

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СИНКОЛЛИЗИОННЫХ БАЗИТАХ И УЛЬТРАБАЗИТАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

А.П. Смелов, В.И. Березкин, Н.В. Попов\*, А.А. Кравченко, А.В. Травин\*\*, М.Н. Шапорина\*

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия*

*\* Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*\*\* Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

В центральной части Алдано-Станового щита впервые закартирован и детально изучен своеобразный комплекс метаяльтрабазитов и метабазитов. Породы комплекса прорывают гранулиты (курумканской, нимнырской и федоровской толщ) Нимнырского террейна палеопротерозойского коллизионного пояса. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 2,0—1,9 млрд лет, а синколлизийных гранитов — 1907—1920 млн лет. Структура южной части террейна определяется последовательной сменой двух типов деформационных парагенезисов, возникающих при коллизии, — раннего купольного и позднего сдвигового. Установлено, что тела метабазитов и метаяльтрабазитов деформированы асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимися при сдвиговых движениях, и интрузируют синколлизийные граниты. Степень метаморфизма метабазитов и метаяльтрабазитов соответствует гранулитовой фации.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование высокотемпературных амфиболов из двух проб метабазитов дает значения  $1903 \pm 16$  и  $1908 \pm 15$  млн лет. По химическому составу породы комплекса соответствуют породам нормального ряда толеитовой серии. Спектр распределения РЗЭ (резкое обогащение легкими РЗЭ,  $\text{La}/\text{Yb} = 2\text{—}9,5$ ) и соотношение редких элементов в них, а также обогащенность пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии показывают их сходство с породами, связанными с проявлением плюмового магматизма. Значительные вариации по содержанию тяжелых РЗЭ (от 3 до 20 раз по отношению к хондриту), вероятно, связаны с плавлением различных по составу мантийных субстратов при участии астеносферного или нижнекорового материала. Предлагаются модели деламинации литосферы и отрыва слэба для объяснения проявления плюмового магматизма в процессе коллизии докембрийских террейнов.

*Коллизионный магматизм, габброиды, гранулитовый метаморфизм, палеопротерозой, Алдано-Становой щит.*

### FIRST DATA ON THE PALEOPROTEROZOIC SYNCOLLISIONAL BASITES AND ULTRABASITES OF THE ALDAN-STANOVY SHIELD

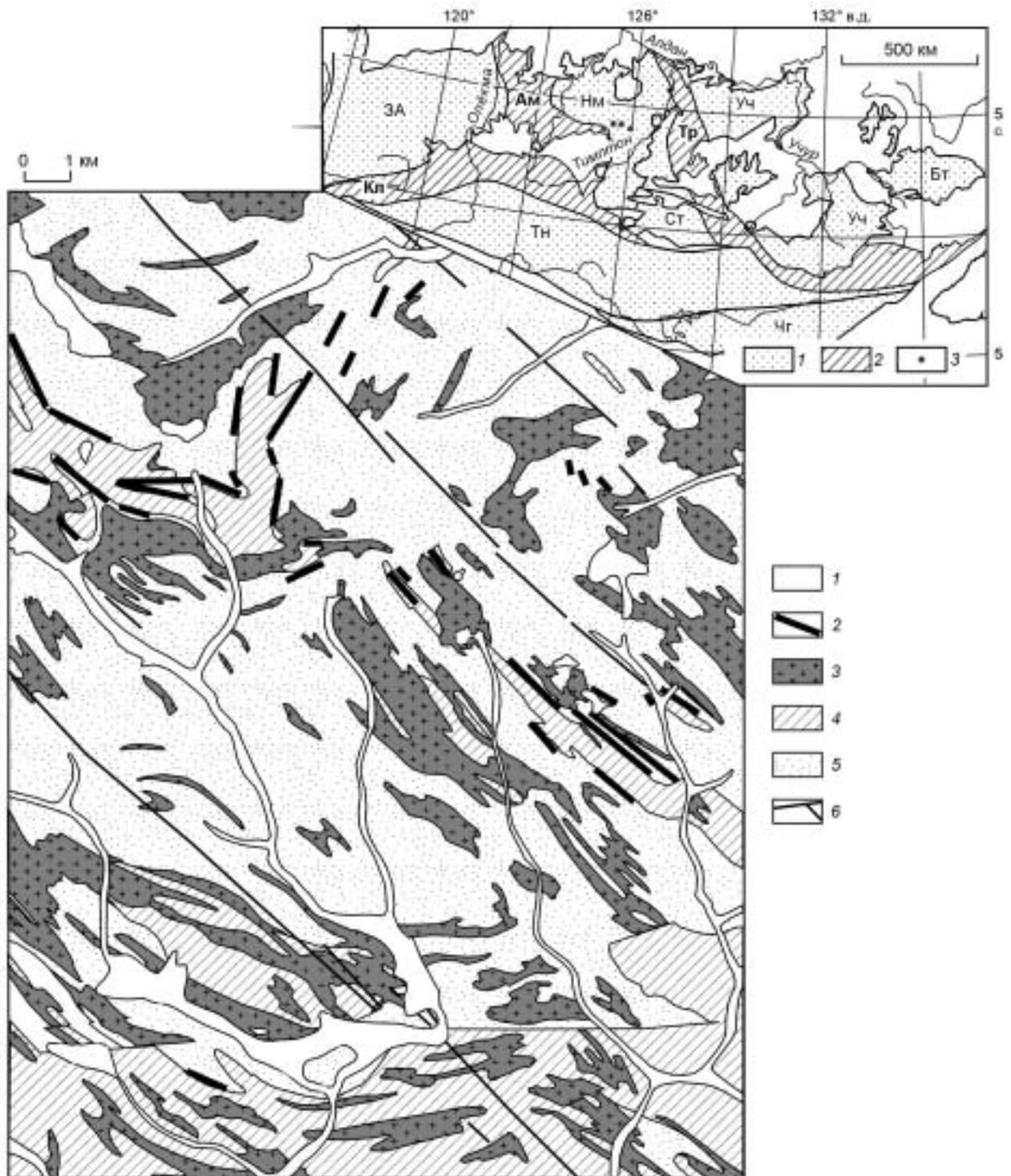
A.P. Smelov, V.I. Beryozkin, N.V. Popov, A.A. Kravchenko, A.V. Travin, and M.N. Shaporina

Original complex of metaultrabasites and metabasites has been first mapped and comprehensively studied in the central part of the Aldan-Stanovoy Shield. The complex rocks break through granulites (Kurumkan, Nimnyr, and Fedorov Formations) of the Nimnyr terrane of the Paleoproterozoic collision belt. The age of granulite metamorphism is estimated at 2.0–1.9 Ga, and the age of syncollisional granites, at 1907–1920 Ma. The structure of the southern part of the terrane was determined by a subsequent change of two types of deformational parageneses of collisional genesis, early domal and late slip. It has been established that metabasite and metaultrabasite bodies were deformed by asymmetric folds with steep bends formed during slip motions and intrude into syncollisional granites. The metamorphism grade of metabasites and metaultrabasites corresponds to granulite facies.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of high-temperature amphiboles from two metabasite samples yielded  $1903 \pm 16$  and  $1908 \pm 15$  Ma. In chemical composition the complex rocks correspond to normal rocks of tholeiitic series. The REE pattern (strong enrichment with LREE,  $\text{La}/\text{Yb} = 2\text{—}9.5$ ), REE ratios, and LILE and HFSE enrichment of these rocks relative to the primitive mantle show their similarity to rocks of plume magmatism. Great variations in contents of HREE (3 to 20 times higher relative to chondrite) seem to be related to the melting of compositionally different mantle substrata with the participation of asthenospheric or lower-crustal matter. Models for the lithosphere delamination and slab detachment are proposed for the explanation of plume magmatism during the collision of Precambrian terranes.

*Collisional magmatism, gabbroids, granulite metamorphism, Paleoproterozoic, Aldan-Stanovoy Shield*

### ВВЕДЕНИЕ

На Алдано-Становом щите известны три комплекса, с которыми связаны ультрабазит-базитовые ассоциации: зеленокаменные пояса с коматиитами, инфракрустальные комплексы с толеитами и супра-крустальные комплексы с субщелочными базитами [1, 2]. Тектоническая позиция и геодинамическая природа этих метабазитов к настоящему времени определена и может быть объяснена с позиций плитной тектоники [3, 4]. Вместе с тем известны ультрабазит-базитовые ассоциации, геологическое положение которых не вписывается в стандартные схемы. Одной из них является медведевский комплекс метабазит-



**Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Нимнырского террейна (Эвота-Леглиерский район), по С.Б. Торопыгину (2000) с изменениями.**

1 — четвертичные отложения; 2–5 — раннедокембрийские комплексы: 2 — метаультрабазиты и метаультрабазиты медведевского комплекса, 3 — граниты, гнейсовидные граниты, 4 — федоровская, 5 — нимнырская толщи; 6 — разломы. На врезке схема Алдано-Станового щита: 1 — террейны гранит-зеленокаменные (3А — Западно-Алданский, Бт — Батомгский), тоналит-трондьемигнейсовые (Тн — Тындинский), гранулит-ортогнейсовые (Нм — Нимнырский, Чг — Чогарский), гранулит-парагнейсовые (Ст — Сутамский, Уч — Учурский); 2 — зоны тектонического меланжа: Ам — Амгинская, Тр — Тыркандинская, Кл — Каларская; 3 — места находок метаультрабазитов и ультрабазитов медведевского комплекса.

ультрабазитов, впервые описанный А.Р. Энтиным и О.А. Тяном [5] в петротипической местности на водоразделе руч. Медведевка и его правого безымянного притока (трасса Амуро-Якутской автомагистрали, АЯМ). Впоследствии подобные образования были обнаружены недалеко от г. Алдан и в районах гольца Эвога и ряда флогопитовых и железорудных месторождений (федоровская группа месторождений, Таежное и др.) [6, 7]. Причиной слабой геологической изученности данных образований является плохая обнаженность района. Возможность изучить геолого-структурное положение пород медведевского комплекса появилась после проведения в 2000 г. геологической съемки м-ба 1:50 000, а затем открытия и разведки рудопроявлений золота Кур и Притрассовое (месторождение им. П. Пинигина), приуроченных в основном к кристаллическим сланцам медведевского комплекса [8]. Результаты изучения геологии, химического состава, условий метаморфизма и возраста этих образований излагаются в данной статье.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В тектоническом строении Алдано-Станового щита выделены несколько крупных террейнов, различающихся по составу, возрасту и степени метаморфизма [3] и ограниченных крупными разломами и зонами тектонического меланжа (рис. 1). Известные выходы пород медведевского комплекса локализованы вдоль границы Амгинской зоны тектонического меланжа с Нимнырским гранулит-ортогнейсовым террейном. Первая интерпретируется как коллизионная сутурная зона, а Нимнырский террейн — как корневая часть палеопротерозойского коллизионного пояса [3].

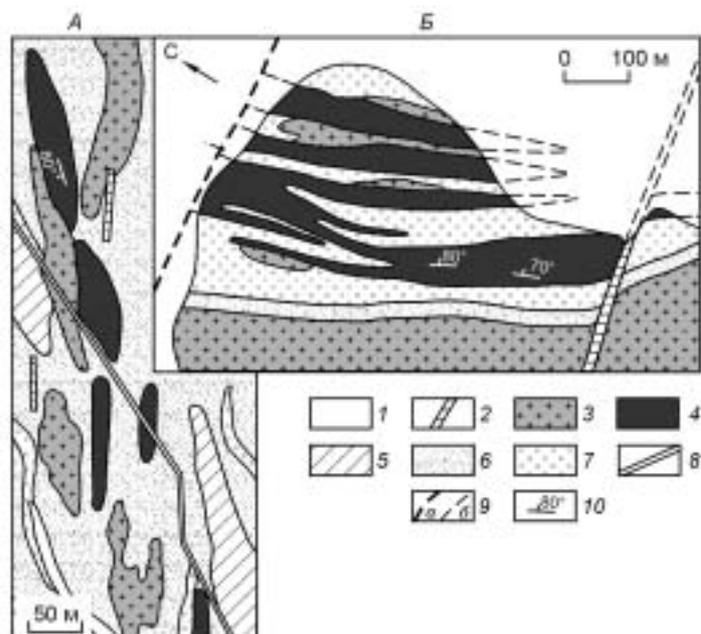
Не останавливаясь на дискуссионных проблемах стратиграфии докембрия Алдано-Станового щита [1], отметим, что наиболее распространены в данном районе породы нимнырской и федоровской толщ и менее — курумканской (см. рис. 1).

Характерными породами федоровской толщи являются кальцифиры и мраморы, преобладают в ней биотит-амфиболовые, амфиболовые, двупироксен-амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, по химическому составу соответствующие породам щелочной и (или) известково-щелочной базальт-андезит-дацитово-дацитовой серии [4, 8].

Курумканская толща сложена гранат-биотитовыми ( $\pm$ гиперстен), гранат-биотит-кордиеритовыми (силлиманит) плагиогнейсами и гнейсами, в значительно меньшей мере биотитовыми, биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами. При преобладании последних обычно выделяется нимнырская толща. Существуют и другие представления, согласно которым безгранатовые гнейсы и плагиогнейсы района рассматриваются в качестве чарнокито- и эндербитогнейсов инфракрустального комплекса [1].

Возраст осадконакопления и проявления вулканизма андезит-дацитового состава курумканской толщи ограничен интервалом 2,4—2,6 млрд лет, а федоровской — 1,99—2,01 млрд лет [9]. Гранулитовый метаморфизм этих образований проявился на рубеже 1,9 млрд лет [3]. Возраст синколлизионных гранитов Нимнырского террейна оценивается 1907—1920 млн лет [10, 11].

В петротипической местности (рис. 2) медведевский комплекс представлен отдельными линзовидными и дайкообразными телами метабазитов и метаультрабазитов среди гнейсов нимнырской толщи. Отдельные тела достигают в длину 150 м при мощности до 50 м и залегают с крутым падением на северо-запад. Метаультрабазиты представляют собой крупно- и среднезернистые, слабосланцеватые и почти массивные, иногда слабополосчатые породы. В некоторых телах кроме ультрабазитов встречаются мелано- и мезократовые основные кристаллические сланцы. В 20 км восточнее участка Медведевка находится участок Кур



**Рис. 2. Схематические геологические карты участков Медведевка (А) и Кур (Б).**

1 — четвертичные отложения, 2 — мезопротерозойские долериты, 3 — палеопротерозойские граниты, 4 — метаультрабазиты и метабазиты медведевского комплекса; 5—7 — гранулитовые комплексы: 5 — федоровская, 6 — нимнырская, 7 — курумканская толщи; 8 — Амуро-Якутская автодорога; 9 — предполагаемая граница: а — разлома, б — геологическая; 10 — элементы залегания сланцеватости.

Карта участка Кур предоставлена В.Г. Амарским.

Таблица 1.

Химические составы (мас.%) и формульные количества

Компонент	Б-3719		Б-3810		С-54-А		С-75-Б			С-63-А			С-31-В		
	Орх	Нбл	Орх	Нбл	Орх	Нбл	Орх	Срх	Нбл	Орх	Срх	Нбл	Орх	Срх	Нбл
SiO <sub>2</sub>	54,81	47,52	53,66	44,52	49,17	42,46	47,78	50,27	39,15	48,57	50,63	40,79	48,92	50,70	40,78
TiO <sub>2</sub>	0,11	1,14	0,12	1,43	0,15	2,28	0,05	0,07	2,62	0,15	0,29	3,02	0,14	0,16	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,02	10,29	3,02	11,91	0,79	10,10	0,61	1,04	11,22	0,72	1,44	10,96	0,64	1,11	10,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,33	0,12	0,29	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,09	0,03	0,00	0,01
FeO	10,97	6,76	15,16	8,67	34,07	16,34	38,06	18,02	19,29	34,76	14,15	17,82	35,10	16,48	21,46
MnO	0,28	0,18	0,46	0,16	0,98	0,26	1,00	0,49	0,22	1,05	0,47	0,26	0,86	0,41	0,21
MgO	30,11	17,50	26,75	14,82	12,63	10,44	9,04	8,14	7,99	11,85	11,61	9,07	11,69	9,39	7,60
CaO	0,48	13,78	0,58	13,49	0,93	10,96	1,06	20,37	11,20	1,21	19,51	10,95	1,97	21,00	10,89
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,66	0,04	0,88	0,04	1079	0,03	0,40	1,62	0,03	0,24	1,88	0,05	0,26	1,81
K <sub>2</sub> O	0,06	0,11	0,06	0,52	0,00	1045	0,01	0,03	2,09	0,00	0,00	1,36	0,00	0,00	1,35
Сумма	100,00	98,27	99,97	96,69	98,76	96,11	97,64	98,83	95,43	98,34	98,34	96,20	99,40	99,51	96,69
Si	1,933	6,718	1,932	6,492	1,978	6,079	2,014	1,980	6,181	1,975	1,961	6,286	1,971	1,969	6,345
Ti	0,003	0,122	0,003	0,157	0,004	0,242	0,002	0,002	0,311	0,005	0,008	0,350	0,004	0,005	0,275
Al <sup>IV</sup>	0,067	1,283	0,068	1,507	0,022	1,727	0,000	0,020	1,819	0,025	0,039	1,714	0,029	0,031	1,655
Al <sup>VI</sup>	0,058	0,432	0,060	0,540	0,015	0,000	0,030	0,028	0,268	0,009	0,027	0,276	0,002	0,020	0,221
Cr	0,003	0,036	0,003	0,033	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,011	0,001	0,000	0,001
Fe <sup>2</sup>	0,318	0,566	0,453	1,057	1,146	1,789	1,314	0,575	2,407	1,172	0,445	2,117	1,161	0,514	2,514
Fe <sup>3</sup>	0,006	0,223	0,004	0,000	0,000	0,194	0,000	0,019	0,140	0,010	0,013	0,179	0,020	0,021	0,278
Mn	0,008	0,021	0,014	0,019	0,033	0,032	0,035	0,016	0,029	0,036	0,015	0,034	0,029	0,013	0,028
Mg	1,583	3,688	1,436	3,222	0,758	2,257	0,556	0,478	1,880	0,718	0,670	2,084	0,702	0,544	1,763
Ca	0,018	2,088	0,022	2,108	0,040	1,704	0,047	0,860	1,894	0,053	0,810	1,808	0,085	0,874	1,815
Na	0,003	0,180	0,003	0,250	0,003	0,504	0,002	0,031	0,496	0,003	0,018	0,562	0,004	0,020	0,546
K	0,003	0,020	0,003	0,097	0,000	0,268	0,001	0,002	0,421	0,000	0,000	0,267	0,000	0,000	0,268
Сумма	4,003	15,377	4,001	15,482	4,000	15,724	4,001	4,011	15,850	4,006	4,006	15,688	4,008	4,011	15,709
O	6	23	6	23	6	23	6	6	23	6	6	23	6	6	23
X <sub>Fe</sub>	0,167	0,133	0,240	0,247	0,602	0,468	0,703	0,546	0,561	0,620	0,399	0,504	0,623	0,486	0,588
D <sub>x</sub>	—	—	—	—	—	—	12	—	—	10	—	—	10	—	—

(см. рис. 2). Здесь породы комплекса залегают среди гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов курумканской толщи. В пределах участка выделяют 4—5 тел основных кристаллических сланцев северо-западного и северного простирания мощностью до 80 м. Скважинами тела прослежены до глубины 200 м. Углы падения тел на восток и северо-восток, как правило, крутые. Конфигурация отдельных тел метабазитов, вероятно, является результатом деформаций асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимися при сдвигах. Результаты картирования участка Кур показывают, что метабазиты медведевского комплекса прорывают субщелочные коллизионные граниты.

В целом, согласно приведенной геологической карте (см. рис. 1), в южной части Нимырского террейна устанавливается, что несмотря на значительное проявление разломной тектоники в мезопротерозое и мезозое конфигурация выходов коллизионных гранитов является результатом наложения двух стилей деформаций: раннего купольного и позднего сдвигового. Это привело к образованию S-образных структурных форм и возникновению сильно сжатых линейных складок. Такая ситуация возможна при коллизии, когда гранитогнейсовый купол еще растет и одновременно попадает в поле напряжения сдвигового характера [12]. Примечательно, что все тела медведевского комплекса приурочены к крупным линейным межкупольным складкам.

#### УСЛОВИЯ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Для пород медведевского комплекса, особенно метабазитов, характерно слаболинзовидно- или слоевидно-полосчатое мигматитоподобное, реже однородное строение. В них развита кристаллизационная сланцеватость, хотя не всегда ясно заметная. Степень кристалличности часто изменяется даже в пределах штуфа: более светлым полоскам присуща большая зернистость. Эти и другие особенности

сосуществующих минералов в породах медведевского комплекса

Компо- нент	С-33-В			С-33-Б			С-115-18			С-32-В			С-116-А			
	Орх	Срх	Hbl	Орх	Срх	Hbl	Орх	Срх	Bt	Орх	Срх	Bt	Орх	Срх	Hbl	Bt
SiO <sub>2</sub>	48,68	50,45	39,82	48,19	50,78	40,26	48,68	50,69	35,26	49,61	50,84	35,67	49,09	50,74	39,85	35,50
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,27	2,65	0,14	0,20	2,88	0,11	0,12	5,08	0,12	0,12	4,85	0,12	0,16	2,64	4,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,53	11,35	0,68	1,26	10,71	0,49	0,85	13,78	0,43	1,00	12,64	0,64	0,88	10,75	14,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,13	0,00	0,01	0,02	0,02
FeO	35,44	16,37	22,36	36,40	15,69	19,58	35,73	15,96	19,41	31,76	13,83	21,84	35,83	17,56	21,48	18,93
MnO	0,75	0,38	0,22	0,69	0,41	0,26	1,13	0,48	0,07	0,84	0,40	0,09	0,82	0,46	0,24	0,02
MgO	12,36	9,39	6,39	11,21	9,72	8,32	11,36	9,66	10,24	14,33	10,58	9,59	11,70	8,91	6,71	10,68
CaO	0,82	21,06	10,96	1,34	21,09	11,09	0,84	20,45	0,01	0,91	21,52	0,08	0,94	20,45	10,91	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,22	1,65	0,03	0,26	1,95	0,02	0,21	0,10	0,03	0,28	0,06	0,03	0,18	1,47	0,12
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	1,65	0,00	0,00	1,14	0,00	0,00	9,45	0,00	0,00	9,27	0,00	0,00	2,04	9,26
Сумма	98,84	99,67	97,08	98,69	99,41	96,19	98,36	98,43	93,42	98,03	98,58	94,22	99,17	99,35	96,11	93,40
Si	1,970	1,955	6,220	1,967	1,967	6,257	1,986	1,983	2,766	1,987	1,972	2,806	1,982	1,980	6,287	2,770
Ti	0,003	0,008	0,311	0,004	0,006	0,337	0,003	0,004	0,300	0,004	0,004	0,287	0,004	0,005	0,313	0,282
Al <sup>IV</sup>	0,030	0,045	1,780	0,033	0,033	1,743	0,014	0,017	1,234	0,013	0,046	1,172	0,018	0,020	1,713	1,230
Al <sup>VI</sup>	0,000	0,025	0,310	0,000	0,025	0,219	0,009	0,023	0,040	0,007	0,000	0,000	0,018	0,021	0,286	0,660
Cr	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,001
Fe <sup>2</sup>	1,175	0,511	2,700	1,215	0,492	2,326	1,219	0,519	1,273	1,064	0,425	1,437	1,208	0,570	2,674	1,233
Fe <sup>3</sup>	0,024	0,020	0,221	0,027	0,016	0,219	0,000	0,003	0,000	0,000	0,024	0,000	0,002	0,003	0,160	0,000
Mn	0,026	0,012	0,029	0,024	0,013	0,034	0,039	0,016	0,001	0,028	0,013	0,006	0,028	0,015	0,032	0,001
Mg	0,746	0,543	1,488	0,682	0,561	1,928	0,691	0,563	1,197	0,856	0,612	1,125	0,704	0,518	1,578	1,244
Ca	0,036	0,875	1,834	0,059	0,875	1,847	0,037	0,857	0,001	0,039	0,895	0,007	0,041	0,855	1,844	0,001
Na	0,002	0,017	0,500	0,002	0,020	0,588	0,002	0,016	0,015	0,002	0,021	0,009	0,002	0,014	0,450	0,018
K	0,000	0,000	0,329	0,000	0,000	0,226	0,000	0,000	0,946	0,000	0,000	0,930	0,000	0,000	0,411	0,922
Сумма	4,013	4,011	15,726	4,013	4,008	15,724	4,000	4,001	7,774	4,000	4,012	7,787	4,007	4,001	15,750	8,362
O	6	6	23	6	6	23	6	6	11	6	6	11	6	6	23	11
X <sub>Fe</sub>	0,612	0,485	0,645	0,640	0,467	0,547	0,638	0,480	0,515	0,554	0,410	0,561	0,632	0,524	0,629	0,498
D <sub>x</sub>	—	10	—	12	—	—	10	—	—	6	—	—	10	—	—	—

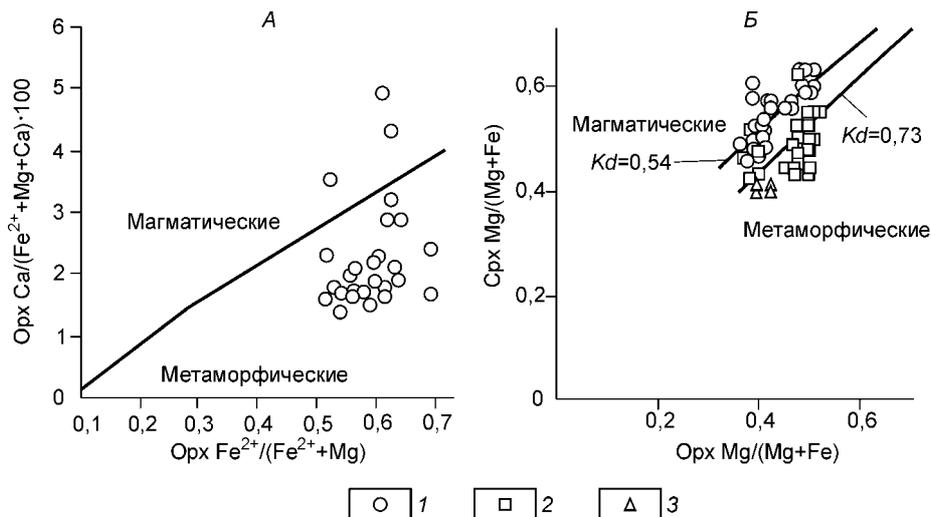
Примечание. Метаультрабазиты: **Б-3719** — Ol, Орх, Срх, Hbl, Орп, Spl; **Б-3810** — Ol (Spr, Орп), Орх, Hbl, Орп, Spl. Метабазиты: **С-54-А** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Qtz, Орп; **С-75-Б** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Qtz, Ilm, Mt, Sd; **С-63-А** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Ilm, Sd; **С-31-В** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Qtz, Sd; **С-33-В** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Qtz, Sd; **С-33-Б** — Орх, Срх, Hbl, Pl, Sd; **С-115-18** — Орх, Срх, Hbl, Bt, Pl, Qtz, Ilm, Sd; **С-32-В** — Орх, Срх, Hbl, Bt, Pl, Ilm, Mt, Sd; **С-116-А** — Орх, Срх, Hbl, Bt, Pl, Sd. Проба Б-3719 отобрана с участка Медведевка, Б-3810, С-75-Б — с участка Прирассовый, остальные — с участка Кур. Здесь и далее применены следующие символы минералов: Bt — биотит, Срх — клинопироксен, Hbl — роговая обманка, Ilm — ильменит, Mt — магнетит, Ol — оливин, Орп — непрозрачный минерал, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Qtz — кварц, Sd — сульфиды, Spl — шпинель, Spr — серпентин. FeO — все железо, X<sub>Fe</sub> = Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg). D<sub>x</sub> = 59,6Al + 16,6(Fe<sub>3</sub>) + 21,2(Fe<sub>2</sub>) + 16Mg - 5,1Ng + 0,9Na - 13,5 [14]. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ОИГМ СО РАН, аналитик О.С. Хмельникова (г. Новосибирск).

объясняются проявлением процессов метаморфической дифференциации без участия расплава. Такие породы — псевдомигматиты с рассеянным жильным материалом, образующиеся по тугоплавким породам, характерны для районов высокотемпературного метаморфизма [13].

Породообразующие минералы метаультрабазитов представлены орто- и клинопироксенами и светло-бурыми или светло-зелеными амфиболами. Часто встречаются оливин (до 10—15 %), шпинель (до 5—7 %), почти всегда рудные минералы (магнетит, ильменит), редко апатит. Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом, амфиболом актинолит-тремолитового ряда и пылевидным рудным минералом.

Метабазиты сложены орто- и клинопироксенами, буро-зелеными и зелеными амфиболами, всегда содержат плагиоклаз (более 10—15 %), а также редкий биотит (до 5 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, сине-зеленым амфиболом, актинолитом, эпидот-цоизитом, соссюритом, серицитом.

Типичные химические составы породообразующих минералов метаультрабазитов и метабазитов медведевского комплекса представлены в табл. 1. Ортопироксены в метаультрабазитах соответствуют



**Рис. 3. Дискриминационные диаграммы:**

*A* — для ромбических пироксенов [15], *B* — для двупироксеновых ассоциаций [16] из метабазитов медвежьего комплекса. Проявления: 1 — Кур, 2 — Притрассовое, 3 — вмещающие породы. *Kd* — коэффициент распределения Fe и Mg между пироксенами.

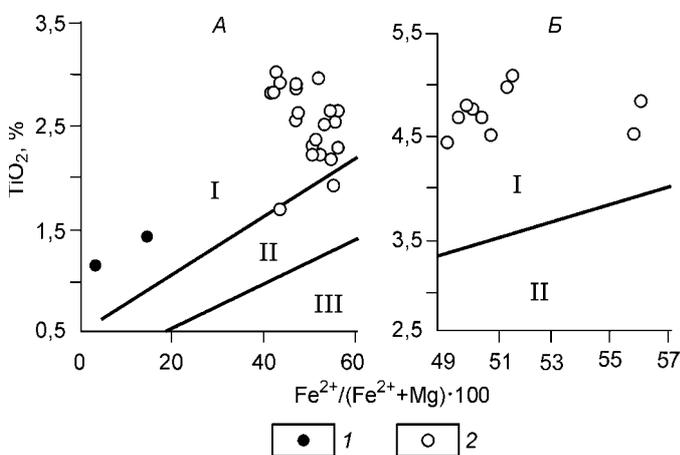
бронзитам, в метабазитах — гиперстенам и феррогиперстенам. Расчет химических составов ортопироксенов по уравнениям дискриминантных функций [14] показывает, что они имеют метаморфическое происхождение (см. табл. 1). По соотношениям кальция, железа и магния в ортопироксенах на диаграмме соотношений кальциевости и железистости (рис. 3, *A*), для них также устанавливается в основном метаморфическая природа.

Клинопироксены метабазитов соответствуют ферроавгитам, редко салитам и ферросалитам (см. табл. 1). Иногда в центральных частях клинопироксенов встречаются ламеллы ортопироксенов — результат распада (инверсии) первичных пизонитов. Согласно коэффициенту распределения Mg и Fe между сосуществующими пироксенами (см. рис. 3, *B*) ассоциация подразделяется на близкую к магматической и метаморфическую. Причем на участке Кур преобладают пироксены магматического происхождения, а на участке Притрассовый и за флангом месторождения — метаморфического.

По химическому составу амфиболы из метабазитов соответствуют роговым обманкам. По соотношению содержания  $TiO_2$  и железистости амфиболы, как и биотиты, попадают в поля минералов гранулитовой фации (рис. 4).

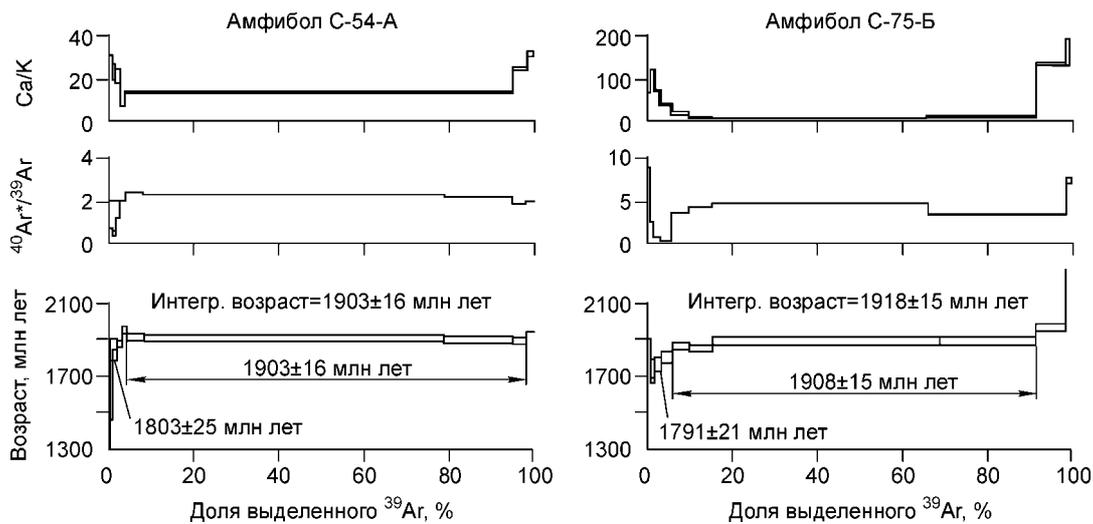
Расчет *PT*-параметров метаморфизма метабазитов производился с помощью программы TRF (ИЭМ РАН). При оценке температуры метаморфизма метабазитов использовались двупироксеновые термометры различных авторов. Давление оценивалось только по составу амфибола. Расчеты температуры метаморфизма показывают значения от 650 до 820 °С, а давления — от 4,0 до 7,5 кбар. При этом для пород федоровской толщи температура двупироксеновых равновесий колеблется в пределах 820—890 °С,

а для пород курумканской — 870—905 °С, что не отличается от ранее сделанных оценок температуры по большей части обнаженных гранулитов Алданского щита [18]. Расчеты давлений дают значения 4,5—8,5 кбар [1]. Другими словами, породы медвежьего комплекса метаморфизованы при тех же параметрах, что и вмещающие их породы Нимынского террейна.



**Рис. 4. Соотношение  $TiO_2$ — $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) \cdot 100$  в амфиболах (*A*) и биотитах (*B*) из метавольтабазитов (1) и метабазитов (2) медвежьего комплекса.**

Поля амфиболов и биотитов гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой (III) фаций, по [17].



**Рис. 5. Возрастные, Са/К и  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  (Cl/K) спектры для амфиболов С-54-А, С-75-Б.**

Приведен интегральный возраст; стрелками показаны возраст плато и возраст промежуточного плато для низкотемпературных ступеней.

Для оценки возраста метаморфических преобразований метабазитов были проведены Ar-Ar определения двух (любезно предоставленных В.Г. Амарским) монофракций амфиболов, выделенных из рудных интервалов золоторудных проявлений Кур (С-54-А) и Притрассовый (С-75-Б).

Монофракции амфиболов, упакованные в алюминиевую фольгу, после откачки воздуха запаивались в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов. Облучение проводилось в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0,5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °С) не превышал  $5 \cdot 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре „5400 noble gas“ фирмы Микромасс (Англия). Ошибки Ar/Ar измерений соответствуют интервалу  $\pm 1\sigma$ .

В возрастных спектрах обоих амфиболов (рис. 5) после низкотемпературных ступеней с относительно пониженным возрастом (С-54-А —  $1803 \pm 25$  и С-75-Б —  $1791 \pm 21$  млн лет) наблюдаются четкие возрастные плато с согласующимся между собой возрастом  $1903 \pm 16$  и  $1908 \pm 15$  млн лет соответственно. Низкотемпературные ступени характеризуются повышенными Са/К и пониженными  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  (Cl/K) отношениями.

Учитывая, что температура закрытия К/Ar изотопной системы амфибола порядка 500 °С, рассчитанные методом плато датировки соответствуют, скорее всего, завершающей стадии высокотемпературного гранулитового метаморфизма.

Подчеркнем, что радиологический возраст (U-Pb изохронный метод по циркону) синколлизонных гранитов, предшествующих внедрению базитов, укладывается в интервал 1907—1920 млн лет [10, 11]. Таким образом, изотопные данные свидетельствуют о том, что процессы формирования синколлизонных гранитов и последующего внедрения базитов и ультрабазитов сопровождалось гранулитовым метаморфизмом и, вероятно, оруденением и происходили в узком временном интервале, соответствующем 1,90—1,92 млрд лет.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

По содержаниям  $\text{SiO}_2$  породы медведевского комплекса соответствуют ультраосновным и основным породам (табл. 2, рис. 6). Значительно варьируют концентрации других оксидов, что свидетельствует о дифференцированности состава комплекса. Принимая за индекс дифференциации содержания  $\text{MgO}$ , в составе комплекса выделены пять групп пород с интервалами: 29—18, 18—12, 12—8, 8—6, 6—4 мас.% (см. табл. 2). По химическому составу первая группа метаультрабазитов в основном соответствует породам семейства пироксенитов, горнблендитов и отчасти роговообманковым перидотитам [19]. По последней классификации [20], исходя из соотношений  $\text{MgO}-\text{TiO}_2$  и  $\text{MgO}-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , они относятся к меймечитам. Учитывая незначительные размеры тел и их геологическое положение, вторая группа пород

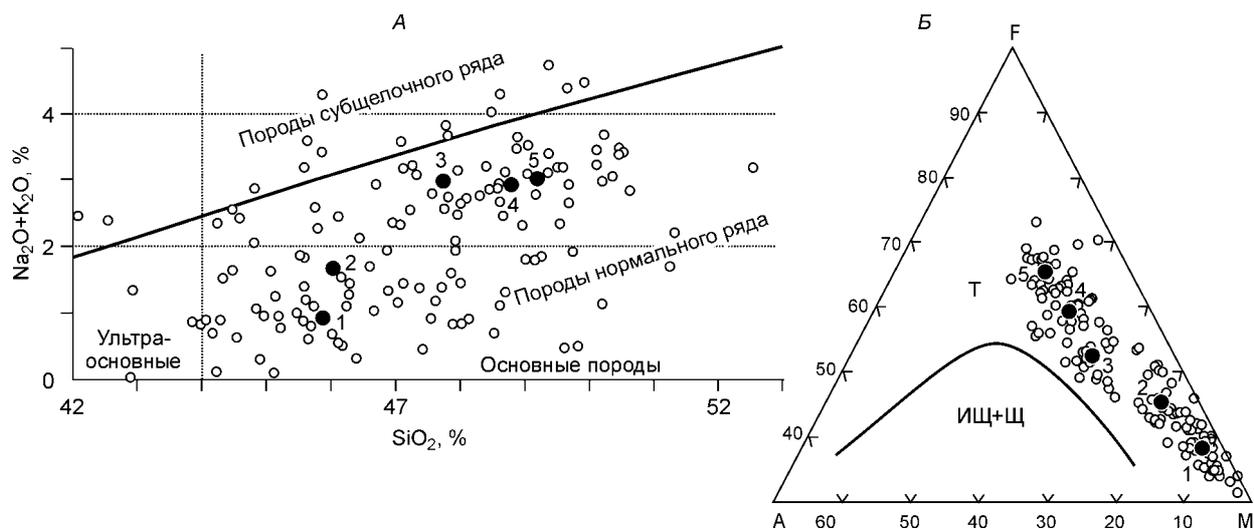
Таблица 2. Средние химические составы пород медведевского комплекса и вмещающих пород

Компонент	Медведевский комплекс					Кристаллические сланцы и амфиболиты [4]			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45,83 (1,47)	46,03 (1,97)	47,69 (1,51)	48,76 (1,46)	49,16 (1,42)	48,59 (0,59)	49,28 (0,26)	49,20 (0,45)	49,88 (0,47)
TiO <sub>2</sub>	1,35 (0,26)	1,88 (0,71)	1,77 (0,41)	1,79 (0,47)	2,32 (0,63)	1,15 (0,11)	1,21 (0,07)	1,04 (0,06)	1,24 (0,13)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,19 (1,13)	9,93 (1,49)	13,50 (1,47)	13,90 (0,7)	13,87 (1,10)	14,49 (0,64)	14,23 (0,20)	17,69 (0,26)	14,33 (0,32)
FeO <sub>сум</sub>	13,26 (1,38)	13,92 (1,36)	13,24 (1,45)	14,43 (1,22)	15,74 (1,32)	11,99 (0,55)	12,31 (0,33)	10,40 (0,37)	11,29 (0,68)
MnO	0,21 (0,04)	0,21 (0,03)	0,24 (0,06)	0,23 (0,03)	0,24 (0,02)	0,21 (0,02)	0,22 (0,01)	0,15 (0,01)	0,19 (0,02)
MgO	20,52 (2,15)	15,26 (2,04)	8,96 (0,69)	6,95 (0,53)	5,31 (0,68)	7,66 (0,40)	7,25 (0,25)	5,39 (0,20)	6,77 (0,50)
CaO	9,60 (1,46)	10,95 (1,51)	11,43 (1,81)	10,80 (1,93)	10,08 (1,16)	10,38 (0,46)	10,54 (0,24)	8,87 (0,24)	9,64 (0,54)
Na <sub>2</sub> O	0,60 (0,41)	1,19 (0,42)	2,39 (0,51)	2,36 (0,84)	2,53 (0,49)	2,81 (0,23)	2,70 (0,12)	3,78 (0,12)	3,52 (0,19)
K <sub>2</sub> O	0,30 (0,21)	0,46 (0,26)	0,59 (0,29)	0,58 (0,24)	0,49 (0,15)	0,79 (0,10)	0,66 (0,05)	1,42 (0,09)	1,28 (0,24)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13 (0,04)	0,17 (0,07)	0,18 (0,09)	0,19 (0,06)	0,27 (0,08)	0,08 (0,02)	0,08 (0,01)	0,33 (0,04)	0,21 (0,05)
<i>n</i>	36	29	19	25	27	30	135	126	40
Cr	1400 (180)	960 (100)	350 (150)	190 (60)	170 (70)	181 (47)	213 (45)	78 (35)	237 (152)
Ni	970 (120)	742 (180)	230 (64)	130 (49)	70 (14)	120 (13)	104 (18)	46 (2)	83 (48)
Co	91 (16)	81 (16)	66 (10)	70 (16)	68 (14)	54 (5)	51 (4)	30 (3)	36 (6)
V	250 (75)	255 (70)	250 (50)	430 (120)	460 (110)	260 (32)	320 (58)	293 (50)	274 (55)
Sc	34 (10)	32 (13)	30 (9)	61 (20)	59 (14)	51 (5)	49 (5)	27 (5)	33 (5)
Zr	92 (18)	140 (23)	128 (42)	160 (40)	220 (80)	98 (17)	119 (37)	120 (26)	115 (26)
Nb	12 (2)	15 (4)	12 (4)	15 (3)	20 (4)	18 (5)	16 (2)	19 (3)	17 (4)
Y	19 (4)	25 (6)	26 (6)	41 (12)	56 (13)	34 (6)	29 (3)	36 (7)	36 (12)
Yb	3,1 (0,8)	3,9 (1,0)	3,7 (1,7)	5,8 (1,7)	6,6 (1,1)	3,5 (0,4)	3,7 (0,8)	3,0 (0,5)	3,3 (0,3)
<i>n</i> *	16—19	9—13	4—9	10—13	6—8	26	65	34	22

Примечание. *Метаультрабазиты*: 1 — аналоги собственно пикродолеритов, 2 — аналоги пикродолеритов, переходных к долеритам. *Метабазиты*: 3 — аналоги высокомагнезиальных, 4 — умеренно магнезиальных долеритов, 5 — ферродолеритов, 6 — нимырская толща (инфракристалльный комплекс), 7 — курумканская толща, 8, 9 — федоровская толща: 8 — высокоалюминиевый, 9 — низкоалюминиевый типы. Силикатные анализы пород выполнены рентгенофлуоресцентным (СРМ — 18/СМ-1) и обычным химическим методами, а редкие элементы — количественным спектральным методом в лабораториях ИГАБМ (г. Якутск) и ОИГМ СО РАН (г. Новосибирск). В скобках — стандартное отклонение, *n* — количество анализов в выборке при подсчете средних содержаний петрогенных элементов, *n*\* — элементов примесей (диапазон значений — различное количество анализов для отдельных групп элементов). FeO<sub>сум</sub> — все железо. Здесь и далее: оксиды, мас.%, элементы-примеси, г/т.

могла быть представлена пикродолеритами, переходными к долеритам. Метабазиты по составу разделяются на высоко-, умеренно- и низкомагнезиальные (высокожелезистые) долериты. По соотношению SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O породы комплекса в основном соответствуют породам нормального и субщелочного рядов (см. рис. 6,А). Судя по значительности разброса суммы щелочей (при фиксированном SiO<sub>2</sub>), включая попадание небольшого количества анализов в субщелочное поле, а также по величине стандартного отклонения для щелочей, не исключено, что часть из них испытала некоторое перераспределение при метаморфизме. В целом незначительные изменения щелочей при метаморфизме основных и ультраосновных пород Алдано-Станового щита показаны ранее [1]. На диаграмме АФМ четко наблюдается тренд обогащения железом в пределах поля толеитовой серии (см. рис. 6,Б). Сопоставление табличных данных по составам групп пород показывает, что с уменьшением MgO существует тенденция обогащения SiO<sub>2</sub>, ΣFeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O, V, Sc, Zr, Yb и обеднения Cr, Ni, Co.

Для сравнения приведены (табл. 2) средние составы метабазитов, принадлежащих курумканской, нимырской и федоровской толщам [4]. Метабазиты первых двух толщ, как и медведевского комплекса, относятся к толеитовой серии. Они также дифференцированы от высокомагнезиальных до высокожелезистых разновидностей. Однако для пород медведевского комплекса характерны сравнительно высокие содержания TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>сум</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ni, Co, V, Zr, Y, Yb и низкие Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Наибольшие различия метабазитов медведевского комплекса устанавливаются при сопоставлениях их состава с известково-щелочными метабазитами федоровской толщи, которые характеризуются еще более низкими концентрациями TiO<sub>2</sub>, ΣFeO, MnO, CaO, Ni, Co, Sc, но несравнимо высокими Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и щелочей. Таким образом,



**Рис. 6. Положение точек составов пород медвежьего комплекса на диаграммах:**

*A* —  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ , по [19], *B* — АФМ, где  $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $F = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $M = \text{MgO}$  [21]. Поле серии: Т — толеитовой, ИЩ + Щ — известково-щелочной и щелочной. Выделено 1—5 — группы пород.

породы медвежьего комплекса достаточно уверенно могут быть обособлены от близких по минералогии и петрографии пород других комплексов и толщ по петро- и геохимическим признакам.

Для пород медвежьего комплекса впервые определены содержания редких и редкоземельных элементов (табл. 3) и для сравнения приведены анализы метабазитов из курумканской толщи. На многокомпонентной диаграмме, построенной на отношениях порода—примитивная мантия для медвежьего комплекса (рис. 7, *A*) виден дифференцированный характер распределения с четкими минимумами по торию (вынос при метаморфизме) и Nb—Ta и Hf—Zr парам, что связано с особенностями условий выплавления. Минимум для большинства проб и в меньшей степени небольшие максимумы по стронцию свидетельствуют о дифференциации с участием плагиоклаза. По сравнению с описанной многокомпонентная диаграмма для метабазитов курумканской толщи (см. рис. 7, *B*) характеризуется практически недифференцированным распределением, более глубоким Nb-Ta минимумом и устойчивым максимумом по стронцию.

Распределение РЗЭ в метаультрабазитах и метабазитах в целом носит дифференцированный характер (см. рис. 7, *A*). La/Yb нормированные отношения меняются от 4 до 7 в метаультрабазитах и от 2 до 9,5 в метабазитах при разной концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в метабазитах выше по отношению к хондриту в 7—20 раз, а уровень легких РЗЭ — в 30—120 раз. Европейский экстремум проявлен слабо. Примерно половина проб имеет небольшую отрицательную аномалию и вторая половина относительно меньшую — положительную. Это, с учетом нахождения в телах метабазитов медвежьего комплекса жил плагиоклазитов, может свидетельствовать о некоторой сепарации в ходе магматической дифференциации. По характеру распределения тяжелых РЗЭ обособляется группа (пробы А-32-02 и П-39-3/03) с относительно повышенными концентрациями и горизонтальным положением линий, что может быть связано либо с наличием двух источников плавления, либо с особыми условиями кристаллизации единой магматической серии. Учитывая, что имеется группа проб (Эв4-03, Эв5-03 и К7-1) переходного типа, второе предположение более предпочтительно. В целом спектр распределения РЗЭ в породах медвежьего комплекса наиболее близок к породам, связанным с проявлением плюмового магматизма [24, 25]. Данный вывод подтверждается соотношениями редких элементов в породах комплекса (см. табл. 2) на дискриминационных диаграммах по определению геодинамических обстановок, а также обогащенностью пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии (см. рис. 7, *A*).

Напротив метабазиты курумканской толщи непосредственно на петротипическом участке (см. рис. 2) относительно метабазитов медвежьего комплекса заметно обеднены РЗЭ (см. табл. 3) и характеризуются „плоским“ распределением их содержаний (см. рис. 7, *B*) при незначительных положительных и более глубоких отрицательных аномалиях Eu, и поэтому они близки N-MORB. В других районах развития курумканской и нимырской толщ метабазиты имеют сходные характеристики [1, 4].

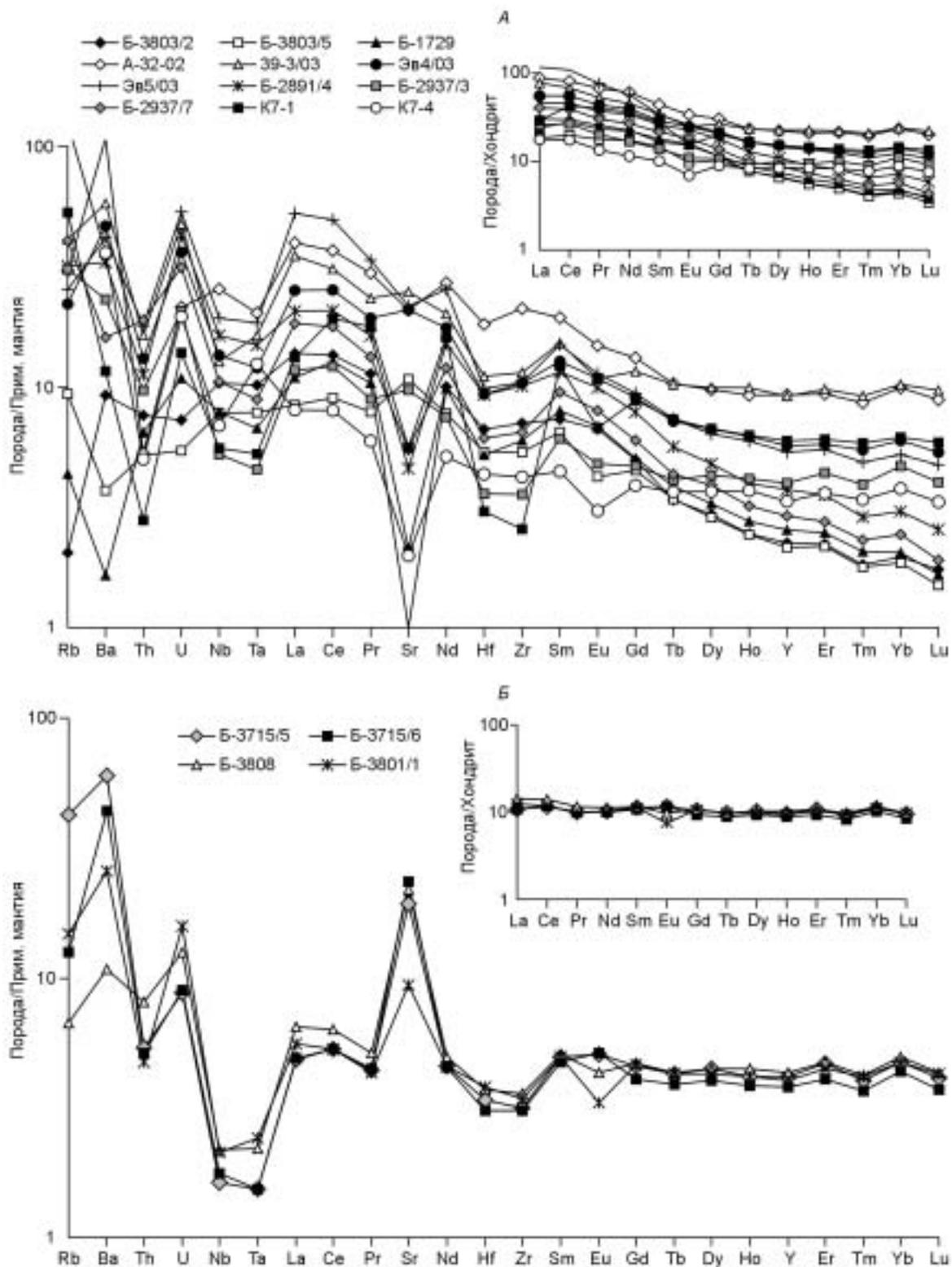


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов, нормализованных на хондрит [22] и многокомпонентные диаграммы редких элементов, нормализованных на примитивную мантию [23].

*A* — для пород медведевского комплекса, *Б* — для метабазитов курумканской толщи.

Таблица 3. Петрогенные оксиды (мас.%) и элементы-примеси (г/т) из представительных проб метальтрабазитов и метабазитов медведевского комплекса и курумканской толща

Компонент	Медведевский комплекс							Курумканская толща	
	Метальтрабазиты			Метабазиты				8	9
	1	2	3	4	5	6	7		
SiO <sub>2</sub>	45,05	41,8	44,97	46,74	49,90	48,75	52,69	48,13	48,39
TiO <sub>2</sub>	1,34	2,26	1,77	1,89	1,30	1,81	1,69	0,55	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,64	8,75	9,91	13,67	14,23	16,83	14,09	13,65	19,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	1,92	3,25	2,74	3,31	2,71	4,03	11,30	1,97
FeO	11,51	12,79	10,16	9,00	9,90	9	9,9	8,37	7,20
MnO	0,22	0,2	0,23	0,2	0,20	0,19	0,22	0,18	0,17
MgO	21,07	17,17	13,26	5,77	5,64	4,53	4,27	11,95	5,80
CaO	9,41	10,83	12,16	15,64	10,65	11,92	7,32	10,42	12,01
Na <sub>2</sub> O	0,66	1,58	1,67	0,95	2,68	1,72	3,48	1,45	2,36
K <sub>2</sub> O	0,15	0,78	0,88	0,48	0,72	0,59	0,86	1,02	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,18	0,06	0,28	0,25	0,31	0,35	0,14	0,11
П.п.п.	0,74	1,25	1,61	2,64	1,21	1,63	1,1	2,18	1,34
Сумма	100,38	99,51	99,93	100	100	99,99	100	100	100,02
La	7,50	14,18	12,59	36,12	24,06	17,29	27,20	3,34	3,35
Ce	22,64	36,96	31,69	88,10	55,09	44,94	65,59	9,44	9,49
Pr	2,87	4,51	3,68	9,27	6,45	5,33	8,20	1,22	1,23
Nd	13,28	20,52	16,16	34,27	27,15	23,77	36,52	6,14	6,07
Sm	3,53	5,12	4,22	6,64	6,74	5,67	8,60	2,20	2,09
Eu	1,15	1,67	1,34	1,91	1,82	1,82	2,49	0,85	0,86
Gd	3,01	4,69	3,57	5,60	6,91	5,38	7,88	2,73	2,42
Tb	0,42	0,61	0,47	0,80	1,10	0,78	1,11	0,46	0,42
Dy	2,41	3,53	2,88	4,69	7,32	4,91	7,17	3,28	2,98
Ho	0,45	0,65	0,53	0,98	1,63	1,02	1,52	0,68	0,63
Er	1,19	1,70	1,32	2,63	4,69	2,77	4,48	2,25	1,96
Tm	0,15	0,21	0,17	0,36	0,68	0,41	0,64	0,30	0,27
Yb	1,01	1,50	1,20	2,57	5,04	2,95	4,88	2,33	2,15
Lu	0,12	0,19	0,14	0,35	0,72	0,40	0,65	0,31	0,27
Rb	2,76	20,14	25,73	16,08	26,08	14,03	19,314	26,93	7,93
Ba	11,52	230	112	292	404	325	753	419	307
Th	0,55	0,95	1,61	1,52	1,39	1,12	0,45	0,46	0,44
U	0,23	0,89	0,66	1,12	1,00	0,76	0,45	0,18	0,19
Nb	5,61	11,65	7,52	13,75	9,08	9,65	18,15	1,16	1,25
Ta	0,28	0,61	0,36	0,76	0,67	0,49	0,83	0,06	0,06
Sr	21,05	96,5	116	457	523	440	440	404	493
Hf	1,61	2,87	1,89	3,05	3,42	2,88	5,62	1,05	0,96
Zr	67,0	112	72,5	116	128	116	237	35,5	34,6
Y	11,57	17,06	13,23	24,39	41,63	25,91	42,14	19,04	17,31
(La/Yb) <sub>N</sub>	5,01	6,39	7,09	9,48	3,23	3,96	3,76	0,97	1,05
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,34	1,74	1,88	3,43	2,25	1,92	1,99	0,96	1,01
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,41	2,53	2,41	1,76	1,11	1,48	1,31	0,95	0,91
(Eu/Eu) <sub>N</sub> *	1,08	1,04	1,06	0,96	0,81	1,01	0,92	1,06	1,17

Примечание. 1 — Б-1729 — Орх, Срх, Нбл, Пл, Ар; 2 — Б-2891/4 — Ол, Срх, Нбл; 3 — Б-2937/7 — Орх, Срх, Нбл, Пл, Ар; 4 — Эв5-03 — Орх, Срх, Нбл, Пл, Мт, Ар; 5 — П-39-3 — Срх, Нбл, Пл, Орк; 6 — Эв4-03 — Вт, Нбл, Пл, Ар, Орк; 7 — А-32-02 — Орх, Срх, Нбл, Пл, Орк; 8 — Б-3715/5 — Нбл, Пл; 9 — Б-3715/6 — Срх, Нбл, Пл. Место отбора проб: 1, 8, 9 — Амуро-Якутская автомагистраль, руч. Медведка, 2 — р. Орго-Салаа, пос. Орочен, 3 — руч. Бурдыхлай (р. Курунг-Хонку), 4, 6 — участок Эвота, 5, 7 — участок Притрассовый. Силикатные анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ и ОИГТМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом. Редкие и редкоземельные элементы определены в ОИГТМ методом лазерной абляции с анализом на масс-спектрометре индуктивно связанной плазмы (LA ICP MS).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя полученные материалы, можно сформулировать следующие выводы.

1. В центральной части Алдано-Станового щита впервые определено структурное положение медведевского комплекса метаультрабазитов и метабазитов, породы которого прорывают кристаллические образования курумканской, нимнырской и федоровской толщ палеопротерозойского коллизионного пояса. В целом структура пояса определяется наложением двух стилей деформаций: раннего купольного и позднего сдвигового. Это приводит к образованию S-образных структурных форм и возникновению сильно сжатых линейных складок. Установлено, что породы медведевского комплекса прорывают также коллизионные граниты с возрастом 1907—1920 млн лет. Массивы и дайкообразные тела комплекса приурочены к крупным линейным межкупольным складкам, а их конфигурация определяется сдвиговыми движениями.

2. Минеральные ассоциации пород комплекса, химические составы породообразующих минералов, расчеты *PT*-параметров метаморфизма показывают, что они метаморфизованы в гранулитовой фации при тех же параметрах, что и вмещающие их кристаллические образования коллизионного пояса. Согласно  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопным данным, полученным по амфиболам из метабазитов, наблюдаются четкие возрастные плато с согласующимся между собой возрастом  $1903 \pm 16$  и  $1908 \pm 15$  млн лет, которые отражают время закрытия изотопной системы и, соответственно, время завершения высокотемпературных метаморфических и коллизионных процессов.

3. По соотношению главных петрогенных элементов синколлизионные породы медведевского комплекса в основном соответствуют породам нормального ряда. На диаграмме АФМ четко наблюдается тренд обогащения железом в пределах поля толеитовой серии. Спектр распределения РЗЭ в породах медведевского комплекса, соотношение редких элементов, а также обогащенность пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии показывают, что они наиболее близки к породам, связанным с проявлением плюмового магматизма.

Таким образом, в центральной части Алдано-Станового щита нами установлена нетипичная ситуация, когда в процессе коллизии двух сиалических блоков одновременно или близкоодновременно происходят процессы гранулитового метаморфизма, внедрение типичных коллизионных гранитов и пород, возникающих при воздействии астеносферного и нижнемантийного материалов. В то же время данный случай вряд ли можно рассматривать как исключительный. В настоящее время известны синтетонические ультрабазит-базитовые комплексы в Монголии, Норвегии, Приольхонье и недавно обнаружены в молодых коллизионных зонах Вьетнама [26]. Другими словами, подобная геологическая картина может быть связана только с сопряженным проявлением коллизионных и плюмовых процессов. Влияние астеносферного и нижнемантийного материалов на процессы магмообразования при коллизии может быть объяснено рядом моделей [27], которые на данном этапе исследований являются равновероятными. Первая предусматривает утолщение литосферного корня в процессе коллизии, возникновение плотностной неустойчивости и, как следствие, деляминацию литосферы, в результате которой происходит перемещение астеносферных потоков к границе Мохо. Этот процесс мог вызвать резкий подъем рельефа и как следствие коллапс орогена. Об этом свидетельствуют близкие значения возраста коллизионных гранитов в центральной части Алдано-Станового щита и *Ar-Ag* данных по метабазитам медведевского комплекса. Объективные данные, подтверждающие ее, могут быть получены при изучении не встречающихся в современном эрозионном срезе высокобарических метабазитов и метаультрабазитов из ксенолитов мезозойских интрузивов. Другая модель предполагает отрыв слэба до или во время процесса коллизии. Для ее подтверждения требуются дополнительные детальные региональные и главным образом геохимические исследования, чтобы получить доказательства существования в регионе надсубдукционных образований с возрастом 2,0—1,9 млрд лет.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Ранний докембрий** Южной Якутии / Ред. Н.Л. Добрецов. М., Наука, 1986, 276 с.
2. **Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др.** Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 172 с.
3. **Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.** Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК Наука/Интерпериодика, 2001, с. 81—104.
4. **Великославинский С.Д.** Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 1998, 43 с.

5. **Энтин А.Р., Тянь О.А.** Медведевский массив основных—ультраосновных пород и его рудоносность (Алданский щит) // Бюллетень научно-технич. информации. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1983, с. 23—25.
6. **Реутов Л.М.** Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск, Наука, 1981, 184 с.
7. **Черкасов Р.Ф.** Архей Алданского щита. М., Наука, 1979, 160 с.
8. **Березкин В.И., Смелов А.П.** Метавулканиды федоровской свиты докембрия Алдано-Станового щита: наложенные изменения химического состава, первичная сериальность и геодинамическая природа // Вулканизм и геодинамика (Матер. II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии). Екатеринбург, 2003, с. 606—610.
9. **Котов А.Б.** Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2003, 78 с.
10. **Сальникова Е.Б.** Тектономагматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 1993, 16 с.
11. **Щербак Н.П., Бибикина Е.В.** Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Докл. сов. геологов на XXVII международном геологическом конгрессе, Т. 5: Геология докембрия. М., Наука, 1984, с. 3—14.
12. **Розен О.М., Федоровский В.С.** Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., Научный мир, 2001, 188 с.
13. **Шкодзинский В.С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, Наука, 1976, 224 с.
14. **Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А.** Породообразующие пироксены. М., Наука, 1971, 454 с.
15. **Rietmeijer F.J.M.** Chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation // *Miner. Mag.*, 1983, v. 47, p. 143—151.
16. **Kretz R.** Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblage // *J. Geol.*, 1963, v. 71, p. 773—785.
17. **Березкин В.И.** Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск, Наука, 1977, 120 с.
18. **Попов Н.В.** Сравнительная термометрия метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, Наука, 1981, с. 76—93.
19. **Классификация и номенклатура магматических горных пород** / Ред. О.А. Богатиков. М., Недра, 1981, 160 с.
20. **Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.
21. **Irvine T.H., Baragar W.R.A.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, p. 532—547.
22. **Boyton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.
23. **Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication, 1989, v. 42, p. 313—345.
24. **Магматические горные породы. Ультраосновные породы** / Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М., Наука, 1988, 508 с.
25. **Геодинамические реконструкции** / Ред. В.А. Унксов. Л., Недра, 1989, 278 с.
26. **Изох А.Э., Чан Чонг Хоа, Поляков Г.В. и др.** Синкинематический ультрабазит-базитовый магматизм зоны Шонг-Хонг (Вьетнам) // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 380—384.
27. **Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.** Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1321—1338.

*Поступила в редакцию  
14 июня 2005 г.*