62, 59, 38], дает возможность их количественной оценки при данных РТ. В построенной нами 2-х резервуарной модели (программа «Селектор-С» [21]) в системе, состоящей из 12-ти газовых компонентов ( $O_2$ , CO,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$ , COS,  $CS_2$ ,  $SO_3$ ,  $S_2$ , C) и 7-ми твердых фаз (Прн, Мт, Пи, графита, гематита, вюститита, самородного Fe), 1-й и 2-й резервуары содержали, соответственно: флюид и определенное количество Мт, Пи, Прн. В процессе моделирования флюид из 1-го резервуара поступал во 2-й, где формировался флюид при условии сохранения тройной ассоциации Мт-Пи-Прн. Установлено, что условие это выполняется при вариациях состава флюида (табл. 7) в отношении  $H_2O$  и  $CO_2$ , но при фиксированных активностях  $O_2$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $S_2$ . Известно, что



МРФ пород совершается при инфильтрации внешнего, сформированного на графитовом буфере, флюида [3]. Выполнение этого условия для 1-го резервуара приводило к тому, что образующийся на буферной ассоциации флюид оказывался фиксированным по составу в отношении всех его компонентов, независимо от общего количества флюида, поступающего в породу (табл. 8). Таким образом, в нашем случае на буферной ассоциации формируется водноуглекислый флюид вполне определенного состава (табл. 7), неизменность которого обеспечивают вариации количеств минералов (табл. 9). Высокие пропорции  $P_{rн}$  в ассоциации свидетельствуют о большем количестве флюида, поступившего в породу.

**Таблица 8**

**Состав флюида на буферной ассоциации магнетит-пирротин-пирит при  $T=550^{\circ}C$ ,  $P=5000$  бар.**

Компоненты	$lgf_i$	$P_i$ (бар)	Вес. %	$lgf_i$	$P_i$ (бар)	вес. %
Решение	1	1	1	2	2	2
1	2	3	4	5	6	7
$H_2$	0.168	0.468	0.0009	0.168	0.468	0.0009
$H_2O$	3.361	4534	80.03	3.361	4534	80.03
$H_2S$	1.639	9.413	0.314	1.639	9.413	0.314
$O_2$	-19.31	-	-	-19.31	-	-
$SO_2$	-1.794	0.0023	0.0001	-1.794	0.0023	0.0001
$S_2$	-3.224	-	-	-3.224	-	-
$SO_3$	-11.31	-	-	-11.31	-	-
$CO$	-0.319	0.0681	0.0019	-0.319	0.0681	0.0019
$COS$	-0.333	0.033	0.0020	-0.333	0.033	0.0020
$CO_2$	3.418	455.85	19.65	3.418	455.85	19.65
$CS_2$	-4.729	-	-	-4.729	-	-
$CH_4$	-2.08	0.0011	-	-2.08	0.0011	-

Примечание:  $lgf_i$  - логарифм фугитивности,  $P_i$  (бар) - парциальное давление, вес. % - весовой процент в буферной ассоциации: 1 (2) - решения при весовом отношении флюид / ассоциация 1/800 (1/3).

**Таблица 9**

**Влияние количества поступающего в породу флюида на количества пирита, магнетита и пирротина**

Количество флюида (граммы)	Количество пирита (граммы)	Количество пирротина (граммы)	Количество магнетита (граммы)
1	2	3	4
1.2	478	89	230
126	378	235	167
250	277	381	103
375	177	528	39

**Главные результаты исследования.** Получен принципиально новый для региона материал: соответствие параметров образования пород холодниканского комплекса условиям эпидот-амфиболитовой ступени метаморфизма; диагностированы зеленокаменные образования среди метаморфизованных изофациально пород, характеризующиеся метаморфизмом регрессивной и прогрессивной направленности; модельным методом установлен состав флюида в системе на буферной ассоциации, определены (для некоторых - уточнены) активности его компонентов.

**Обсуждение и выводы.**

I. В случае отнесения зеленокаменных пород, широко проявленных на описываемой территории, к группе диафторитов [14, 15], «роковую» роль имел факт повсеместного установления в метабазах реликтов высокотемпературных минералов (бурой  $Po$  и др.) [55, 46, 14 и др.]. Такие роговой обманки магматических и метаморфических пород по физическим и химическим свойствам идентичны [17 и др.] и, преобразованные в условиях не высоких (до ЭАФ) ступеней МРФ, всегда будут иметь признаки диафтореза. Ассоциации минералов, образующиеся при изофациальном МРФ (прогрессивном для вулканитов и регрессивном для гранулитов), как показано выше, так же сходны. Традиционные петрологические методы для их разделения иногда не дают результатов. Известная ситуация: «индикаторные» характеристики пород оказываются конвергентными по отношению к нескольким генетическим процессам и «генетическое» решение вопроса в пределах данного набора признаков оказывается принципиально неопределенным [49]. Комплексное применение петролого-геохимических и методов абсолютного датирования, на примере изложенного материала, может рассматриваться как вариант эффективного методологического подхода для получения корректных выводов при исследованиях МП сложно дислоцированных комплексов.

II. Протолиты МП ХК претерпели два этапа МРФ – ранний, в условиях ЭАФ и поздний – в условиях ЗСФ. Региональный МРФ раннего этапа происходил 2,15 млрд лет назад (Sm-Nd изохронный метод, [51]). Исследования пород ХК и гранулитов фундамента указывают на то, что метаморфизм ЭАФ

является прогрессивным для первых и регрессивным – для вторых. Это означает, что к моменту МРФ гранулитовый фундамент Алданского щита находился в состоянии кратона и формирование протолитов ХК на нем [29] было завершено. К этому времени, по нашему мнению, относится один из этапов формирования мантийных плюмов на Алданском щите, подъем которых вызывал МРФ архейских пород и, залегающих на этом фундаменте образований, в том числе ХЗКП. Подобное взаимоотношение условий МРФ в породах фундамента и в залегающих на нем структурах было изучено по керну скважины, пересекающей зеленокаменные образования раннепротерозойской Печенгской структуры и вскрывшей породы архейского фундамента [24].

Величина установленного для МП ХК модельного отношения содержания  $H_2O$  к сумме газов во флюиде, равная примерно 4 (таб. 2.9), соответствует параметрам флюидных режимов метаморфизма постархейских комплексов амфиболитовой ступени [33] и существенно отличается от таковой ( $H_2O/\Sigma$  газов = 2) архейских гранулит-гнейсовых и некоторых гранит-зеленокаменных областей. Высокое водосодержание во флюиде ХК, аналогичное значительному всплеску водосодержания во флюиде постархейских МП, связывается нами, вслед за Ф.А. Летниковым, с процессами, сопутствующими гранитизации земной коры [34], роль воды в которых главенствующая. Рассматриваемые условия для времени холодниканского МРФ (около 2 млрд лет назад) находят подтверждение в синхронности этого события широко проявленным в данном регионе процессам тектоно-магматической активизации (гранитизации) и отделения мантийного вещества в земную кору [15, 10, 20, 50, 9, 32, 31]. Наличие мощного инфракристаллического фундамента ХЗКП обосновано результатами петролого-стратиграфической типизации пояса [30], специальными (выявившими «протолитовую» природу источника углерода метаморфогенного флюида) исследованиями [2]. Известна структурно-петрологическая типизация ЗКП [25, 40, 65], объединяющая пояса, сформированные: а) на существенно «симатической» коре (пример: Кулгарди, Барбертон), б) в обстановке частично кратонизированной коры (Форт-Виктория, Кухмо, Хаутаваара), в) на достаточно мощной континентальной коре (Абитиби, Йеллоунайф, Палмосч-Порос). Полученные по совокупности (фашия метаморфизма – флюидная специфика – синхронность гранитизации) данные приводят к заключению, что наибольшее сходство ХЗКП обнаруживает с поясами, сформировавшимися на достаточно мощной континентальной коре. Протолиты таких образований формируются на мощном сиалическом фундаменте, а метаморфизм их связан с обстановками эпох тектонической активизации [67, 74].

Диафториты зеленосланцевой фации развиваются как по породам гранулитового фундамента зверевской толщи, так и по метапородам ХК, обычно вдоль ограничивающих их разломов. Диафторез проявлен в условиях эпидот-хлоритовой и серицит-кальцитовой ступеней (по [26]) и связывать его, на наш взгляд, следует с глыбовыми движениями в конце мезозоя: разрывные дислокации затрагивают породы фундамента и юрские отложения платформенного чехла.

III. Количественные РТ-параметры формирования пород Холодниканского пояса указывают на его принадлежность к типу ЗКП умеренно градиентного геотермического режима (25-28°C/км) и сходны с аналогичными, установленными для поясов Олекминской гранит-зеленокаменной области [16]. Характер эволюции МРФ пород ХК свидетельствует о том, что термальное состояние континентальной литосферы в период метаморфических преобразований Холодниканской структуры соответствовало параметрам модели широких (рассеянных) рифтов зоны континентального растяжения [63]. Мощность земной коры согласно этой модели составляет около 40 км, для Холодниканской структуры по геофизическим данным [1] она оценивается в 36 - 38 км. Тектоническое состояние литосферы в это время, согласно [35], определяется как активное, отвечающее условиям орогенеза. Обсуждению механизма формирования протолитов пород ХЗКП предполагается посвятить следующее сообщение.

**Вывод.** Количественные физико-химические и термодинамические параметры метаморфизма холодниканского комплекса, геохронологические и данные об источнике и составе метаморфического флюида свидетельствуют о наличии протолитов (типа Абителиби, Йеллоунайф), формирование которых прошло на достаточно мощной континентальной коре. Эволюция (метаморфизм) протолитов осуществлялась в условиях развития процессов, сопутствующих гранитизации и соответствующих модели рассеянных рифтов зоны континентального растяжения.

Автор выражает признательность д.г.-м.н. О.В. Авченко и д.г.-м.н. М.А. Мишкину за консультации и конструктивные обсуждения по теме.

## Литература

1. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч. 1. Владивосток: Дальнаука, 1993, 164 с.
2. Авченко О.В., Лаврик С.Н., Александров И.А. и др. Изотопная гетерогенность по углероду метаморфогенного флюида // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. с. 368-371.
3. Авченко О.В., Чудненко К.В. Физико-химическое моделирование минеральных ассоциаций в метаморфических породах // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 378-383.
4. Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М., Наука, 1991. 256 с.
5. Бартон П.Б. Термодинамика геохимических процессов. М.: ИЛ, 1960. 435 с.
6. Бартон П.Б. Устойчивость сульфидных минералов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 211 – 286.
7. Бартон П.Б., Тулмин П. Ш. Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. 248 с.
8. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогоева В.П. Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта // Геохимия. 1975. № 5. С. 700-714.
9. Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской свиты удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // ДАН. 1988. Т. 302. № 5. С. 1209-1212.
10. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. М.: Наука, 1977. 120 с.
11. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
12. Борукаев Ч. Б. Тектогенез в докембрии. В кн.: Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 37-44.
13. Геншафт Ю.С., Баженова Г.Н., Злобин В.Л. Образование вторичного магнетита при метаморфизме пород фундамента древних щитов // Электронный научно-информационный журнал “Вестник ОГГГН РАН”, № 4(6)98, М.: ОИФЗ РАН, 1998. URL: [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/4-98/genshaft1.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-98/genshaft1.htm#begin)
14. Геол. карта Приамурья и сопредельных территорий. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1998.
15. Геол. карта СССР масштаба 1:200 000, серия Алданская, лист О-51-XXXV, Москва, 1976.
16. Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Соотношения между гранит-зеленокаменными и гранулитогнейсовыми ареалами. В кн.: Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 71-79.
17. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 408 с.
18. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.
19. Доброхотова Е.С. Роговая обманка и другие кальциевые амфиболы. В Сб.: Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 5 - 83.
20. Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Склярков Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663-667.
21. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Н.: Наука, 1981. 248 с..
22. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: ОАО Недра, 1997. 97 с.
23. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст З.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Мир, 1982. 414 с.
24. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
25. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
26. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
27. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. доктора.г.-м.наук. СПб, 2003. 78 с.
28. Куллеруд Д. Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. М.: Мир, 1966. 367 с.
29. Лаврик С.Н, Мишкин М.А., Моисеенко В.Г. и др. Первые данные по Sm-Nd изотопной систематике метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса юга Алданского щита // ДАН. 2002. Том 382. № 1. С. 1-4.
30. Лаврик С.Н. Холодниканский зеленокаменный пояс, природа протолитов метапород как основа структурно - петрологической типизации пояса. Электронный журнал "Исследовано в России", 003, с. 27-38, 2008 г. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2008/003.pdf>.
31. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геол. и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.
32. Ларин А.М., Неймарк Л.А., Рублев А.Г. Раннепротерозойские калиевые граниты южного обрамления Сибирской платформы (геохронология и металлогения). В Сб.: Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 195-206.
33. Летников Ф.А. Флюидный режим метаморфизма, Н.: Наука, 1980. 193 с.
34. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Н: Наука, 1988. 184 с.

35. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Наука, 1988. 296 с.
36. Маракушев А.А. Петрография, часть 3. М.: Наука, 1986. 339 с.
37. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: МГУ, 1973. 322 с.
38. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
39. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
40. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. Ч. I: вулканизм, седиментогенез, метаморфизм и металлогения. СПб: Наука. 1993. 199 с.
41. Мишкин М.А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // ДАН. 1990. Т. 312. № 4. С. 944-946.
42. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // ДАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 641-644.
43. Мишкин М.А., Карпенко С.Ф., Лаврик С.Н. и др. Sm -Nd систематика метабазитов архейского Сутамского гранулитового комплекса (юг Алданского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 3-8.
44. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
45. Мозгова Н.Н. Об изоморфизме в сульфидах и их аналогах. В Сб.: Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 79-85.
46. Московченко Н.И., Красников Н.А., Семенов А.П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид. В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 97-127.
47. Перчук Л.Л. Парагенезисы и химические анализы сосуществующих минералов. М.: Наука, 1976. 200 с.
48. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М. Наука, 1983. 160 с.
49. Поспелов Г.Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии. В Сб.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Наука, 1963. С. 260-273.
50. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: Nd-изотопная систематика и петрогенезис // Геохимия. 1992. № 8. С. 1111 – 1123.
51. Розен О.М и др., Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геол. и геофизика, 2002. Т.43. №1. С. 3-27.
52. Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф. Изучение тонкой зональности минералов методом микронного рентгеноспектрального анализа // Зап. Всес. минерал. об-ва, 1972. Ч. 101. Вып. 3. С. 290-298.
53. Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф. Зональность пиритов, содержащих никель и кобальт // ДАН. 1971. Т. 201. № 2. С. 443-446.
54. Сорокин В.И., Безмен Н.И. Краткий обзор экспериментальных сульфидных систем, интересных в геологическом отношении // Геохимия. Минералогия. Петрография. М., 1968. С. 125-171.
55. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука. 1965. 288 с.
56. Удодов Ю.Н, Кашаев А.А. Фазовая диаграмма Fe-S // Труды VIII Совещания по экспериментальной и технической петрографии. Т. 1. М.: Наука, 1971. С. 312 - 316.
57. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-337.
58. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геол. и геофизика. 2002. Т.43. № 1. С. 42-56.
59. Холланд Х.Д. Некоторые приложения термодинамических данных к проблеме рудных месторождений. Химический состав жильных минералов и природа рудообразующих флюидов. В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 184-233.
60. Широносова Г.П., Колонин Г.Р. Условия образования магнетита и пирита в гидротермальных растворах при 300 - 400 °С. В кн.: Методы исследования гидротермальных равновесий. Н.: Наука, 1979. С. 177-181.
61. Bartolome P., Katekesha F., Lopez Rutz J. Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Republic of Congo (Kinshasa) // Mineral. Deposita. 1971. V. 6. № 3. P. 1104-1120.
62. Barton P.B. Skinner B.P. Sulfide mineral stabilities. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt Rinehard and Winston, New York, 1978. P.236-333.
63. Buck W. R. Models of cotinental lithospheric extension. J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 161 - 178.
64. Clark L.A., Bahrens H.L. Metastable solid solution relations in the system FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> // Econ. Geol. 1965. V.60, № 1. P. 21-78.
65. Condie K.C. Greenstones Through Time // Developments in precambrian geology № 11 - Archean Crustal Evolution. Ed. by Condie.K.C., Elsevier, 1994. P. 85-120.
66. Eskola P. The mineral facies of rocks, Norsk Geol. Tidsskr, 1920. V. 6. P. 143 - 194.
67. Goodwin A.M. Archean plates and greenstone belts // Precambrian Plate tectonics. Amsterdam-Oxford-New York, 1981. P. 105-130.
68. Hagemann F. Die isomorphie von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit und Magnetkies. Z. Kristallogr., 1941, Bd. 103.
69. Kalb G. Die Kristalltracht von Bravoite und Pyrit als Kriterium zur Beurteilung der isomorphism. - Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. P. 2-5. 1952.

70. Klemm D.D. Untersuchungen uber die mischkristallbildung im Dreieckdiagramm FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> und ihre beziehungen zum Aufbau der naturlichen "Bravoite". - Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. H. 3-4. 1959.
71. Klemm D.D. Synthesen und Analysen in den Dreieckdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub>. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 103. 1966. P. 205 - 255.
72. Kullerud G. , Yoder H.S. Pyrite stability relations in the Fe-S system. Econ. Geol.V. 54. 1959. P. 533-572.
73. Leak E. B. Nomenclature of amphiboles. – Can. Mineral. 1978. Part 4. V. 16. P. 501-520.
74. Maicon R. The Limpopo mobil belt - southern Africa. Philos. Trans. R. Soc. London, 1973. Ser. A., 273. P. 463-485.
75. Springer G., Schachner-Korn D., Long J.V.P. Metastable solid solution relations in the system FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> Econ. Geol. 1964. V. 59.

*Статья подготовлена при поддержке ДВО РАН:  
проект РФФИ-ДВО РАН № 06-05-96090*