

**ПЕТРОЛОГИЯ  
кордиеритовых  
ГРАНИТОВ  
Башгумбезского  
массива**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ВЫПУСК 675

---

ПЕТРОЛОГИЯ  
кордиеритовых  
ГРАНИТОВ  
Башгумбезского массива

Южный Памир

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Э.П. И з о х



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1987

Петрология кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива (Южный Памир) / Владимир А.Г., Беляева Р.Т., Верхотуров В.Е. и др. – Новосибирск: Наука, 1987.

В монографии суммированы новые материалы, касающиеся геологического строения, морфологии и вещественного состава кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива. Детально охарактеризованы глубинные ксенолиты кристаллических сланцев – реститов магмообразующего субстрата, проведено их сравнение с вмещающими метapelитовыми роговиками. Рассмотрены вопросы эволюции гранитоидов во времени и их происхождение. Фактический материал книги основывается на данных более чем 450 анализов пород и минералов.

Для специалистов в области магматической геологии и петрологии гранитов.

Авторы: А.Г. Владимир, Р.Т. Беляева, В.Е. Верхотуров, О.А. Сусин, В.Ю. Колобов, О.Н. Майорова

Рецензенты В.С. Лутков, Г.Г. Лепезин

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена комплексной характеристике кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива (Южный Памир). Высокоглиноземистые граниты, которые сейчас принято выделять в особый класс S-гранитов /Chappell, White, 1974/, обладают наиболее отчетливыми признаками анатектического происхождения за счет плавления метасадочных пород земной коры. Благодаря особенностям состава в них широко развиты магматогенные высокоглиноземистые минералы: гранат, кордиерит, андалузит, мусковит и т.п.; они содержат глубинные ксенолиты метаморфических сланцев и гнейсов (реститы магмообразующего субстрата) той или иной степени сохранности. В этом отношении высокоглиноземистые граниты – прямые индикаторы глубинного строения земной коры.

Южный Памир относится к уникальным геологическим структурам, где высокоглиноземистые гранитоиды развиты очень широко и появились на разных этапах формирования континентальной коры, поэтому их изучение позволяет получить новую информацию о составе и строении земной коры Южного Памира, а также наметить главные черты ее эволюции во времени. Данная монография представляет собой первый шаг в решении этой задачи. В ней приводятся новые данные по геологическому строению и глубинной морфологии Башгумбезского массива, вещественному составу гранитов и их эволюции во времени. Особое внимание уделено сравнительному анализу минерального и химического составов глубинных ксенолитов и вмещающих роговиков с целью разработки критериев их отличия. Рассматриваются методические сложности при попытке реставрации первичного состава субстрата и оценке его РТ-условий по реститам, претерпевшим метасоматические и метаморфические изменения. Обсуждаются вопросы петрогенезиса кордиеритовых гранитов.

В основу монографии положены материалы Р.Т. Беляевой (Памирская геолого-разведочная экспедиция, г. Душанбе), В.Е. Верхотурова и О.А. Сусина (Южная геофизическая экспедиция, г. Орджоникидзебад), полученные во время геолого-геофизической съемки Башгумбезского массива, а также результаты работ А.Г. Владимирова (Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г. Новосибирск), выполненные по теме "Формационный анализ высокоглиноземистых гранитоидов Южного Памира". В исследовании принимали также участие В.Ю. Колобов и О.Н. Майорова (Институт геологии и геофизики СО АН СССР).

Авторы постоянно пользовались поддержкой и помощью заведующего лабораторией рудоносности магматических формаций ИГиГ СО АН СССР доктора геолого-минералогических наук Э.П. Изоха. Ценные советы и практические замечания во время работы над книгой были сделаны А.П. Пономаревой, Г.Г. Лепезиным, Э.С. Чернером, В.С. Соколовым. Большой труд в первичную обработку материала и оформление рукописи вложили Т.П. Кузьмина, М.Ф. Нахаева и О.А. Бобровская. Всем им авторы приносят глубокую благодарность.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Альм - альмандин	Кв - кварц
Аб - альбит	Кор - корунд
Ан - анортит	Корд - кордиерит
Анд - андалузит	Мг - магнетит
Андр - андрадит	Муск - мусковит
Ап - апатит	Пир - пироп
Би - биотит	Пл - плагиоклаз
Гр - гранат	Силл - силлиманит
Грос - гроссуляр	Спес - спессартин
Ил - ильменит	Турм - турмалин
Кпш - калиевый полевой шпат	Хл - хлорит
	Шп - шпинель

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Башгумбезский гранитоидный комплекс, петротипом которого является изученный нами массив, выделен на Южном Памире в начале 60-х годов геологами Памирской геолого-разведочной экспедиции /Буданов, 1964; Месхи, 1964/. Первоначально к нему относили многочисленные раннемеловые (?) интрузивы крупновкрапленных двуслюдяных гранитов (Башгумбезский, Базардаринский, Бозтеринский, Уртабузский, Мургабский и ряд других), образование которых связывалось с одной из наиболее мощных на Памире каракорумской фазой складчатости.

В последние годы эти массивы изучали М.Б. Акрамов, Л.Н. Афиногенова, Р.Т. Беляева, Л.В. Идрисова, А.М. Месхи и другие геологи. В результате проведенных работ объем комплекса был уточнен за счет выделения в самостоятельные комплексы сходных гранитоидов Рушано-Пшартской структурно-формационной зоны и двуслюдяных редкометалльных гранитов Базардаринского массива /Петрология..., 1978/.

В.В. Могаровский и Л.В. Идрисова /1971/ впервые обратили внимание на высокоглиноземистый характер гранитоидов, что впоследствии было подтверждено Р.Т. Беляевой, которая диагностировала кордиерит в породообразующей форме. Акцессорная специализация пород также указывает на их принадлежность к формации высокоглиноземистых гранитов /Ломтева, Идрисова, 1976/.

В настоящее время по особенностям внутреннего строения и присутствию кордиеритовых гранитов к башгумбезскому комплексу уверенно могут быть отнесены только два массива: Башгумбезский и Бозтеринский (рис. 1).

Башгумбезский гранитоидный интрузив находится на северном склоне Южно-Аличурского хребта между долинами рек Башгумбез и Гурумды. Гранитоиды сосредоточены главным образом на водораздельном гребне Кара-Дунг и занимают площадь около 100 км<sup>2</sup>. Массив расположен на границе мезозойских складчатых структур Юго-Восточного Памира и выступа докембрийского кристаллического фундамента Юго-Западного Памира /Бархатов, 1963/. С гранитоидами памирско-шугнанского комплекса /Буданов, Месхи, 1976; Карякин, 1985; и др./ и его обрамлением массив граничит по Аличур-Гурумдинскому разлому (см. рис. 1).

Вмещающие породы представлены пермско-триасовыми разрезами двух типов: существенно вулканогенным и осадочно-терригенным,

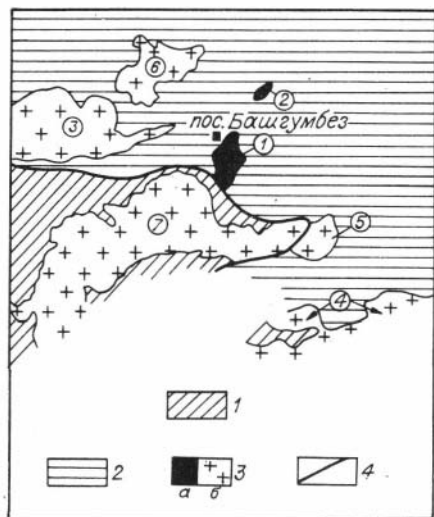


Рис. 1. Схема расположения гранитоидов башгумбеского комплекса в структурах центральной части Южного Памира.

1, 2 - структурно-формационные зоны: Юго-Западный (1) и Юго-Восточный (2) Памир; 3 - гранитоиды башгумбеского комплекса (а), прочие (б); 4 - Аличур-Гурмудинский разлом.

Цифры в кружках - главные интрузивы нижнемеловых (?) гранитов: 1 - Башгумбеский, 2 - Бозтеринский, 3 - Аличурский, 4 - Ваханский, 5 - Уртабузский, 6 - Базардаринский, 7 - Памирский.

которые характеризуют фациальные обстановки накопления разных зон Юго-Восточного Памира /Дронов, Левен, 1961; Расчленение..., 1976/.

Разрез первого типа включает башгумбескую вулканогенную серию и перекрывающую ее ташджилгинскую толщу конгломератов. Башгумбеская серия сложена снизу вверх по разрезу чатырташской, мурзабекской и ириякской толщами, структурная позиция и возраст которых до сих пор остаются спорными. Вулканиды серии развиты преимущественно в северной экзоконтактовой части Башгумбеского массива (рис. 2).

Чатырташская толща ( $M=1000-1500$  м) представлена преимущественно темно-зелеными базальтоидными лавами, имеющими подушечную или шаровую отдельность, их вулканокластическими разностями и спилитами. В разрезе отмечаются небольшие (первые десятки метров) ультраосновные тела неправильной или линзовидной формы. Вулканиды характеризуются повышенной меланократовостью, магнезиальностью и низкой щелочностью с резким преобладанием натрия над калием. На контакте с гранитоидами они метаморфизованы с образованием амфибол- и пироксенсодержащих роговиков и пироксенитов.

Мурзабекская толща ( $M=500-1000$  м) сложена вулканическими породами кислого состава, инъецированными субвулканическими телами гранит-порфиров. Объем субвулканических разностей достигает 50% от общего объема толщи. Морфология инъеций самая разнообразная: от тонких жил ( $n \cdot 10$  см) до крупных тел ( $n \cdot 10 - n \cdot 100$  м) линейной и неправильной формы. Среди вулканических пород преобладают риодациты с высокой глиноземистостью, умеренно высокой щелочностью, калинатровой и калиево́й специализацией щелочей.

Субвулканические породы имеют более разнообразный состав. Среди них отмечаются как натровые, так и калиевые гранит-порфиры, слагающие, по всей вероятности, разновозрастные образования.

Ирикаякская толща ( $M=100-500$  м) сложена пестроцветными липаритами, туфолатами и кристаллокластическими туфами, которые по составу близки к вулканическим породам мурзабекской толщи, отклоняясь в сторону более кремнекислых и калиевых разностей. Выше вулканогенной серии залегают слабосортированные конгломераты ташджилгинской толщи с прослоями песчаников, гравелитов и известняков. В гальке конгломератов отмечаются вулканические породы подстилающих толщ.

Башгумбезская серия не содержит остатков фауны и ее возраст условно датируется средним - поздним триасом по согласному залеганию под ташджилгинской толщей, включающей остатки карнийских кораллов /Расчленение . . . , 1976/. Вместе с тем, по мнению Г.В. Кузнецова, проводившего здесь геологическую съемку, не исключен и более древний возраст вулканитов.

Необходимо подчеркнуть большое сходство состава кислых вулканических пород мурзабекской и ирикаякской толщ и кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива, что не исключает возможности их объединения в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Однако для окончательного решения вопроса о комагматичности этих образований требуются дополнительные исследования.

Разрез второго типа (терригенно-осадочный) развит в южном и юго-восточном обрамлении Башгумбезского интрузива. Отдельные его фрагменты установлены на западном фланге и в провесах кровли на водоразделе Кара-Дунг (см. рис. 2). По данным Т.А. Акимовой, нижние горизонты этого разреза сложены маломощными (несколько десятков метров) карбонатно-кремнистыми отложениями  $P_2-T_3$ , имеющими согласные взаимоотношения с вышележащими отложениями истыкской серии,  $T_3$  ( $M=750-850$  м). Состав истыкской серии характеризуется тонкопереслаивающимися пачками глинистых сланцев, алевролитов и разномощных кварц-полевошпатовых песчаников. Вверх по разрезу количество псаммитового материала существенно увеличивается. Породы метаморфизованы под воздействием гранитоидов, причем контактовый ореол кордиеритовых роговиков и узловатых сланцев охватывает полутораклометровую зону на восточном фланге массива.

Нижнеюрские отложения с трансгрессивным несогласием перекрывают пермско-триасовые разрезы обоих типов. Они представлены в основании красноцветными песчаниками и конгломератами дарбазаташской свиты ( $M=0-50$  м), а также согласно лежащими на них известняками гурумдинской свиты ( $M=50-200$  м). Контакты нижнеюрских отложений с гранитоидами Башгумбезского массива тектонические.

Существуют и иные представления, согласно которым структурная позиция Башгумбезского массива определяется его положением внутри тектонического окна, в соседстве с породами офиолитовой ассоциации, сформированной на океаническом поднятии. С этих пози-



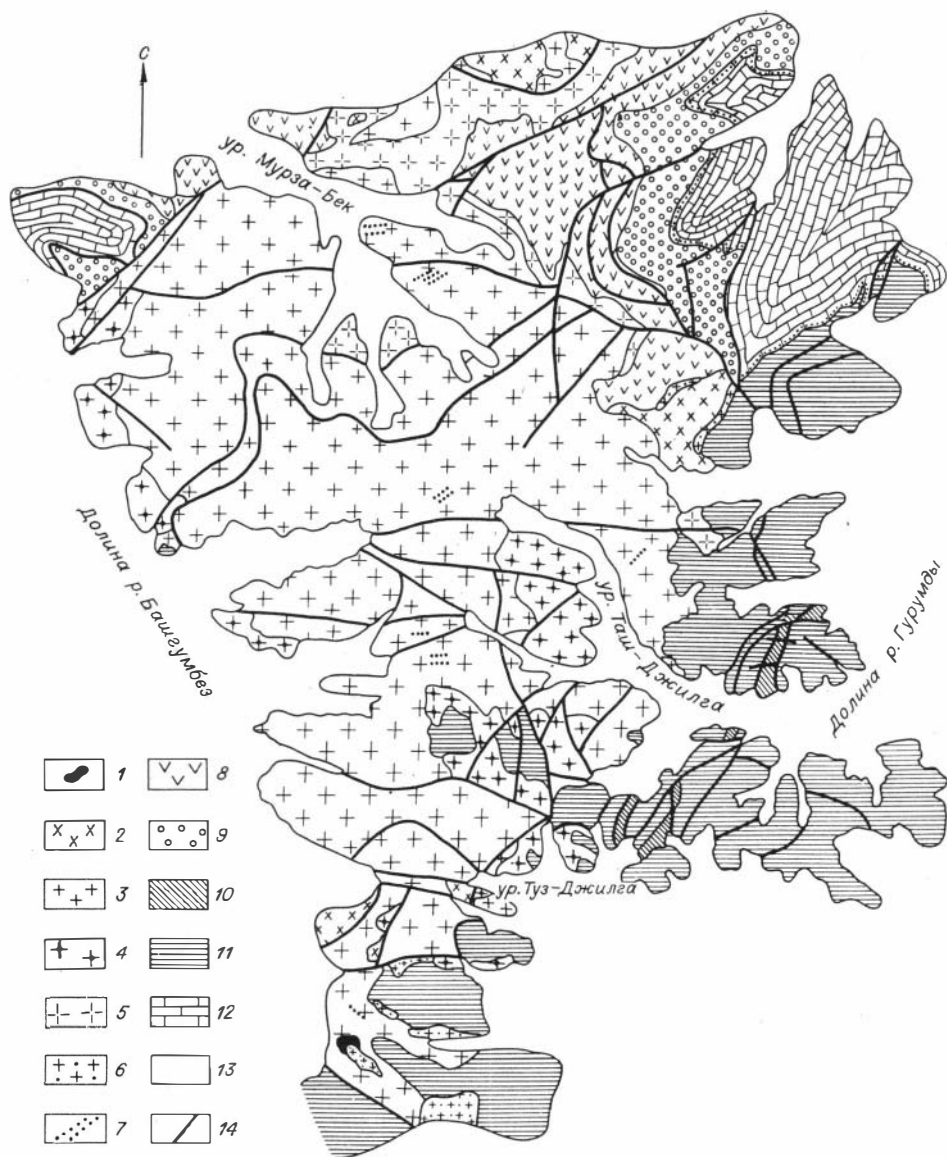


Рис. 2. Геологическая схема Башгумбеезкого гранитоидного интрузива. Составлена Р.Т. Беляевой с использованием материалов В.И. Дронова, Г.В. Кузнецова, Т.А. Акимовой и др.

1-7 - интрузивные образования башгумбеезского комплекса: 1 - кварцсодержащие биотитовые диориты и биотитовые гранодиориты первой фазы, 2 - мелко- и среднезернистые кордиерит-двуслюдяные гранодиориты, адамеллиты и граниты второй фазы, 3 - крупнокрап-

ленные кордиерит-двуслюдяные граниты третьей фазы, 4 – грубозернистые равномернозернистые или слабопорфировидные кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты четвертой фазы, 5 – среднезернистые кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты и лейкограниты пятой фазы, 6 – мелкозернистые двуслюдяные и мусковитовые граниты и лейкограниты шестой фазы, 7 – поздние дайки лампрофиров, спессартитов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, нерасчлененные; 8–13 – стратифицированные образования: 8 – башгумбездская вулканогенная серия,  $T_{2-3}^?$ , нерасчлененная, 9 – ташджилгинская толща конгломератов,  $T_{2-3}^?$ , 10 – кремнисто-карбонатная толща,  $P_2-T_3$ , 11 – истыкская серия глинистых сланцев, алевролитов и песчаников,  $T_3$ , 12 – дарбазаташская песчанико-конгломератовая и гурумдинская известняковая свиты нижней юры, нерасчлененные, 13 – четвертичные отложения; 14 – разломы.

щий Башгумбездский массив рассматривается как тектоническая пластина, расположенная в основании офиолитового разреза и перекрытая в результате сложных процессов покровообразования отложениями Юго-Восточного Памира /Швольман, 1980/.

Радиологические определения возраста массива противоречивы. По калий-аргоновому методу, несмотря относительно большой разброс частных данных (рис. 3, а), возраст гранитов укладывается в рамки раннего мела ( $120 \pm 5$  млн. лет,  $N = 16$ , Л.Н. Агеева, ИГ АН ТаджССР), по рубидий-стронциевой изохроне (рис. 3,б) соответствует поздней юре ( $171 \pm 9$  млн. лет) /Критерии ..., 1979/. в определении абсолютного возраста требуют дополнительных исследований, поскольку геологические наблюдения позволяют уверенно говорить только о послетриасовом возрасте Башгумбездского массива на основании факта прорывания гранитами песчано-сланцевых отложений истыкской серии ( $T_3$ ).

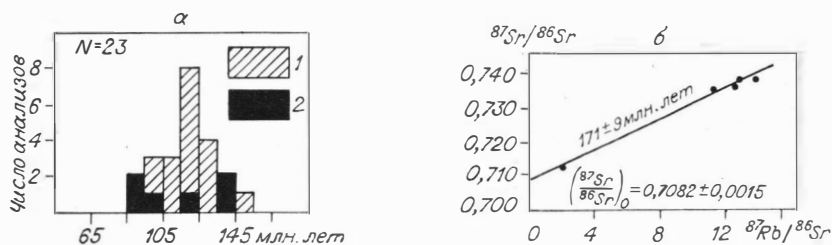


Рис. 3. Данные определения абсолютного возраста для гранитоидов Башгумбездского массива по калий-аргоновому (на основе материалов Р.Т. Беляевой, Л.Н. Агеевой) (а) и рубидий-стронциевому (по данным Л.Л. Шанина и соавторов /Критерии ..., 1979/) (б) методом.

1, 2 – определения по биотиту (1), по породе в целом (2).

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ГЛУБИННАЯ МОРФОЛОГИЯ МАССИВА

Для интерпретации аномалий магнитного и гравитационного полей были определены магнитная восприимчивость и объемная плотность приблизительно 4000 образцов горных пород. Изученные образцы охватывают практически все разновидности интрузивных и стратифицированных образований на площади Башгумбезского массива и его обрамления (табл. 1, 2). На основе полученных данных построены принципиальные схемы распределения петромагнитных и петроплотностных групп пород, проведено их сравнение с картами изодинам магнитного поля и поля силы тяжести.

Распределение петромагнитных породных групп (рис. 4) обуслов-

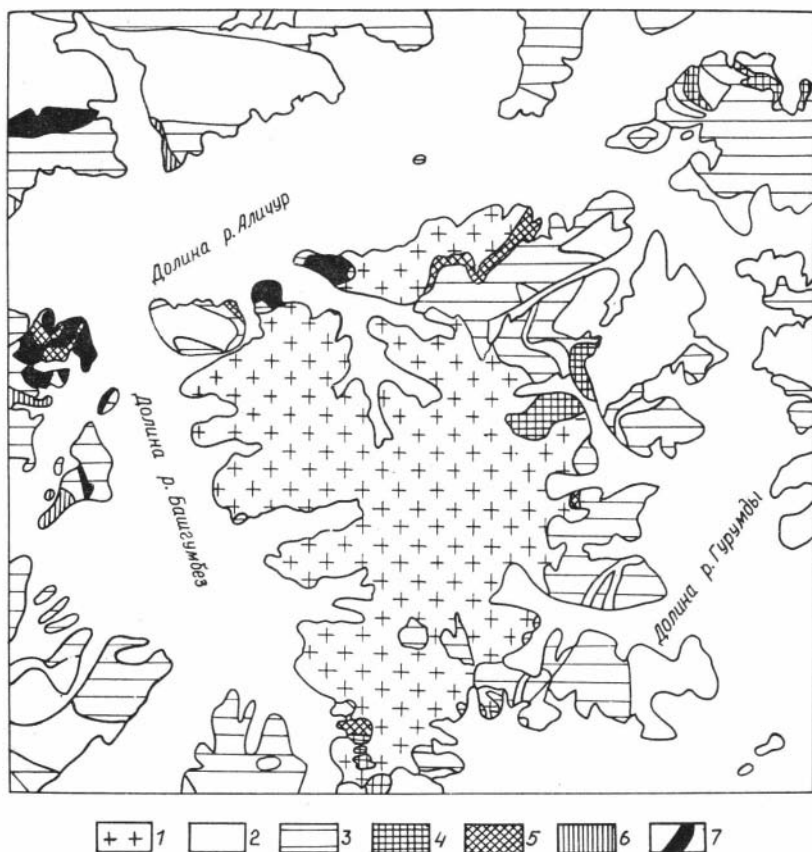


Рис. 4. Схема распределения петромагнитных групп горных пород Башгумбезского гранитоидного массива и его обрамления. Составили В.Е. Верхотуров и О.А. Сусин.

1 - гранитоиды Башгумбезского массива; 2-7 - петромагнитные группы ( $n \cdot 10^{-6}$  ед. СГС): 2 - 0-10, 3 - 11-30, 4 - 31-50, 5 - 51-100, 6 - 101-500, 7 - более 500.

Таблица 1. Петрофизические свойства стратифицированных и интрузивных комплексов обрамления Башгумбезского массива

Группа пород	Кол-во анализов	$\frac{\alpha_{\min} - \alpha_{\max}}{\sigma_{\min} - \sigma_{\max}}$	$\frac{\bar{\alpha} \pm \Delta\alpha}{\bar{\sigma} \pm \Delta\sigma}$	S	V, %	$r_{\alpha, \sigma}$	$t_{r05}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Стратифицированные комплексы							
1	49	$\frac{31-9333}{2,73-3,14}$	$\frac{2945+866}{2,93\pm 0,04}$	$\frac{3014}{0,12}$	$\frac{102}{4,2}$	0,21	0,28
2	147	$\frac{14-74}{2,71-3,20}$	$\frac{43\pm 2}{2,96\pm 0,02}$	$\frac{12,1}{0,12}$	$\frac{28}{3,9}$	0,55	0,16
3	29	$\frac{6-145}{2,61-3,06}$	$\frac{30\pm 11}{2,77\pm 0,05}$	$\frac{306}{0,14}$	$\frac{100}{5,2}$	0,76	0,37
4	11	$\frac{5-46}{2,67-2,84}$	$\frac{23\pm 9,6}{2,73\pm 0,03}$	$\frac{14,5}{0,05}$	$\frac{64}{1,8}$	0,75	0,59
5	17	$\frac{5-23}{2,61-2,75}$	$\frac{17\pm 2,4}{2,70\pm 0,02}$	$\frac{47}{0,04}$	$\frac{27}{1,3}$	0,17	0,48
6	44	$\frac{4-29}{2,64-2,78}$	$\frac{11\pm 1,6}{2,70\pm 0,01}$	$\frac{5,2}{0,04}$	$\frac{46}{1,3}$	0,43	0,30
7	7	$\frac{270-2100}{2,60-2,75}$	$\frac{928+610}{2,67\pm 0,06}$	$\frac{682}{0,06}$	$\frac{73}{2,4}$	-0,66	0,73
8	39	$\frac{6-25}{2,61-2,80}$	$\frac{12\pm 1,6}{2,69\pm 0,01}$	$\frac{4,9}{0,04}$	$\frac{41}{1,5}$	0,69	0,32
9	60	$\frac{0-20}{2,54-2,77}$	$\frac{6\pm 1,3}{2,63\pm 0,01}$	$\frac{4,8}{0,05}$	$\frac{82}{1,8}$	0,24	0,25
10	20	$\frac{0-12}{2,60-2,71}$	$\frac{4\pm 1,4}{2,64\pm 0,01}$	$\frac{3,1}{0,03}$	$\frac{79}{1,1}$	0,33	0,44
11	66	$\frac{1-34}{2,56-2,80}$	$\frac{16\pm 2,1}{2,68\pm 0,01}$	$\frac{8,6}{0,05}$	$\frac{54}{1,95}$	0,69	0,24
12	62	$\frac{0-17}{2,33-2,87}$	$\frac{6\pm 1,2}{2,64\pm 0,02}$	$\frac{4,6}{0,1}$	$\frac{78}{3,7}$	0,64	0,25
13	51	$\frac{3-29}{2,59-2,80}$	$\frac{16\pm 1,7}{2,69\pm 0,01}$	$\frac{6,2}{0,04}$	$\frac{39}{1,67}$	0,69	0,28
14	61	$\frac{1-20}{2,57-2,77}$	$\frac{9\pm 1,2}{2,67\pm 0,01}$	$\frac{4,8}{0,05}$	$\frac{54}{1,78}$	0,59	0,25

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
15	200	<u>0-16</u> 2,60-2,78	<u>4±1,1</u> 2,67±0,01	<u>4,3</u> 0,04	<u>111</u> 1,5	0,35	0,25
Интрузивные комплексы							
16	215	<u>0-34</u> 2,56-2,80	<u>13±1</u> 2,69±0,01	<u>70</u> 0,05	<u>54</u> 1,9	0,79	0,13
17	33	<u>0-17</u> 2,52-2,76	<u>7±1,7</u> 2,64±0,02	<u>4,7</u> 0,05	<u>64</u> 1,9	0,52	0,34
18	67	<u>18-57</u> 2,78-3,05	<u>36±2</u> 2,90±0,01	<u>8,4</u> 0,06	<u>23</u> 2,1	0,19	0,24
19	51	<u>28-52</u> 2,76-3,09	<u>37±1,6</u> 2,89±0,02	<u>5,5</u> 0,07	<u>15</u> 2,4	0,77	0,28
20	32	<u>1,5-24·10<sup>3</sup></u> 2,88-3,24	<u>(13,5±1,7)·10<sup>3</sup></u> 3,07±0,03	<u>4690</u> 0,09	<u>35</u> 3,0	0,56	0,35
21	76	<u>0-24</u> 2,49-2,88	<u>3±1</u> 2,59±0,01	<u>4,3</u> 0,48	<u>145</u> 1,84	0,61	0,23
22	411	<u>0-13</u> 2,51-2,74	<u>4±0,3</u> 2,61±0,01	<u>3,02</u> 0,04	<u>72</u> 1,5	0,71	0,10
23	269	<u>0-24</u> 2,53-2,78	<u>9±0,7</u> 2,64±0,01	<u>5,7</u> 0,05	<u>63</u> 1,8	0,69	0,12

Примечание. Стратифицированные комплексы: 1-5 - башгумбеская вулканогенная серия,  $T_{2-3}?$  (1, 2 - базальты, андезитобазальты, 3 - туфы и кластотуфы, 4 - дациты, 5 - липариты); 6-8 - ташджилгинская толща,  $T_{2-3}?$  (6 - конгломераты, 7, 8 - песчаники); 9-12 - карбонатно-кремнистая толща,  $P_2 - T_3$  (9 - кремни, 10 - известковистые конгломераты, 11 - кремнистые и глинистые сланцы, 12 - известняки); 13, 14 - истыкская серия,  $T_3$  (13 - глинистые сланцы, 14 - песчаники); 15 - рифогенные известняки гурумдинской свиты,  $J_1$ .

Интрузивные комплексы: 16 - гнейсо-тоналиты и кварцевые гнейсодiorиты корумдинского комплекса,  $PR_3?$ ; 17-20 - глыксурдинский комплекс,  $T_3?$  (17 - плагиоклазиты, 18 - габброиды, 19 - диоритоиды, 20 - гарцбургиты и пироксениты); 21-23 - памирско-шугнанский комплекс,  $K_1?$  (21 - пегматиты, 22 - граниты, 23 - теньевые гнейсограниты).

Здесь и в табл. 2  $\bar{x}$  - магнитная восприимчивость ( $n \cdot 10^{-6}$  ед. СГС);  $\sigma$  - объемная плотность;  $\bar{x} \pm \Delta \bar{x}$ ,  $\bar{\sigma} \pm \Delta \bar{\sigma}$  - среднее арифметическое и его 95%-ный доверительный интервал;  $S$  - среднеквадратичное отклонение;  $V, \%$  - коэффициент вариации;  $r_{\bar{x}, \bar{\sigma}}$  - коэффициент парной корреляции;  $t_{r_{05}}$  - граничное значение коэффициента корреляции /Урбах, 1964/.

Таблица 2. Петрофизические свойства интрузивных пород Башгумбезского массива

Группа пород	Кол-во анализов	$\alpha_{\min} - \alpha_{\max}$ $\sigma_{\min} - \sigma_{\max}$	$\frac{\alpha \pm \Delta\alpha}{\sigma \pm \Delta\sigma}$	S	V, %	$r_{\alpha, \sigma}$	$t_{r05}$
1	17	$\frac{3-15}{2,59-2,73}$	$\frac{8 \pm 1,8}{2,65 \pm 0,02}$	$\frac{3,5}{0,04}$	$\frac{44}{1,4}$	0,80	0,48
2	68	$\frac{1-8}{2,51-2,69}$	$\frac{4 \pm 0,4}{2,61 \pm 0,01}$	$\frac{1,5}{0,03}$	$\frac{39}{1,3}$	0,42	0,24
3	80	$\frac{0-10}{2,56-2,67}$	$\frac{4 \pm 0,6}{2,62 \pm 0,01}$	$\frac{2,6}{0,03}$	$\frac{66}{1,1}$	0,62	0,22
4	20	$\frac{0-10}{2,60-2,65}$	$\frac{4 \pm 1,2}{2,62 \pm 0,01}$	$\frac{2,5}{0,02}$	$\frac{56}{0,64}$	0,26	0,44
5	47	$\frac{0-6}{2,57-2,65}$	$\frac{3 \pm 0,4}{2,61 \pm 0,01}$	$\frac{1,5}{0,02}$	$\frac{45}{0,84}$	0,25	0,29
6	30	$\frac{1-6}{2,57-2,65}$	$\frac{2 \pm 0,5}{2,61 \pm 0,01}$	$\frac{1,3}{0,02}$	$\frac{54}{0,86}$	0,10	0,36
7	20	$\frac{0-3}{2,59-2,65}$	$\frac{1 \pm 0,4}{2,61 \pm 0,01}$	$\frac{0,86}{0,02}$	$\frac{67}{0,64}$	-0,21	0,44
8	6	$\frac{18-30}{2,62-2,82}$	$\frac{23 \pm 4,3}{2,72 \pm 0,07}$	$\frac{4,3}{0,07}$	$\frac{19}{2,6}$	0,45	0,77

Примечание. 1 - диориты и гранодиориты первой фазы, нерасчлененные; 2 - гранодиориты, адамеллиты второй фазы; 3-6 - граниты соответственно с третьей по шестую фазы; 7 - аплиты и граниты жильной серии; 8 - послегранитовые дайки слюдяных лампрофиров, спессартитов и диоритовых порфиритов, нерасчлененные.

лено вещественным составом пород и влиянием наложенных геологических процессов. Выделено шесть групп со следующими интервалами значений: 0-10; 11-30; 31-50; 51-100; 101-500 и более 500  $10^{-6}$  ед. СГС.

Первая петромагнитная группа наиболее распространена и включает высокоглиноземистые гранитоиды башгумбезского и памирско-шугнанского комплексов, карбонатные отложения юры, песчано-слан-

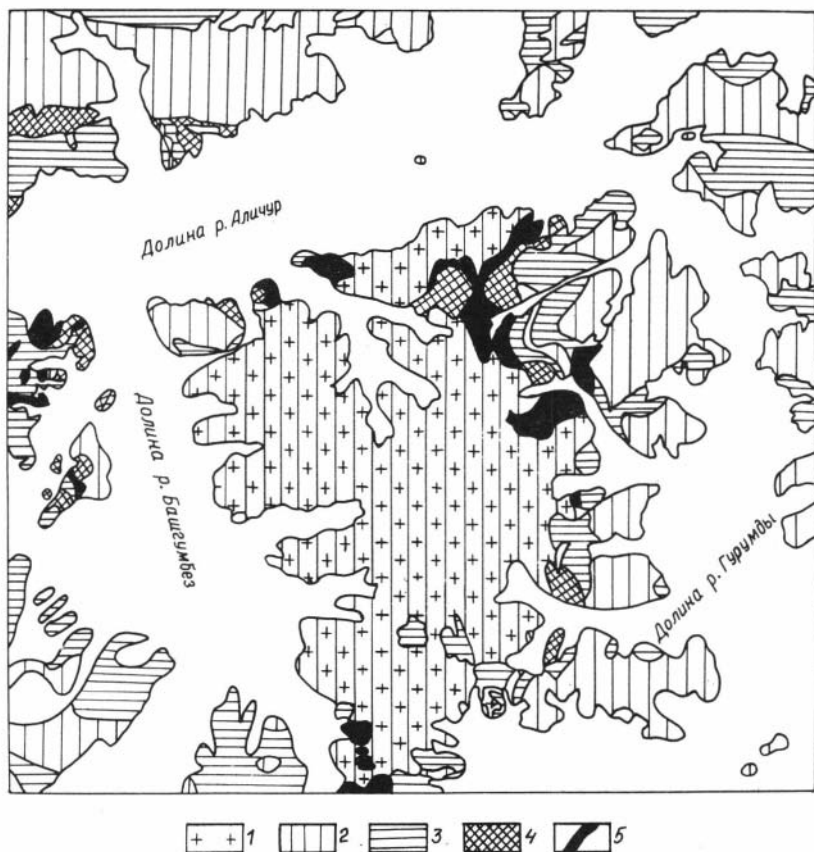


Рис. 5. Схема распределения петроплотных групп горных пород Башгумбеского гранитоидного массива и его обрамления. Составили В.Е. Верхотуров, О.А. Сусин.

1 - гранитоиды Башгумбеского массива; 2-5 - петроплотные группы ( $\text{г/см}^3$ ): 2 - 2,59-2,68, 3 - 2,69-2,78, 4 - 2,79-2,88, 5 - 2,89 и более.

цевые породы истыкской серии, развитые на удалении от Башгумбеского массива, а также карбонатно-кремнистые образования верхней перми - триаса. Вторая охватывает ороговикованные отложения истыкской серии, мурзабекскую, ирикьякскую и ташджилгинскую толщи, а также интрузивные породы корумдинского тоналит-гранодиоритового комплекса. Третья и четвертая группы представлены скарнированными песчано-сланцевыми породами истыкской серии, вулканитами чатыр-ташской толщи и габброидами глыксурдинского комплекса ( $T_3?$ ), массив которых расположен по левому борту р. Башгумбес /Буданов, Дмитриев, 1976/. Пятая и шестая группы включают вулканиты основ-

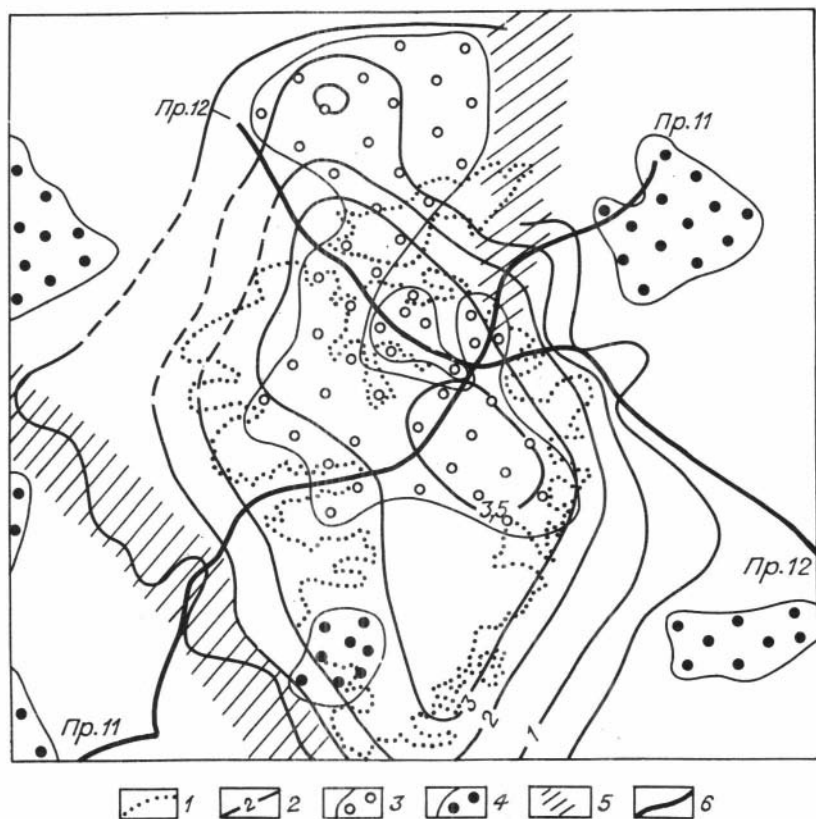


Рис. 6. Схема районирования поля силы тяжести и структурные элементы, выделяемые по гравиметрическим данным.

1 - контур выходов гранитоидов Башгумбезского массива; 2 - изолинии мощностей массива, отсчитываемые от физической поверхности рельефа; 3,4 - локальные аномалии поля силы тяжести: отрицательные (3), положительные (4); 5 - разрывные нарушения; 6 - геофизические профили 11 и 12.

ного состава чатырташской толщи (?) и базит-ультрабазиты глыксурдинского комплекса.

Схема размещения петроплотных групп пород составлена с учетом эффективности величины избыточной плотности, равной  $0,09 \text{ г/см}^3$  (утроенная погрешность определения). Контурные петроплотных групп не всегда совпадают с реальными геологическими границами (рис. 5). Выделено четыре петроплотных группы пород с интервалами следующих значений: 2,59-2,68; 2,69-2,78; 2,79-2,88; более  $2,88 \text{ г/см}^3$ .

Первая группа объединяет гранитоиды башгумбезского и ламирско-шугнанского комплексов, юрские известняки и песчано-сланцевые от-



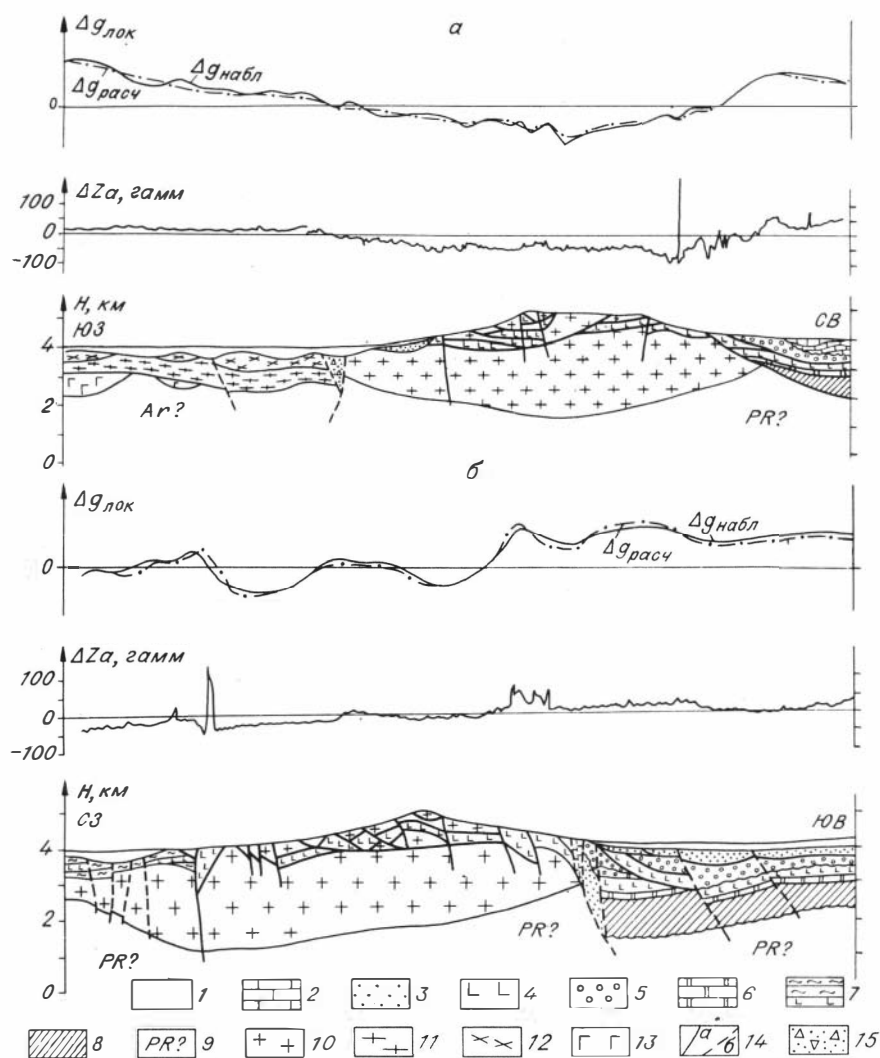


Рис. 7. Геолого-геофизические профили 11 (а) и 12 (б).

1 - четвертичные отложения; 2 - юрские известняки; 3 - песчанико-сланцевые отложения истыкской серии ( $T_3$ ); 4 - эффузивы основного состава чатырташской толщи ( $T_{2-3}?$ ); 5 - ташджилгинская конгломератовая толща ( $T_3?$ ); 6 - карбонатно-кремнистые отложения ( $P_2-T_3$ ); 7 - сланцы, вулканиты основного состава и амфиболиты северо-аличурской серии ( $P_1?$ ); 8 - песчанико-сланцевые отложения базардаринской серии ( $C_3-P_1$ ); 9 - образования кристаллического фундамента (доверхнекаменноугольные отложения); 10-11 - гранитоиды Башгумбезского массива (10) и Памирско-Шугнанского плутона ( $PR?-K_1?$ ) (11); 12 - гнейсо-

тоналиты и кварцевые гнейсы-диориты корумдинского комплекса ( $PR_1$  ?); 13 – породы, отвечающие по плотности вулканитам чатырташской толщи или габброидам глыксурдинского комплекса; 14 – разрывные нарушения (а – достоверно установленные, б – предполагаемые); 15 – зона дробления.

---

ложения истыкской серии. Во вторую группу входят ороговикованные образования истыкской серии, ташджилгинская и ириякская толщи, магматические породы корумдинского комплекса. Третью и четвертую группы с повышенной и высокой плотностью представляют скарноиды в северном экзоконтакте Башгумбезского массива, вулканиты чатырташской и мурзабекской толщ, а также габброиды и ультрабазиты глыксурдинского комплекса.

При сравнительном анализе петроплотностных и петромагнитных схем размещения горных пород обращает на себя внимание тождественность их основных черт и соответствие конкретным геологическим телам, выходящим на современную поверхность эрозионного среза. Это позволяет резко уменьшить неопределенность при математическом моделировании гравиметрических данных, их сопоставлений с результатами аэромагнитной съемки и при последующей геологической интерпретации.

Аэромагнитные данные. Судя по характеру магнитного поля, на площади Башгумбезского массива положение аномалий хорошо согласуется с распределением на поверхности петромагнитных групп горных пород. Значительные аномалии, необъяснимые исходя из поверхностного геологического строения района, отсутствуют. Единственным исключением является слабопроявленная положительная аномалия (+50 нТл), расположенная юго-западнее Башгумбезского массива. Вероятнее всего, эта аномалия связана с влиянием основных пород глыксурдинского (?) комплекса, перекрытых на поверхности немагнитными образованиями корумдинского и памирско-шугнанского гранитоидных комплексов. Этому выводу не противоречат и результаты гравиметрических исследований.

Гравитационные данные\*. Непосредственно для района Башгумбезского интрузива и его обрамления характерно резко дифференцирован-

---

\* Количественная оценка связи поля силы тяжести с особенностями геологической структуры проводилась путем математического моделирования по серии интерпретационных профилей на микроЭВМ "Электроника-ДЗ-28". Геологические разрезы построены путем наращивания мощностей сверху вниз с учетом стратиграфических подразделений до предполагаемого кристаллического фундамента. На основании геологического разреза и имеющихся данных о плотности горных пород составлялась петроплотностная модель, причем каждое реальное геологическое тело определенной плотности аппроксимировалась многогранной призмой, ограниченной по простиранию. С использованием аналитического выражения поля силы тяжести от произволь-

ное поле силы тяжести, представленное комбинацией локальных минимумов и максимумов и разделяющих их градиентных зон (рис. 6). Интенсивный минимум поля силы тяжести однозначно связывается с гранитоидами Башгумбезского массива. Площадь невоскрытой части массива по данным математического моделирования шести профилей составляет  $\sim 230 \text{ км}^2$  и намного превышает его обнаженную часть. Форма интрузива в плане очерчивается параллелограммом с длинной осью, вытянутой в субмеридиональном направлении. Глубинная морфология массива и его положение во вмещающих структурах иллюстрируются двумя геолого-геофизическими разрезами (рис. 7).

В целом Башгумбезский массив имеет плитообразную (чечевицеобразную) форму. Его нижняя кромка относительно пологая, что подтверждается во всех расчетных профилях. Интрузив бескорневой, имеет конечные контуры в плане и на глубине. Аликальная поверхность его неровная, напоминает свод с провесами кровли.

Плитообразную форму массива, ограниченного по мощности глубинами 4–5 км, можно объяснить срезанием его подошвы горизонтальным надвигом в верхней части земной коры. Тектоническая расслоенность коры на глубинах 5–6 км фиксируется с помощью геофизических методов в виде мощных зон повышенной трещиноватости и косвенно подтверждается бескорневым типом большинства крупных гранитоидных массивов, расположенных в структурах Юго-Востоchnого Памира.

О характере значительных горизонтальных перемещений свидетельствуют многочисленные надвиги, отмеченные Р.Т. Беляевой в его верхней части, а также полученные гравитационными и аэромагнитными исследованиями данные о присутствии в центральной части массива невоскрытых маломощных пластин высокоплотных пород, которые могут трактоваться как тектонические чешуи вулканитов чатырташской толщи.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

### И ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

До начала крупномасштабных геолого-съемочных работ Башгумбезский интрузив наиболее детально был изучен Л.В. Идрисовой /1971/, которая рассматривала его как пластообразное тело с хорошо выраженным зональным строением. Были выделены четыре фациальные разновидности (от эндоконтактовых среднезернистых через

---

ного многогранника, полученного Г.Г. Кравцовым (ЛГУ), рассчитывался прямой гравитационный эффект от всей системы призм, т.е. вычислялось так называемое "нулевое приближение". Коррекция модели по плотности и геометрии тел проводилась путем последовательных приближений до тех пор, пока соответствие теоретически рассчитанной кривой с наблюдаемыми значениями поля не превышало двойной погрешности определения аномалии Буге.

крупнозернистые порфиридные до грубозернистых пегматоидных) двуслюдяных гранитов, постепенно сменяющие друг друга от восточного к западному контакту. Смена фаций в плане в то же время отражала вертикальную зональность, причем эндоконтактовая фация соответствовала аликальной, а пегматоидная – подошвенной частям интрузива. Мелкозернистые и аплитовидные граниты поздней (дополнительной) и жильной интрузивных фаз представлены мелкими пластообразными телами (до 10 м мощностью).

Данные, полученные Р.Т. Беляевой в ходе геолого–съемочных работ, позднее полностью подтвердившиеся при тематических исследованиях, указывают на многофазный характер интрузива. Особенности его внутреннего строения определяются в первую очередь гомодромным внедрением нескольких интрузивных тел или их групп, менявших свой состав от кварцевых диоритов до лейкогранитов. Схема формирования магматических пород Башгумбезского массива имеет следующий вид (от ранних к поздним интрузивным фазам):

мелко–среднезернистые кварцсодержащие биотитовые диориты и крупнозернистые биотитовые гранодиориты;

мелко–среднезернистые порфиридные кордиерит–двуслюдяные адамеллиты и граниты;

крупновкрапленные кордиерит–двуслюдяные граниты с фацией равномернозернистых и пегматоидных гранитов;

грубозернистые равномерно–зернистые (иногда порфиридные) кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты;

среднезернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты;

мелкозернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты;

жильная серия пород – мелкозернистые аплитовидные двуслюдяные граниты и аплиты;

поздние дайки диоритовых порфиритов, спессартитов, гранодиорит–порфиритов и гранит–порфиритов.

Первая интрузивная фаза. Породы этой фазы развиты весьма скудно, площадь их выходов не превышает 0,1 км<sup>2</sup>. Здесь условно объединены две разновозрастные группы пород: мелко–среднезернистые кварцсодержащие биотитовые диориты и рвущие их крупнозернистые биотитовые гранодиориты. На южной оконечности массива обе разновидности в виде единого блока–ксенолита находятся среди крупновкрапленных кордиерит–двуслюдяных гранитов, которые, в свою очередь, прорваны телом мелкозернистых двуслюдяных лейкогранитов (см. рис. 2). Биотитовые диориты отмечаются также и в других частях массива в виде ксенолитов неправильной формы (до 2–3 м в поперечнике). Возможно, они представляли собой единое тело, позднее полностью дезинтегрированное в результате внедрения крупных объемов гранитной магмы.

Диориты – плотные черно–серые и черные мелкозернистые породы, сильно обогащенные биотитом. Кроме биотита (30–35%) в их состав входят кварц (10–15%), плагиоклаз (20–35%), решетчатый микроклин (15–25%), мусковит (1–5%), апатит (< 1,5–2%), ильменит (< 1,0%), циркон (1000–1700 г/т), турмалин (60–1400 г/т) и анатаз (140–190 г/т). В знаковых количествах отмечаются

эпидот, арсенопирит, пирит, рутил и др. (см. табл. 10). Структура их гипидиоморфно-зернистая.

Плагиоклаз в южном теле слабо зонален (27–32% Ан), в других частях массива варьирует от олигоклаза до основного андезина (16–32–47% Ан, 22–40; 22–32; 24–40% Ан). Красно-коричневый биотит ( $f = 62,3-67,8\%$ , см. табл. 3) образует субидиоморфные укороченные пластинки (0,2–1,2 мм в поперечнике), которые содержат включения циркона с псевдохроичными двориками и зерна апатита. Очень редко отмечаются псевдоморфозы по кордиериту (один-два случая на 10 шлифов). По химизму (см. табл. 5, № 1–16, табл. 6–8) эти породы относятся к ряду диоритов – кварцевых диоритов повышенной глиноземистости и калиевости.

Гранодиориты – серые крупнозернистые породы, очень близкие по видовому минеральному составу к кварцевым диоритам. Их отличия по химизму (см. табл. 5, № 17–21, табл. 6–8) вызваны в первую очередь более высоким содержанием кварца (до 20–25%) и соответственно более низким – биотита (15–20%). Соотношение полевых шпатов сохраняется. Плагиоклаз незонален или слабо зонален, по содержанию анортитового компонента отвечает олигоклазу (20% Ан; 20–22; 24–26; 22–27% Ан). Породы изменены, что выражено в интенсивной серицитизации плагиоклаза и замещении его калишпатом. Биотит хлоритизирован.

Вторая интрузивная фаза. Адамеллиты и граниты второй фазы тяготеют к периферийным частям массива, образуя четыре самостоятельных тела общей площадью  $\sim 2,1$  км<sup>2</sup>. С диоритами и гранодиоритами они не соприкасаются, повсеместно прорваны гранитоидами поздних фаз. Их возрастное положение подтверждается многочисленными находками ксенолитов (размеры до первых метров в поперечнике) в гранитах третьей, реже четвертой интрузивных фаз. Формы ксенолитов изометричные или угловатые, границы четкие, хотя нередко наблюдаются гранитизация и калишпатизация (рис. 8, а). Контакты с вмещающими породами как тектонические, так и рвущие.

Гранитоиды содержат большое количество слюдистых включений кристаллических сланцев с силлиманитом, андалузитом, гранатом, кордиеритом, шпинелью и корундом. Благодаря большому числу включений и их равномерной распространенности нередко наблюдаются взаимоотношения типа “ксенолиты в ксенолитах” (см. рис. 8, а).

По внешнему облику адамеллиты и граниты второй фазы – серые или темно-серые мелко-среднезернистые породы порфиroidного строения. Вкрапленники (10–15% от общего объема) сложены олигоклазом, кордиеритом (или его псевдоморфозами), кварцем округлой формы и биотитом. Размеры вкрапленников от 3–5 до 8–13 мм. Кроме того, часто отмечаются порфиробластические кристаллы калиевого полевого шпата (до 5–6 см по удлинению), придающие породам резко порфировую структуру.

О количественных соотношениях можно судить по данным табл. 9, в которой приведены процентные содержания минералов, рассчитанные с учетом их реального химического состава и состава породы /Кар-

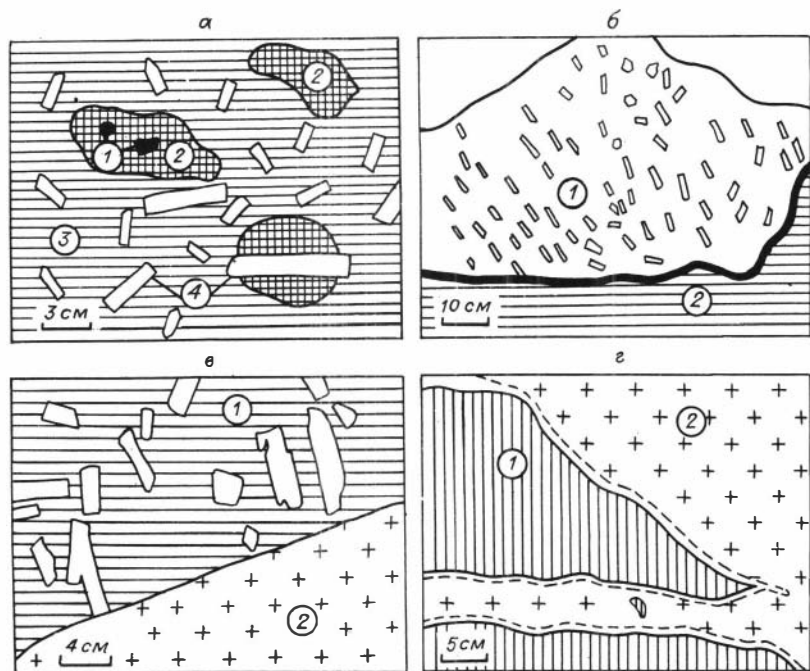


Рис. 8. Зарисовки некоторых обнажений Башгумбезкого интрузива (по материалам Р.Т. Беляевой).

а - ксенолиты гранодиоритов и адамеллитов второй фазы (2) в крупновкрапленных гранитах третьей фазы (3). Один из ксенолитов пересекается крупным порфиробластическим кристаллом калиевого полевого шпата (4), в другом наблюдаются мелкие включения кристаллических сланцев (1).

б - крупновкрапленные граниты третьей фазы (1) прорваны равномерно-зернистыми гранитами четвертой фазы (2). На контакте наблюдается трех-четырёхсантиметровая оторочка биотита.

в - порфировые выделения калиевого полевого шпата в крупновкрапленных гранитах третьей фазы (1) срезаются среднезернистыми гранитами пятой фазы (2).

г - граниты пятой фазы (2) дают апофизы во вмещающие ороговикованные породы (1) истыкской серии. Четко видна маломощная зона закалки.

бышев, 1982/. В значительных количествах присутствуют ильменит, апатит, турмалин и циркон (см. табл. 10).

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: раннемагматическим андезин-лабрадором (35-56% Ан) в ядрах кристаллов; средне-позднемагматическим олигоклазом, слагающим порфиритовые выделения (20-22% Ан; 20-23; 23-25; 20-26% Ан; и т.д.) и подавляющую часть зерен основной массы (18-32% Ан; 20-28; 22-36; 26-32; 26-34% Ан).

Таблица 3. Химический состав и кристаллохимические коэффициенты биотитов из магматических пород Башгумбезского массива

Компо- нент	Диориты, первая фаза			Адамеллиты, вторая фаза						Граниты, третья фаза			
	К-6/1	1965*	К-93*	1916/2*	3069*	3220*	3222а	3222*		К-14*	239*	1915*	
								центр	край				
SiO <sub>2</sub>	34,7	35,6	35,4	34,7	35,1	34,6	35,1	34,2	34,8	35,2	36,9	35,1	
TiO <sub>2</sub>	3,62	3,02	3,26	3,24	3,52	3,66	3,72	3,71	3,52	3,34	2,84	3,32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,32	19,35	19,11	19,20	19,74	18,99	18,78	18,57	18,93	19,24	20,92	18,90	
FeO	20,86	19,95	20,75	19,96	19,18	21,03	21,05	22,65	21,59	21,81	19,28	20,79	
MnO	0,24	0,21	0,23	0,43	0,24	0,30	0,20	0,26	0,27	0,45	0,48	0,46	
MgO	6,50	7,76	6,36	6,39	6,20	6,22	6,16	6,06	5,70	6,34	5,33	6,36	
CaO			Не определялось						0,08	0,10			
BaO	0,10	0,08	0,23	0,06	0,04	0,12	0,27	Не опр.		0,15		0,13	
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,15	0,29	0,17	0,31	0,30	0,29	0,20	0,16	0,21	0,16	0,20	
K <sub>2</sub> O	9,65	9,46	9,60	9,21	9,41	9,09	9,12	9,78	9,67	9,60	9,69	9,28	
Σ	95,15	95,58	95,00	93,36	93,74	94,31	94,69	95,51	99,24	96,34	95,60	94,34	
Si	2,675	2,708	2,723	2,710	2,715	2,689	2,716	2,658	2,704	2,691	2,782	2,718	
Ti	0,210	0,173	0,189	0,190	0,205	0,214	0,216	0,217	0,206	0,192	0,161	0,193	
Al	1,756	1,735	1,733	1,768	1,800	1,740	1,713	1,702	1,733	1,734	1,860	1,726	
Fe <sup>2+</sup>	1,345	1,269	1,335	1,303	1,241	1,367	1,362	1,473	1,403	1,394	1,216	1,347	
Mn	0,016	0,014	0,015	0,028	0,016	0,020	0,013	0,017	0,018	0,029	0,031	0,030	
Mg	0,747	0,880	0,729	0,744	0,715	0,720	0,710	0,702	0,661	0,722	0,599	0,734	
Ca								0,007	0,008				
Ba	0,003	0,002	0,007	0,002	0,001	0,004	0,008					0,004	
Na	0,024	0,022	0,043	0,026	0,046	0,045	0,044	0,030	0,024	0,031	0,023	0,030	
K	0,949	0,918	0,942	0,918	0,929	0,901	0,900	0,970	0,958	0,936	0,932	0,917	
Σ	7,724	7,721	7,715	7,688	7,668	7,700	7,683	7,776	7,715	7,729	7,604	7,699	
f <sub>1</sub>	67,8	62,3	67,8	67,2	67,2	69,0	69,1	70,9	71,1	69,1	70,1	68,1	
f <sub>2</sub>	64,3	59,1	64,7	63,7	63,5	65,5	65,7	67,7	68,0	65,9	67,0	64,7	

Компонент	Граниты, третья фаза									Граниты, пятая фаза		
	1920*	1921/2	1936		1943*	1948*	1956/4	1954/5	3156*	1985/1	1985/2	3237*
			зерно 1	зерно 2								
SiO <sub>2</sub>	35,1	35,6	35,8	35,3	34,9	35,4	35,6	35,6	35,7	36,4	36,6	36,8
TiO <sub>2</sub>	2,85	3,06	3,71	3,84	3,89	3,85	3,41	3,55	4,13	2,41	2,93	3,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,97	19,27	19,90	19,53	19,57	20,15	20,19	20,13	19,90	21,29	20,89	21,16
FeO	20,67	21,46	20,46	19,89	20,30	21,27	19,73	19,56	20,88	19,62	19,27	20,36
MnO	0,38	0,41	0,45	0,43	0,43	0,41	0,44	0,64	0,43	0,75	0,71	0,65
MgO	6,72	6,75	6,76	6,49	5,91	5,35	5,69	5,26	5,31	3,36	4,08	3,04
CaO				Не определялось								
BaO	0,14	0,05	0,08	0,06	0,20			0,21	0,03	0,04	0,07	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,17	0,18	0,27	0,29	0,15	0,22	0,13	0,16	0,07	0,14	0,16
K <sub>2</sub> O	9,19	9,52	9,71	9,30	9,40	9,67	9,13	9,90	9,63	9,58	9,54	9,72
Σ	94,25	96,29	97,05	95,11	94,89	96,25	94,41	94,98	96,17	93,52	94,23	95,41
Si	2,723	2,710	2,691	2,700	2,689	2,686	2,730	2,731	2,711	2,813	2,804	2,799
Ti	0,166	0,175	0,210	0,221	0,225	0,220	0,197	0,205	0,236	0,140	0,169	0,194
Al	1,735	1,729	1,764	1,761	1,778	1,803	1,826	1,820	1,782	1,940	1,887	1,897
Fe <sup>2+</sup>	1,341	1,366	1,286	1,272	1,308	1,350	1,266	1,255	1,326	1,268	1,235	1,295
Mn	0,025	0,026	0,029	0,028	0,028	0,026	0,029	0,042	0,028	0,049	0,046	0,042
Mg	0,777	0,766	0,757	0,740	0,679	0,605	0,650	0,601	0,601	0,387	0,466	0,345
Ca												
Ba	0,004	0,001	0,002	0,002	0,006			0,006	0,001	0,001	0,002	0,004
Na	0,035	0,025	0,026	0,040	0,043	0,022	0,033	0,019	0,024	0,010	0,021	0,024
K	0,910	0,925	0,931	0,908	0,924	0,937	0,893	0,969	0,933	0,945	0,932	0,943
Σ	7,715	7,725	7,696	7,672	7,680	7,649	7,623	7,648	7,641	7,554	7,561	7,542
f <sub>1</sub>	66,4	67,2	66,8	67,3	69,7	72,5	69,6	71,4	72,6	79,0	75,7	81,6
f <sub>2</sub>	63,8	64,1	62,9	63,2	65,8	69,1	66,1	67,6	68,8	76,6	72,6	79,0

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, для которых определен химический состав породы. Анализы биотитов выполнены на микрозондах JXA-5A и "Самбах" в ИГиГ СО АН СССР, аналитик О.Н. Майорова.

$$f_1 \text{ (общая железистость)} = \frac{\Sigma \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\Sigma \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Mg}} \cdot 100\%, \quad f_2 \text{ (частная железистость)} = \frac{\Sigma \text{Fe}^{2+}}{\Sigma \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%.$$



Красно-коричневый биотит ( $N_m = 1,645-1,655$ ;  $f = 67,2-69,3$ ; см. табл. 3) вместе с мусковитом образует пластинчатые выделения, нередко дающие сростки. Широко проявлен вторичный мусковит, замещающий полевые шпаты (серицит) или обрастающий биотит. На границах слюд иногда встречаются симплектитовые вроски магнетита, указывающие на реакционный тип замещения биотита мусковитом с выпадением железа в виде собственных минералов.

Кордиерит образует столбчатые кристаллы до 8–12 мм по удлинению. В тех редких случаях, когда наблюдается свежий кордиерит, он не содержит включений других минералов и имеет реакционную мусковитовую кайму. В обр. 3222 был проанализирован секториальный кордиерит (тройник) округлой формы (диаметр зерна 6,5 мм). Химический состав слабо варьирует от центра к краю (см. табл. 4): железистость падает от 56,3 до 53,2%, содержание воды возрастает от 2,13 до 2,4 мас. %.

По валовому химическому составу (см. табл. 5, № 22–56, табл. 6–8) среди описанных выше пород преобладают адамеллиты высокой глиноземистости ( $Al_2O_3 > 14,0$  мас.% в 28 анализах из 35, что соответствует 63–92% на всю совокупность)\*. Щелочность ( $Na_2O + K_2O$ ) находится на уровне 7,5–8,5 мас.% при постоянном преобладании калия над натрием.

Третья интрузивная фаза. Крупновкрапленные кордиерит–двуслюдяные граниты третьей фазы – самая распространенная разновидность пород (~ 57 км<sup>2</sup>). Они слагают центральную часть массива и выходят на его флангах, погружаясь под вмещающие породы (см. рис. 2). Возрастное положение определяется однозначно. Породы ранних фаз присутствуют в крупновкрапленных гранитах в виде ксенолитов, поздние граниты их рвут, что подтверждается срезанием вкрапленников калишпата, появлением на контактах зон закалки и мелкочешуйчатых биотитовых оторочек (см. рис. 8, б, в).

Граниты содержат многочисленные включения кристаллических сланцев, равномерно распространенные по площади массива. По внешнему облику они неотличимы от метаморфических включений в адамеллитах и сложены тем же набором минералов (см. подробнее гл. 4).

Граниты представляют собой светло–серые породы, в которых крупные порфировидные выделения калиевого полевого шпата (до 8–10 см по удлинению) четко выделяются на фоне грубозернистой матрицы. Последняя, в свою очередь, состоит из кордиерит–биотит–кварц–плаггиоклазового каркаса, сцементированного мелкозернистым агрегатом лейкогранитового состава. Структура неравномерно–зернистая с характерным высоким идиоморфизмом плаггиоклаза и темноцветных минералов по отношению к кварцу и калишпату. Количественные соотношения породообразующих минералов приведены в табл. 9.

---

\*Здесь и далее при оценке 95%-ной доли того или иного параметра в общей совокупности используются его верхние и нижние пределы, рассчитанные для случая биномиального распределения /Большев, Смирнов, 1965; Белоусов и др., 1982/.

Таблица 4. Химический состав и формульные коэффициенты кордиерита из гранитоидов второй фазы Башгумбеского массива

Компонент, мас.%	Обр. 3222		Формуль- ные коэф- фициенты	Обр. 3222	
	центр	край		центр	край
SiO <sub>2</sub>	46,35	46,63	Si	4,952	4,939
TiO <sub>2</sub>	-	-	Ti	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,81	32,27	Al	4,005	4,029
FeO	12,64	12,13	Fe <sup>2+</sup>	1,129	1,074
MnO	0,42	0,41	Mn	0,038	0,037
MgO	5,50	5,97	Mg	0,875	0,942
CaO	-	-	Ca	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,26	Na <sup>-</sup>	0,090	0,052
H <sub>2</sub> O	2,13	2,40	OH <sup>-</sup>	0,856	0,768
Σ	99,28	100,07	Σ	11,945	11,841
N <sub>m</sub>	1,559	1,560	f <sub>1</sub>	57,1	54,1
			f <sub>2</sub>	56,3	53,2

Примечание. Химические составы биотита из обр. 3222 и самого обр. 3222 приведены соответственно в табл. 3 и 5. Кордиерит анализировался на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР, аналитик О.Н. Майорова, кол. А.Г. Владимирова. Содержание воды определялось по железистости кордиерита - f<sub>1</sub> и показателю преломления - Nm [Lepetzin e. a., 1976]. Показатель преломления определялся в пластинке с поправкой на ориентировку минерала [Булгакова, Кривенко, 1966].

$$f_1 = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100\%; \quad f_2 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%.$$

В роли аксессуарных выступают апатит, ильменит, циркон, турмалин и др. (см. табл. 10).

Кварц содержит мелкие включения плагиоклаза и биотита, по отношению к крупным выделениям этих минералов всегда ксеноморфен. В периферийных частях массива, где породы подвержены сильному катаклазу, кварц обычно представлен перекристаллизованными мелкозернистыми скоплениями с зубчатыми краями отдельных зерен.

Калиевый полевой шпат в основной массе гранитов явно ксеноморфен и включает в себя все прочие минералы. Он представлен решетчатым микроклином, значительно реже микроклин-пертитом. В порфировых выделениях, наоборот, преобладают обычно сдвойникованные микроклин-пертиты с интенсивным развитием ленточных и пятнистых структур. Большая часть выделений калиевого полевого шпата имеет метасоматическое (автометасоматическое?) происхождение. В пользу этого свидетельствует их строение (они содержат реликты плагиоклаза, слюд и целые участки гранитной матрицы), а

Таблица 5. Химический состав магматических пород Башгумбезского массива, мас.%

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.л.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	13	15
Первая фаза														
Кварцевые диориты														
1	4475в	53,21	1,25	20,85	1,50	7,09	0,12	2,42	1,82	2,30	6,00	2,00	0,60	99,16
2	4476	53,88	1,23	17,81	2,46	5,76	0,11	1,81	3,79	2,76	5,00	3,04	0,74	98,39
3	4489ж	56,24	1,60	16,98	0,26	7,84	0,11	2,70	2,24	3,00	6,00	2,42	0,79	100,18
4	4476а	56,81	1,13	19,48	1,64	5,94	0,11	2,02	2,52	3,20	4,30	1,40	0,66	99,21
5	4475б	57,65	0,98	19,74	1,58	5,22	0,10	2,01	1,68	2,60	5,00	1,86	0,50	98,92
6	2369в	57,99	1,92	15,22	1,61	7,77	0,04	1,94	2,19	2,20	5,20	2,30	1,14	99,52
7	4489д	58,00	1,56	16,61	0,60	7,70	0,10	2,80	1,68	2,50	6,20	1,67	1,10	100,52
8	4489з	58,68	1,48	16,42	0,33	7,34	0,11	2,50	1,84	2,30	6,00	2,08	1,00	100,08
9	4489е	58,69	1,46	16,11	1,37	7,21	0,10	2,46	1,78	2,20	5,90	1,79	1,12	100,19
10	4476б	58,78	1,28	17,91	1,35	5,72	0,10	1,91	2,10	2,85	5,00	1,17	0,74	98,91
11	4489к	58,97	1,40	16,61	0,18	7,05	0,10	2,56	1,82	2,70	5,80	2,03	0,78	100,00
12	4489и	59,55	1,40	16,61	0,53	6,91	0,10	2,40	1,40	2,49	6,00	1,70	1,00	100,09
13	4476в	59,64	0,85	16,79	0,41	5,90	0,10	2,61	3,51	2,60	5,00	0,94	0,54	98,89
14	К-93	62,24	1,42	16,36	2,08	5,00	0,14	1,95	1,74	2,50	4,20	1,88	0,70	100,21
15	1965	62,41	1,30	15,42	1,87	4,73	0,08	2,00	2,78	3,95	3,19	1,75	0,78	100,26
16	1910/3	62,90	0,85	15,96	1,24	4,43	0,09	1,79	1,05	1,94	7,24	1,49	0,65	99,63
Гранодиориты														
17	2369а	64,56	1,00	15,22	0,13	4,78	0,10	1,00	1,41	3,70	4,28	2,68	0,79	99,65
18	4489б	65,04	0,60	16,98	0,12	3,71	0,06	1,50	1,54	3,50	5,10	1,41	0,51	100,07
19	4489в	65,08	0,72	16,42	0,13	3,85	0,06	1,50	1,82	3,10	4,20	2,63	0,60	100,11
20	4489г	65,38	0,70	16,98	0,12	4,14	0,07	1,50	1,54	3,40	5,00	1,63	0,55	101,01
21	4489а	66,06	0,59	16,85	0,21	3,23	0,05	1,28	1,64	3,65	4,02	1,55	0,47	99,60

## Вторая фаза

Среднезернистые порфириовидные кордиерит–двуслюдяные адамеллиты и граниты

22	2033	67,50	0,52	15,22	0,19	3,14	0,07	0,86	2,54	3,38	3,80	2,36	0,28	99,86
23	K-158/1	67,70	0,61	16,39	0,90	1,85	0,05	0,80	1,94	2,88	5,60	0,84	0,34	99,90
24	4489л	68,00	0,70	14,21	0,29	3,49	0,05	1,25	1,59	2,80	5,50	1,54	0,62	100,04
25	1916/2	68,15	0,42	16,12	0,47	1,93	0,04	0,59	1,47	3,03	6,48	0,98	0,29	99,97
26	4489о	68,24	0,62	14,21	0,20	3,06	0,04	1,09	1,40	3,40	5,40	1,59	0,56	99,81
27	4489л	68,35	0,69	14,64	0,28	3,37	0,05	1,08	1,43	2,74	5,14	1,22	0,72	99,71
28	2344	68,39	0,58	15,65	0,28	2,84	0,05	0,55	1,57	2,96	4,88	1,17	0,30	99,22
29	4489м	68,40	0,66	15,13	0,32	3,24	0,04	1,04	1,40	2,80	5,50	1,12	0,88	100,53
30	3219	68,44	0,58	15,72	1,03	2,09	0,06	0,75	2,15	3,25	3,83	1,77	0,28	99,95
31	2032а	68,68	0,53	15,25	0,16	3,36	0,08	0,96	2,47	3,18	3,38	1,34	0,25	99,64
32	2152	68,69	0,62	15,38	0,12	3,93	0,06	1,22	2,44	2,60	3,10	1,10	0,25	99,51
33	4489г	68,78	0,64	14,76	0,24	3,24	0,04	1,20	1,12	2,86	5,50	1,20	0,50	100,08
34	K-158/2	68,86	0,56	15,80	0,78	1,85	0,06	0,80	1,56	3,00	5,00	1,30	0,34	99,91
35	2031в	68,86	0,55	15,20	2,15	1,54	0,06	0,99	1,73	3,10	3,80	1,25	0,27	99,50
36	2032б	68,89	0,55	15,29	0,29	3,00	0,06	0,89	2,24	3,28	3,60	1,20	0,27	99,56
37	3218	68,90	0,55	15,72	0,60	2,03	0,06	0,80	1,39	3,17	4,33	2,02	0,28	99,85
38	2369б	68,98	0,71	14,65	0,07	3,67	0,08	0,59	1,15	3,13	4,72	1,22	0,50	99,47
39	K-158/30	69,08	0,55	15,38	0,89	1,99	0,04	0,70	1,80	3,00	4,99	0,95	0,34	99,71
40	2031	69,17	0,57	15,60	0,20	3,42	0,06	0,92	1,72	3,08	3,80	1,21	0,25	100,00
41	2032	69,22	0,52	15,29	0,06	3,68	0,06	0,79	1,93	3,00	3,60	1,13	0,27	99,55
42	1921/1	69,32	0,38	15,75	0,54	1,99	0,06	0,69	1,33	2,98	5,32	1,05	0,31	99,72
43	3220	69,36	0,60	15,38	0,95	2,07	0,06	0,80	2,08	3,10	3,90	1,27	0,30	99,87
44	2033а	69,39	0,56	15,10	0,16	3,07	0,07	1,10	2,20	3,04	3,74	1,07	0,07	99,57
45	2150	69,82	0,27	15,20	0,13	2,16	0,04	0,80	1,32	3,28	5,20	0,88	0,32	99,42
46	3217	69,86	0,46	15,55	0,85	1,80	0,06	0,75	1,67	3,33	4,08	1,70	0,25	100,36
47	K-3	69,88	0,48	15,55	0,59	1,90	0,06	0,70	1,39	3,15	4,80	1,13	0,35	99,98
48	2029	69,88	0,52	15,26	0,06	3,03	0,05	0,93	1,73	2,80	4,00	1,10	0,29	99,65
49	2008а	69,90	0,47	15,20	0,28	2,80	0,05	1,00	1,53	3,04	4,00	1,23	0,29	99,69
50	2379	69,96	0,62	15,21	0,11	2,62	0,09	0,54	1,41	3,20	4,50	0,91	0,34	99,51
51	3222	70,04	0,50	15,04	0,90	1,86	0,06	0,70	1,74	3,17	4,00	1,58	0,30	99,89
52	3069	70,30	0,38	15,17	0,47	1,78	0,04	0,63	1,39	3,06	4,87	1,22	0,28	99,59

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
53	3139	70,58	0,37	15,43	0,39	1,76	0,04	0,75	1,46	3,01	4,52	0,91	0,30	99,52
54	3068	70,81	0,34	15,10	0,52	1,40	0,03	0,65	1,25	3,06	4,79	1,29	0,30	99,54
55	3143	71,01	0,40	14,91	0,50	1,86	0,05	0,62	1,53	3,03	4,25	1,01	0,36	99,53
56	3071	71,46	0,38	14,85	0,53	1,74	0,04	0,90	1,04	2,89	4,47	1,21	0,28	99,79
Третья фаза														
Крупновкрапленные кордиерит-двуслюдяные граниты														
57	3182	70,06	0,32	15,72	0,50	1,58	0,05	0,50	0,97	3,50	5,52	1,15	0,32	100,19
58	1939	70,05	0,30	15,81	0,43	1,67	0,05	0,69	1,19	3,45	4,78	0,84	0,28	99,54
59	247	70,20	0,18	15,72	0,71	1,54	0,05	0,60	1,38	3,27	4,90	0,84	0,35	99,74
60	2454	70,40	0,32	15,58	0,37	1,87	0,05	0,92	0,89	3,60	4,60	0,80	0,16	99,56
61	3197	70,40	0,33	15,46	0,66	1,70	0,07	0,65	0,97	3,33	4,83	1,26	0,37	100,03
62	2418	70,56	0,30	15,30	0,18	2,16	0,05	0,53	1,47	3,39	4,50	0,79	0,34	99,57
63	K-130	70,60	0,37	15,55	0,93	1,34	0,06	0,70	1,39	3,33	4,33	0,84	0,32	99,76
64	1921/3	70,72	0,41	14,92	0,47	2,00	0,07	0,59	1,47	2,98	4,78	0,98	0,28	99,67
65	1921/1	70,74	0,28	15,28	0,40	1,42	0,05	0,39	1,19	3,35	4,83	1,35	0,28	99,56
66	K-14	70,80	0,41	15,12	0,59	1,90	0,06	0,60	1,18	3,23	4,54	0,97	0,34	99,74
67	K-116	70,86	0,33	15,72	0,35	1,52	0,04	0,45	0,90	3,23	4,83	1,25	0,27	99,75
68	K-5	70,90	0,47	15,55	0,58	1,78	0,06	0,75	1,32	3,23	4,15	1,16	0,35	100,30
69	2366	71,06	0,45	14,33	0,13	2,08	0,02	0,51	1,72	3,30	4,59	1,08	0,27	99,54
70	2393	71,10	0,35	14,80	0,35	1,70	0,05	0,50	1,20	3,80	4,86	0,80	0,30	99,81
71	2399	71,10	0,35	15,15	0,75	1,60	0,02	0,50	1,20	3,70	5,00	0,80	0,30	100,47
72	2413	71,14	0,26	15,03	0,32	1,65	0,06	0,36	1,39	3,40	4,71	1,37	0,22	99,91
73	3184	71,34	0,30	14,96	0,52	1,56	0,05	0,45	0,90	3,33	4,75	1,15	0,34	99,65
74	3185	71,36	0,27	15,21	0,66	1,13	0,05	0,40	0,97	3,33	5,30	1,10	0,31	100,09
75	2464	71,40	0,13	14,58	0,40	1,62	0,05	0,74	1,29	3,70	4,26	1,20	0,32	99,69
76	2007	71,40	0,27	15,20	0,20	1,84	0,06	0,63	1,63	2,70	4,20	1,00	0,36	99,49
77	239	71,40	0,31	15,04	0,50	1,32	0,05	0,50	1,11	3,27	4,70	1,11	0,32	99,63
78	K-151/1	71,42	0,40	15,21	0,70	1,26	0,05	0,60	1,11	3,10	4,69	0,83	0,31	99,68
79	246	71,44	0,36	15,21	0,44	1,66	0,06	0,60	1,11	3,27	4,40	0,89	0,40	99,84

80	2008	71,46	0,41	14,55	0,04	2,54	0,04	0,64	1,36	3,35	3,66	1,19	0,32	99,56
81	2340	71,49	0,44	14,55	0,08	2,60	0,03	0,55	1,57	3,32	3,76	0,97	0,37	99,73
82	2462	71,49	0,38	14,72	0,15	1,56	0,05	0,22	1,65	3,64	4,24	1,42	0,29	99,81
83	242	71,50	0,34	15,04	0,43	1,62	0,06	0,60	1,25	3,00	4,60	0,10	0,31	98,85
84	K-157/1	71,50	0,40	15,21	0,79	1,34	0,05	0,50	1,39	3,16	4,00	1,15	0,34	99,83
85	3186	71,52	0,32	15,01	0,77	1,50	0,06	0,40	1,10	3,58	4,60	1,23	0,31	100,40
86	1948	71,58	0,41	14,54	0,65	1,89	0,04	0,69	0,91	3,14	4,17	1,21	0,33	99,56
87	2456	71,58	0,32	15,20	0,26	1,51	0,05	0,83	0,63	3,48	4,40	1,20	0,12	99,58
88	243/1	71,60	0,34	14,87	0,75	1,22	0,04	0,60	1,11	3,00	5,00	0,94	0,34	99,81
89	3187	71,68	0,37	15,50	0,68	1,62	0,08	0,75	1,18	3,25	3,50	1,28	0,41	100,30
90	K-134	71,74	0,37	14,87	0,68	1,28	0,05	1,20	0,97	3,16	4,33	0,87	0,32	99,84
91	K-124	71,74	0,32	15,21	0,45	1,14	0,04	0,40	1,11	3,54	4,40	1,10	0,35	99,80
92	K-110/4	71,74	0,65	14,62	0,51	1,38	0,06	0,60	1,11	3,33	4,08	1,17	0,34	99,59
93	2455	71,79	0,35	14,97	0,29	1,36	0,07	0,41	0,86	3,60	4,50	1,15	0,15	99,50
94	2458	71,80	0,17	14,94	0,18	1,47	0,05	0,73	1,06	3,70	4,00	1,37	0,10	99,57
95	2476	71,80	0,28	14,68	0,20	1,80	0,05	0,65	0,79	3,60	4,80	0,90	0,30	99,85
96	2406	71,80	0,40	14,50	0,55	1,70	0,07	0,50	1,20	3,70	4,40	0,80	0,30	99,92
97	2416	71,82	0,30	14,50	0,06	1,94	0,05	0,54	1,06	3,52	4,60	0,97	0,14	99,50
98	2069	71,89	0,20	14,51	0,27	1,69	0,06	0,37	1,40	3,28	5,00	0,78	0,30	99,75
99	K-133	71,90	0,32	14,87	0,58	1,20	0,05	0,60	1,11	3,33	4,54	0,85	0,28	99,63
100	K-138	71,90	0,31	15,04	0,69	1,10	0,04	0,40	1,11	3,17	4,72	1,01	0,36	99,85
101	2120	71,90	0,27	14,87	0,40	1,83	0,06	0,43	1,23	3,40	4,28	0,72	0,35	99,74
102	2400	71,90	0,35	14,50	0,10	1,85	0,05	0,50	1,20	3,70	4,40	0,70	0,30	99,55
103	2450	71,90	0,18	14,78	0,24	1,47	0,05	0,47	1,53	3,60	4,20	0,94	0,22	99,58
104	2451	71,94	0,30	14,86	0,01	1,69	0,05	0,82	0,66	3,60	4,40	0,96	0,22	99,51
105	K-34	71,94	0,31	14,62	0,30	1,64	0,05	0,60	1,39	3,20	4,30	1,38	0,30	100,03
106	2083	71,97	0,30	14,87	0,23	2,37	0,06	0,74	1,58	2,80	4,00	0,70	0,37	99,99
107	1943	71,97	0,28	14,60	0,20	1,67	0,05	0,49	1,33	3,24	4,54	0,83	0,27	99,47
108	K-137	71,98	0,32	14,87	0,79	1,30	0,05	0,50	1,11	3,10	4,26	1,24	0,32	99,84
109	2394	72,00	0,41	14,88	0,09	1,75	0,05	0,50	1,06	3,45	4,10	0,96	0,26	99,51
110	2021	72,00	0,35	14,50	0,27	1,94	0,09	0,57	1,22	3,28	4,48	0,95	0,34	99,99
111	2459	72,00	0,41	14,88	0,09	1,75	0,05	0,50	1,06	3,45	4,10	0,96	0,26	99,51
112	2461	72,03	0,27	14,84	0,24	1,26	0,05	0,63	0,86	3,92	4,20	1,10	0,14	99,54

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
113	245	72,10	0,36	14,87	0,66	1,30	0,05	0,40	1,11	3,00	4,81	0,87	0,34	99,87
114	1915	72,15	0,40	13,99	0,86	1,78	0,06	0,79	1,33	3,25	3,77	1,12	0,28	99,78
115	2428	72,22	0,42	14,48	0,55	1,83	0,05	0,45	1,29	3,20	4,00	0,90	0,19	99,58
116	K-150/1	72,26	0,42	14,70	0,23	1,62	0,05	0,70	1,25	3,00	4,15	0,98	0,29	99,65
117	1946	72,27	0,26	15,05	0,35	1,60	0,05	0,39	1,33	2,91	4,07	0,97	0,25	99,50
118	K-135	72,32	0,30	14,87	0,42	1,40	0,04	0,40	1,11	3,41	4,33	1,03	0,26	99,89
119	1966/1	72,38	0,34	14,44	0,62	1,43	0,05	0,40	1,39	3,02	4,78	0,87	0,05	99,77
120	2314	72,40	0,40	13,80	0,30	2,15	0,07	0,65	1,20	3,65	3,80	0,85	0,35	99,62
121	1922	72,59	0,28	14,46	0,38	1,64	0,05	0,59	1,33	3,00	4,16	0,83	0,28	99,59
122	K-136	72,64	0,32	14,70	0,64	1,32	0,04	0,50	1,11	3,10	3,81	1,18	0,32	99,68
123	K-111/2	72,72	0,39	14,87	0,71	1,56	0,06	0,50	1,11	3,05	4,03	1,05	0,31	100,36
124	241	72,74	0,10	15,21	0,44	0,66	0,04	0,10	0,69	4,00	4,70	0,86	0,27	99,81
125	2470	72,80	0,32	14,48	0,14	1,80	0,05	0,65	1,05	3,20	4,00	1,00	0,28	99,77
126	K-145/1	72,86	0,28	14,53	1,02	1,20	0,04	0,60	1,11	2,81	4,16	0,94	0,26	99,81
127	1921/1	73,06	0,21	14,78	0,39	1,35	0,06	0,29	0,91	3,62	3,82	0,95	0,30	99,74
128	1920	73,28	0,28	13,93	0,46	1,57	0,05	0,59	1,05	2,70	4,68	0,76	0,25	99,60
Среднезернистые кордиерит-двуслюдяные граниты														
129	2074a	70,29	0,40	15,23	0,51	2,44	0,08	0,80	1,52	3,72	3,60	0,65	0,43	99,67
130	2085a	70,45	0,40	13,96	0,23	2,16	0,07	0,87	2,46	3,08	4,09	1,42	0,36	99,55
131	2074b	70,79	0,40	14,19	0,42	2,84	0,08	0,67	1,28	3,49	3,89	1,18	0,35	99,58
132	2068a	70,90	0,36	14,69	0,01	2,95	0,07	0,62	1,80	3,40	3,60	1,03	0,36	99,79
133	2065	71,00	0,36	14,03	0,06	3,60	0,07	0,56	1,76	3,40	3,60	1,42	0,36	100,22
134	2066	71,09	0,47	14,60	0,10	2,73	0,07	0,67	1,37	3,36	4,10	0,70	0,37	99,63
135	2085	71,92	0,46	14,87	0,13	2,59	0,08	0,80	1,32	2,80	3,52	0,62	0,39	99,50
136	2075a	72,38	0,38	13,46	0,10	3,09	0,06	0,68	1,55	3,14	3,40	0,90	0,43	99,57
Пегматоидные кордиерит-двуслюдяные граниты														
137	2036	67,79	0,22	17,14	0,25	1,56	0,05	0,44	0,84	3,18	7,05	0,22	0,29	99,63

138	2025	68,25	0,33	14,80	0,12	3,24	0,05	0,50	2,24	3,16	5,20	1,55	0,34	99,78
139	K-35	69,42	0,49	15,55	0,10	2,73	0,06	0,85	1,53	2,90	4,30	1,52	0,35	99,80
140	2332	69,80	0,35	15,40	0,15	2,00	0,08	0,60	1,00	3,76	5,06	1,05	0,30	99,55

Четвертая фаза

Грубозернистые равномерно-зернистые кордиерит-двуслюдяные граниты

141	2389	70,90	0,40	14,80	0,35	1,85	0,07	0,50	1,20	3,76	4,66	0,70	0,32	99,51
142	2372	70,92	0,36	14,15	0,11	2,70	0,06	0,54	1,79	3,23	4,30	0,93	0,35	99,44
143	2082	71,21	0,33	14,51	0,09	2,81	0,02	0,43	1,63	3,00	4,40	0,86	0,31	99,60
144	4486	71,43	0,29	14,90	0,48	1,85	0,04	0,60	1,26	2,99	4,32	0,89	0,42	99,47
145	2095	71,50	0,35	14,05	0,11	2,99	0,08	0,78	1,33	3,20	4,28	1,00	0,27	99,94
146	2313	71,60	0,35	14,20	0,30	1,90	0,07	0,75	0,90	3,80	4,80	0,50	0,32	99,49
147	4478a	71,71	0,27	14,95	0,47	1,40	0,04	0,61	1,12	3,00	4,30	1,02	0,43	99,32
148	4477r	71,74	0,34	15,09	0,41	1,87	0,03	0,50	1,33	2,72	4,56	0,81	0,38	99,78
149	2472a	71,80	0,35	14,86	0,35	2,00	0,05	0,65	1,05	3,20	4,20	0,88	0,32	99,71
150	2401	71,80	0,32	14,50	0,50	1,65	0,06	0,50	1,20	3,60	4,60	0,60	0,32	99,65
151	2473	71,88	0,32	14,30	0,17	2,50	0,06	0,56	1,28	3,25	4,19	0,67	0,32	99,50
152	2388	71,88	0,32	14,19	0,13	2,84	0,06	0,10	1,04	3,39	4,40	0,90	0,32	99,57
153	2352	71,92	0,44	14,38	0,06	2,59	0,05	0,33	1,27	3,48	3,76	0,90	0,40	99,58
154	2096	71,95	0,26	15,42	0,34	1,62	0,02	0,21	1,12	3,40	4,00	0,86	0,29	99,49
155	2472	71,96	0,38	14,60	0,20	2,10	0,05	0,56	0,80	3,30	4,68	0,68	0,27	99,58
156	2374	71,96	0,32	14,21	0,45	1,75	0,07	0,50	0,96	3,80	4,60	0,58	0,30	99,50
157	2396	71,97	0,28	14,88	0,34	1,98	0,08	0,38	1,04	3,34	4,30	0,69	0,27	99,55
158	2403	71,98	0,28	14,80	0,51	1,83	0,08	0,56	0,84	3,52	4,28	0,60	0,30	99,58
159	2087	72,00	0,29	13,97	0,06	2,84	0,07	0,57	1,53	3,20	4,48	0,70	0,31	100,02
160	2407	72,02	0,28	14,72	0,13	2,00	0,05	0,38	1,25	3,60	4,22	0,61	0,30	99,56
161	2125	72,04	0,21	14,60	0,06	1,69	0,02	0,28	1,43	3,68	4,80	0,77	0,22	99,80
162	2359	72,13	0,53	13,70	0,04	2,41	0,09	0,21	0,94	4,20	4,40	0,88	0,34	99,87
163	2078	72,17	0,32	13,88	0,09	2,81	0,03	0,64	1,22	3,00	4,40	1,16	0,27	99,99
164	2360	72,24	0,36	13,83	0,36	1,87	0,07	0,10	1,09	3,59	4,40	1,28	0,31	99,50
165	2090	72,28	0,33	14,78	0,12	2,27	0,04	0,35	1,43	3,40	4,20	0,45	0,31	99,96
166	4483	72,34	0,30	14,03	0,48	1,76	0,05	0,70	0,98	2,90	4,25	1,19	0,50	99,48
167	2362	72,37	0,40	13,74	0,04	3,20	0,05	0,15	0,94	3,32	4,40	0,81	0,28	99,70



Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
168	2312	72,38	0,41	13,84	0,57	1,87	0,05	0,22	1,44	3,28	4,20	0,96	0,33	99,55
169	2361	72,39	0,36	14,12	0,05	1,94	0,09	0,10	1,25	3,60	4,50	0,82	0,29	99,51
170	4478	72,46	0,33	14,87	0,34	2,02	0,04	0,30	1,26	2,85	4,15	0,59	0,25	99,46
171	1969/2	72,64	0,26	14,49	0,22	1,50	0,06	0,20	1,11	3,56	4,83	0,72	0,24	99,83
172	1910/1	72,66	0,18	14,42	0,27	1,32	0,05	0,29	1,05	3,61	4,55	0,98	0,27	99,65
173	44786	72,67	0,26	14,26	0,25	1,98	0,03	0,26	1,40	3,03	4,10	0,74	0,30	99,28
174	2349a	72,70	0,42	13,90	0,16	2,44	0,03	0,22	1,41	3,48	3,86	0,86	0,27	99,75
175	2365	72,75	0,44	13,98	0,04	2,34	0,07	0,10	1,09	3,36	4,20	0,92	0,29	99,58
176	2091	72,77	0,30	13,97	0,44	2,05	0,04	0,43	1,12	3,40	4,20	0,68	0,30	99,70
177	2384	72,78	0,32	14,06	0,08	2,12	0,07	0,10	0,68	3,34	4,50	1,10	0,35	99,50
178	3249	72,80	0,19	14,36	0,11	1,05	0,04	0,30	0,83	3,33	5,00	1,08	0,38	99,47
179	2318a	72,80	0,38	13,80	0,40	1,90	0,06	0,55	0,95	3,50	4,30	0,60	0,29	99,53
180	2474	72,85	0,25	14,32	0,14	1,86	0,05	0,90	0,87	3,20	4,12	0,82	0,23	99,61
181	2387	72,87	0,36	14,00	0,08	2,12	0,04	0,10	0,62	3,48	4,50	0,98	0,35	99,50
182	2364	72,88	0,36	13,78	0,04	2,41	0,04	0,21	0,94	3,36	4,56	1,22	0,33	100,13
183	1984/1	72,86	0,20	14,40	0,32	1,48	0,07	0,30	1,25	3,40	4,85	0,87	0,24	100,24
184	2349	72,96	0,46	13,87	0,29	1,58	0,03	0,33	0,99	3,28	4,20	1,28	0,29	99,56
185	3248	72,98	0,22	14,20	0,44	1,13	0,05	0,25	1,11	3,83	4,20	0,94	0,35	99,70
186	2318	73,20	0,28	14,55	0,10	1,70	-	0,33	0,94	3,20	4,32	0,68	0,27	99,57
187	2363	73,20	0,30	14,00	0,25	1,40	0,05	0,40	1,10	3,70	4,70	0,55	0,30	99,95
188	1923/1	73,32	0,27	13,95	0,43	1,96	0,06	0,49	1,19	3,14	3,86	0,79	0,27	99,73
189	K-99/2	73,32	0,37	13,93	0,39	1,90	0,05	0,65	1,25	2,90	4,23	1,11	0,29	100,39
190	2473a	73,67	0,25	14,36	0,10	2,10	0,08	0,28	1,00	3,20	3,72	0,56	0,22	99,54
191	2139	73,73	0,25	14,05	0,02	1,91	0,02	0,21	1,02	3,40	4,40	0,50	0,12	99,63
192	2353	73,74	0,42	13,29	0,21	2,26	0,02	0,22	1,27	3,14	4,10	0,72	0,30	99,69
193	2391	73,80	0,25	14,15	0,30	1,60	0,07	0,40	0,90	3,60	4,50	0,65	0,28	100,50
194	K-131/5	73,84	0,33	13,85	0,53	1,18	0,04	-	1,11	2,93	4,27	0,63	0,28	98,99
195	2474a	73,90	0,22	13,63	0,12	1,70	0,05	0,37	1,25	3,20	4,25	0,64	0,26	99,59
196	2076	74,18	0,26	13,88	0,28	1,55	0,02	0,28	1,02	3,00	4,40	0,67	0,26	99,80

197	1952	74,38	0,16	13,55	1,26	0,86	0,04	0,40	1,11	3,07	4,39	0,67	0,31	100,20
198	2342	74,39	0,28	13,29	0,18	1,44	0,09	0,11	0,99	3,28	4,40	0,86	0,28	99,59
199	4479a	74,45	0,15	13,84	0,29	0,98	0,02	0,40	1,40	2,50	5,35	0,55	0,39	100,32

## Пятая фаза

Среднезернистые равномерно-зернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты

200	2478	71,74	0,35	14,82	0,14	1,67	0,05	0,56	0,94	3,80	4,20	0,85	0,43	99,55
201	2446	71,83	0,22	14,88	0,19	1,53	0,06	0,40	1,16	3,87	4,38	0,85	0,36	99,73
202	2477	71,90	0,35	14,87	0,63	1,24	0,05	0,28	0,87	3,68	4,10	1,23	0,32	99,52
203	2002	72,06	0,22	14,85	0,34	1,73	0,07	0,37	1,40	4,00	4,00	0,85	0,32	100,21
204	2013	72,12	0,28	14,77	0,50	2,19	0,07	0,10	1,28	3,49	3,50	0,81	0,42	99,53
205	2001	72,18	0,28	14,20	0,20	1,94	0,06	0,50	1,42	3,60	3,84	1,04	0,32	99,58
206	2015	72,32	0,16	14,89	0,50	1,36	-	0,09	1,11	3,60	4,10	0,99	0,37	99,49
207	2477b	72,40	0,27	14,20	0,21	1,53	0,05	0,24	1,06	3,82	4,30	1,06	0,36	99,50
208	2053	72,42	0,16	15,12	0,28	1,80	0,02	0,19	0,97	3,76	4,00	0,75	0,29	99,76
209	3156	72,60	0,25	14,36	0,46	1,42	0,04	0,40	0,83	3,50	3,70	1,36	0,40	99,32
210	3157	72,68	0,28	14,20	0,46	1,42	0,04	0,40	1,11	3,42	4,50	1,14	0,30	99,95
211	2117a	72,76	0,20	14,77	0,18	1,76	0,02	0,20	1,28	3,46	3,84	0,89	0,27	99,63
212	2020	72,77	0,27	14,15	0,09	2,81	0,03	0,14	1,02	3,40	4,00	0,55	0,33	99,56
213	2042	72,78	0,25	14,42	0,76	1,44	0,05	0,21	0,82	3,60	4,20	0,73	0,38	99,64
214	2448	72,80	0,28	14,62	0,60	1,26	0,14	0,28	0,67	3,60	4,10	0,97	0,34	99,66
215	2036	72,92	0,27	14,74	0,47	1,00	0,05	0,20	1,11	3,61	4,20	1,09	0,24	99,90
216	2012	73,00	0,24	13,60	0,48	1,58	0,07	0,43	1,05	3,68	4,05	1,17	0,33	99,68
217	2140	73,00	0,21	14,60	0,57	1,48	0,01	0,07	0,92	3,80	4,28	0,63	0,38	99,95
218	2054	73,18	0,14	14,87	0,28	1,29	0,03	0,09	0,83	3,60	4,16	0,77	0,30	99,54
219	2144	73,24	0,30	14,33	0,29	1,73	0,02	0,14	1,02	3,60	4,20	0,69	0,31	99,87
220	3239	73,28	0,32	13,94	0,61	1,36	0,07	0,60	0,97	3,55	4,02	1,03	0,38	100,13
221	2014	73,38	0,23	14,19	0,87	1,42	0,04	0,32	1,02	3,70	3,84	0,82	0,38	100,21
222	1925/2	73,42	0,22	14,51	0,56	1,09	0,06	0,30	0,67	3,68	4,27	0,85	0,29	99,92
223	3237	73,56	0,23	14,28	0,56	0,99	0,05	0,30	0,83	3,50	4,03	1,27	0,38	99,98
224	2117	73,64	0,16	14,21	0,23	1,72	0,02	0,29	0,83	3,52	3,80	0,89	0,28	99,59
225	2135	73,64	0,17	14,39	0,06	1,80	0,02	0,19	0,83	3,52	3,80	0,83	0,25	99,50
226	3064	73,89	0,20	13,90	0,57	0,71	0,03	0,30	0,69	3,51	4,47	0,95	0,24	99,46

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
227	2016	74,00	0,25	13,79	0,21	1,80	0,03	0,14	1,12	3,40	3,84	0,74	0,34	99,66
228	2055	74,17	0,12	14,65	0,42	0,86	0,02	-	0,79	3,32	4,00	0,87	0,28	99,50
229	2028	74,45	0,27	14,06	0,09	1,91	0,04	0,35	0,92	3,20	4,00	0,53	0,29	100,11
230	1912/2	74,60	0,15	14,18	0,38	1,14	0,05	0,16	0,73	3,48	4,10	0,92	0,27	100,16
231	1938	74,77	0,06	14,62	0,56	0,49	0,02	0,09	0,49	3,20	4,54	0,47	0,15	99,46
Шестая фаза														
Мелкозернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты														
232	4484	71,36	0,39	15,69	0,42	1,87	0,04	0,60	1,40	3,11	3,87	0,90	0,51	100,16
233	4488a	71,81	0,35	14,50	0,36	2,23	0,04	0,50	1,54	2,90	4,06	1,00	0,43	99,72
234	44886	71,82	0,35	14,77	0,46	1,76	0,04	0,30	1,82	3,18	3,96	0,75	0,40	99,61
235	1918/1	72,44	0,08	16,46	0,36	0,53	0,01	0,09	0,63	3,57	4,06	1,24	0,25	99,72
236	4370a	72,85	0,11	15,05	0,75	0,78	0,01	0,17	0,66	4,47	3,29	0,35	0,46	98,95
237	2357	73,00	0,17	14,46	0,66	1,62	0,07	0,10	1,21	4,00	3,76	1,05	0,25	100,35
238	2370	73,24	0,21	13,98	0,99	1,04	0,04	0,10	0,65	3,62	4,49	0,76	0,38	99,50
239	4370в	73,50	0,13	14,67	0,54	0,87	0,02	0,10	0,84	3,08	4,12	0,80	0,32	98,99
240	23546	73,80	0,28	13,70	0,26	1,44	0,03	0,11	0,99	3,14	5,32	0,89	0,23	100,19
241	2356a	73,83	0,18	14,38	0,43	0,90	0,00	0,11	0,47	4,10	4,30	0,50	0,33	99,53
242	2369e	73,97	0,36	13,29	0,27	1,69	0,04	0,10	0,47	2,80	5,29	0,95	0,27	99,50
243	1918/2	74,09	0,10	14,45	0,40	0,78	0,02	0,09	0,63	3,78	4,78	0,66	0,24	100,02
244	2356	74,19	0,20	14,20	0,54	0,68	-	0,11	0,80	3,48	4,58	0,39	0,40	99,57
245	43706	74,20	0,10	14,77	0,49	0,79	0,01	0,45	0,77	2,80	4,50	0,79	0,31	99,98
246	2354a	74,67	0,18	13,90	0,52	0,36	-	0,14	0,78	3,48	4,49	0,73	0,28	99,53
247	2354	74,79	0,18	13,80	0,32	0,90	-	0,14	0,88	3,38	4,29	0,66	0,28	99,62
248	1911/1	75,60	0,13	13,52	0,24	0,92	0,04	0,29	0,49	2,87	4,60	0,61	0,20	99,51
Жильная серия														
Аплиты и мелкозернистые аплитовидные граниты и лейкограниты														
249	2021a	69,22	0,28	14,71	0,19	3,17	0,08	0,69	1,71	3,45	4,10	1,49	0,31	99,40

250	4485	69,28	0,60	14,80	0,72	2,66	0,04	0,81	1,40	2,28	5,28	1,13	0,71	99,71
251	2037	70,90	0,12	14,44	0,22	2,37	0,06	0,35	1,32	3,58	4,30	1,60	0,28	99,54
252	2078a	71,65	0,09	13,68	0,15	1,47	0,01	0,86	1,83	3,97	3,74	1,81	0,27	99,53
253	2003	72,00	0,10	14,33	0,46	1,00	0,03	0,07	1,94	4,20	3,80	1,29	0,42	99,64
254	2131	72,10	0,15	14,69	0,10	2,55	0,05	0,14	1,53	3,28	4,00	1,02	0,25	99,86
255	3250	74,30	0,14	14,03	0,60	0,67	0,04	0,20	0,56	3,58	4,46	1,15	0,40	100,13
256	K-126	72,56	0,12	15,21	0,57	0,66	0,04	0,10	1,11	4,20	4,32	0,81	0,26	99,96
257	2130	72,58	0,10	14,87	0,03	1,58	0,05	0,14	0,81	3,84	4,58	0,75	0,22	99,55
258	4475r	72,73	0,29	13,89	0,42	1,79	0,03	0,30	1,33	2,77	4,79	1,33	0,05	99,72
259	2009	72,92	0,07	14,69	0,46	1,00	0,03	0,14	0,71	4,56	4,22	0,45	0,34	99,59
260	20766	72,94	0,21	13,99	0,27	2,08	0,04	0,28	1,22	2,80	4,62	0,82	0,26	99,53
261	2140a	73,75	0,14	14,40	0,34	0,91	0,04	0,20	0,71	3,77	4,25	0,59	0,42	99,52
262	2094a	73,75	0,05	14,62	0,32	0,68	0,04	0,27	0,71	3,88	3,94	0,95	0,31	99,52

Поздние дайки  
Слюдистые лампрофиры

263	3129	51,26	0,85	13,29	2,07	5,36	0,11	6,85	6,45	1,70	4,65	6,44	1,01	100,04
264	3144	52,96	0,97	15,69	0,97	5,58	0,11	4,84	5,33	1,90	4,17	6,19	0,69	99,40
265	3166	53,37	0,91	16,70	0,91	5,52	0,10	4,03	5,82	1,95	4,42	5,42	0,70	99,85

Биотитовые гранодиорит-порфиры

266	1954/2	62,30	0,42	16,78	0,73	2,18	0,08	0,70	3,75	2,10	5,51	4,96	0,10	99,61
267	44796	63,74	0,79	17,64	0,57	3,88	0,07	1,80	0,98	2,68	5,45	1,22	0,79	99,61
268	2165	63,98	0,59	16,45	0,25	3,96	0,06	0,71	3,36	3,14	5,10	1,86	0,15	99,61
269	1954/1	64,79	0,30	16,75	0,54	2,08	0,07	0,40	2,65	2,71	6,09	3,49	0,06	99,93

Гранит-порфиры

270	3146	70,04	0,23	15,80	0,12	2,41	0,03	0,30	1,96	3,06	5,56	0,73	0,13	100,37
271	1954/3	70,08	0,15	14,78	0,65	1,68	0,04	0,40	1,80	2,53	5,49	2,66	0,05	100,31
272	K-111/1	72,32	0,21	15,28	0,59	0,95	0,06	0,15	0,83	3,80	4,78	1,10	0,22	100,29
273	3079	73,17	0,06	15,32	0,65	0,94	0,02	0,20	0,84	4,18	4,08	0,20	0,34	100,00

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Диоритовые порфиры и спессартиты														
274	2120a	57,93	0,86	17,86	0,73	4,75	0,13	3,44	4,99	2,60	2,80	2,43	0,19	98,71
275	3143	56,88	0,96	18,64	1,23	5,06	0,10	3,68	5,33	2,81	1,85	2,66	0,25	99,45
276	20686	57,71	0,66	16,82	0,16	5,23	0,12	5,49	5,30	2,90	2,20	2,74	0,20	99,53
277	3089	58,08	0,64	16,98	0,90	3,38	0,07	3,43	4,77	2,13	3,05	6,67	0,21	100,31
278	3088	58,81	0,62	16,42	0,86	3,53	0,07	3,43	4,63	2,94	2,72	5,11	0,20	99,34
279	2035a	59,06	0,90	14,78	0,60	5,72	0,15	4,58	5,20	2,00	3,60	2,35	0,50	99,44
280	3149	59,12	0,67	16,98	1,14	3,64	0,07	3,73	4,49	2,94	2,40	4,00	0,20	99,38
Амфибол-биотитовые-гранодиорит-порфиры														
281	44876	60,37	0,78	16,59	0,66	4,19	0,11	2,9●	4,48	2,50	3,74	3,00	0,41	99,73
282	K-106/1	63,60	0,61	16,81	1,54	2,41	0,08	2,65	4,17	3,17	3,40	1,39	0,20	100,03
283	2084	64,55	0,58	16,41	0,71	3,42	0,10	2,43	4,08	3,54	3,00	0,56	0,18	99,56

Примечание. Анализы № 1-13, 17-21, 22, 24, 26-29, 31-33, 35-36, 38, 40, 41, 44, 45, 48-50, 60, 62, 69-72, 75, 76, 80-82, 87, 93-98, 101-104, 106, 109-112, 115, 120, 125, 129-138, 140-170, 173-177, 179-182, 184, 186, 187, 190-193, 195, 196, 198, 199-208, 211-214, 216-219, 221, 224, 225, 227-229, 232-234, 236-242, 244-247, 249-254, 257-262, 263-265, 267, 268, 270, 273-281, 283 - из кол. Р.Т. Беляевой, остальные - А.Г. Владимирова.

Таблица 6. Средний химический состав магматических пород Башгумбезского комплекса, мас.%

№ группы	Кол-во анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Интрузивные фазы												
1а	16	<u>59,78</u> 2,46	<u>1,34</u> 0,28	<u>17,57</u> 1,70	<u>1,21</u> 0,73	<u>6,49</u> 1,16	<u>0,10</u> 0,02	<u>2,29</u> 0,34	<u>2,17</u> 0,75	<u>2,69</u> 0,48	<u>5,49</u> 0,98	<u>0,82</u> 0,20
16	5	66,48	0,73	16,80	0,14	4,01	0,06	1,38	1,62	3,53	4,60	0,59
2	35	<u>70,28</u> 0,96	<u>0,53</u> 0,10	<u>15,49</u> 0,45	<u>0,47</u> 0,41	<u>2,56</u> 0,75	<u>0,05</u> 0,01	<u>0,85</u> 0,19	<u>1,68</u> 0,39	<u>3,09</u> 0,19	<u>4,59</u> 0,77	<u>0,35</u> 0,15
3	72	<u>72,57</u> 0,72	<u>0,33</u> 0,08	<u>15,08</u> 0,41	<u>0,44</u> 0,23	<u>1,63</u> 0,33	<u>0,05</u> 0,01	<u>0,56</u> 0,16	<u>1,18</u> 0,23	<u>3,36</u> 0,27	<u>4,46</u> 0,39	<u>0,29</u> 0,07
4	59	<u>73,40</u> 0,81	<u>0,31</u> 0,07	<u>14,38</u> 0,45	<u>0,26</u> 0,20	<u>1,96</u> 0,51	<u>0,05</u> 0,02	<u>0,37</u> 0,20	<u>1,14</u> 0,22	<u>3,36</u> 0,30	<u>4,42</u> 0,28	<u>0,30</u> 0,05
5	32	<u>73,90</u> 0,77	<u>0,23</u> 0,06	<u>14,60</u> 0,38	<u>0,40</u> 0,20	<u>1,50</u> 0,45	<u>0,04</u> 0,02	<u>0,26</u> 0,14	<u>0,97</u> 0,21	<u>3,61</u> 0,18	<u>4,12</u> 0,23	<u>0,32</u> 0,06
6	17	<u>74,29</u> 1,16	<u>0,20</u> 0,10	<u>14,60</u> 0,80	<u>0,47</u> 0,19	<u>1,13</u> 0,53	<u>0,02</u> 0,02	<u>0,20</u> 0,16	<u>0,89</u> 0,39	<u>3,43</u> 0,49	<u>4,38</u> 0,51	<u>0,32</u> 0,09
Жильная серия												
7	14	<u>73,23</u> 1,37	<u>0,17</u> 0,14	<u>14,66</u> 0,41	<u>0,35</u> 0,20	<u>1,63</u> 0,85	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,33</u> 0,27	<u>1,22</u> 0,46	<u>3,63</u> 0,63	<u>4,37</u> 0,41	<u>0,32</u> 0,14
Поздние дайки												
8	3	56,03	0,97	16,23	1,40	5,85	0,11	5,59	6,25	1,97	4,70	0,85

Окончание табл. 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
9	4	65,80	0,54	17,46	0,54	3,11	0,07	0,92	2,78	2,74	5,72	0,28
10	4	72,07	0,16	15,43	0,50	1,50	0,03	0,26	1,37	3,42	5,02	0,18
11	7	60,82	0,79	17,68	0,84	4,66	0,10	4,13	5,17	2,73	2,78	0,26
12	3	64,02	0,67	16,92	0,98	3,40	0,09	2,71	4,32	3,12	3,44	0,26

Примечание. 1а, 6 – диориты (1а) и гранодиориты (16) первой фазы; 2-6 – номера интрузивных фаз, соответствующие номерам в табл. 5; 7 – жильные аплиты и граниты; 8 – слюдястые лампрофиры; 9 – биотит-плагиоклазовые гранодиорит-порфиры; 10 – гранит-порфиры; 11 – диоритовые порфириты и спессартиты; 12 – биотит-амфибол-плагиоклазовые гранодиорит-порфиры.

В числителе – среднее арифметическое, в знаменателе – среднее квадратичное отклонение. Анализы пересчитаны на сухой остаток.

Таблица 7. Числа Заварицкого для магматических пород Башгумбезского массива

№ группы	Кол-во анализов	a	c	b'	f'	m'	c'(-a')	n	$\varphi$	t	Q	d	F
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Интрузивные фазы													
1а	16	$\frac{13,73}{0,96}$	$\frac{2,62}{0,96}$	$\frac{11,06}{1,28}$	$\frac{48,14}{8,52}$	$\frac{25,73}{5,78}$	$\frac{-26,12}{12,88}$	$\frac{42,82}{8,25}$	$\frac{6,97}{4,85}$	$\frac{1,67}{0,36}$	$\frac{6,50}{5,89}$	$\frac{0,59}{0,06}$	$\frac{64,94}{3,70}$
16	5	14,03	1,91	6,15	38,72	22,30	-38,97	53,89	1,19	0,82	17,86	0,64	62,62
2	35	$\frac{13,04}{1,13}$	$\frac{1,98}{0,47}$	$\frac{4,20}{0,78}$	$\frac{38,90}{7,23}$	$\frac{19,42}{4,65}$	$\frac{-41,67}{10,83}$	$\frac{50,90}{4,71}$	$\frac{5,53}{4,50}$	$\frac{0,57}{0,12}$	$\frac{27,33}{2,51}$	$\frac{0,65}{0,05}$	$\frac{66,32}{4,21}$
3	72	$\frac{13,29}{0,87}$	$\frac{1,38}{0,27}$	$\frac{2,80}{0,43}$	$\frac{31,88}{6,42}$	$\frac{15,01}{3,52}$	$\frac{-53,10}{8,01}$	$\frac{53,37}{2,90}$	$\frac{5,93}{3,06}$	$\frac{0,34}{0,08}$	$\frac{30,49}{2,31}$	$\frac{0,68}{0,04}$	$\frac{67,37}{6,16}$

4	59	$\frac{13,23}{0,82}$	$\frac{1,33}{0,26}$	$\frac{2,66}{0,56}$	$\frac{40,65}{9,60}$	$\frac{11,69}{5,39}$	$\frac{-47,65}{10,67}$	$\frac{53,53}{2,69}$	$\frac{4,28}{3,54}$	$\frac{0,32}{0,07}$	$\frac{32,61}{2,25}$	$\frac{0,71}{0,04}$	$\frac{77,32}{9,55}$
5	32	$\frac{13,30}{0,57}$	$\frac{1,13}{0,25}$	$\frac{2,15}{0,44}$	$\frac{33,28}{7,07}$	$\frac{8,32}{4,93}$	$\frac{-58,39}{9,89}$	$\frac{57,16}{1,78}$	$\frac{6,35}{3,26}$	$\frac{0,23}{0,06}$	$\frac{32,89}{1,87}$	$\frac{0,71}{0,02}$	$\frac{80,61}{9,10}$
6	17	$\frac{13,26}{0,93}$	$\frac{1,03}{0,46}$	$\frac{1,77}{0,67}$	$\frac{29,92}{11,16}$	$\frac{6,24}{3,34}$	$\frac{-63,82}{11,65}$	$\frac{54,21}{5,44}$	$\frac{8,19}{3,89}$	$\frac{0,21}{0,10}$	$\frac{33,67}{2,29}$	$\frac{0,71}{0,06}$	$\frac{81,84}{9,34}$

Жильная серия

7	14	$\frac{13,79}{0,98}$	$\frac{1,41}{0,52}$	$\frac{2,38}{1,07}$	$\frac{41,11}{15,54}$	$\frac{11,69}{10,80}$	$\frac{-42,25}{24,74}$	$\frac{55,44}{6,57}$	$\frac{7,41}{6,19}$	$\frac{0,18}{0,15}$	$\frac{31,31}{2,47}$	$\frac{0,73}{0,04}$	$\frac{78,54}{10,88}$
---	----	----------------------	---------------------	---------------------	-----------------------	-----------------------	------------------------	----------------------	---------------------	---------------------	----------------------	---------------------	-----------------------

Поздние дайки

8	3	11,21	5,33	18,65	37,94	50,62	11,43	38,91	6,20	1,28	1,83	0,51	42,26
9	4	14,27	3,35	5,06	54,74	20,87	-22,89	42,02	7,77	0,61	18,06	0,61	70,55
10	4	14,32	1,62	2,28	39,52	9,32	-51,15	50,58	8,77	0,17	28,41	0,71	81,06
11	7	10,06	6,13	12,45	37,90	50,84	-8,89	59,92	5,33	0,97	13,02	0,42	42,46
12	3	11,93	5,27	8,82	46,03	50,71	-2,84	57,73	9,47	0,78	18,21	0,52	46,98

Примечание. 1-12 - см. табл. 6.

Таблица 8. Нормативный состав (по системе пересчета CIPW) магматических пород Башгумбезского массива, %

№ группы	Кол-во анализов	Q	Ort	Ab	An	Di	En	Fs	Ilm	Mt	Ap	C	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Интрузивные фазы													
1a	16	13,64	32,28	22,54	5,84		5,72	8,71	2,02	2,58	1,85	5,10	100,28
16	5	21,33	27,27	29,88	4,73		3,41	6,20	1,37	0,23	1,34	4,28	100,04
2	35	29,20	27,26	26,21	5,84		2,11	3,56	1,06	0,69	1,01	3,26	100,20



## Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
3	72	32,50	26,16	28,31	4,17		1,41	2,24	0,61	0,69	0,67	3,26	100,02
4	59	33,41	26,16	28,31	3,89		0,90	2,90	0,61	0,46	0,67	2,56	99,96
5	32	34,49	24,49	30,40	3,05		0,60	2,11	0,46	0,69	0,67	3,05	100,01
6	17	35,75	25,60	28,84	2,78		0,50	1,32	0,46	0,69	0,67	3,26	99,87
Жильная серия													
7	14	31,79	25,60	30,93	4,45	-	0,80	2,64	0,30	0,46	0,67	2,24	99,88
Поздние дайки													
8	3	4,15	27,83	16,78	21,42	3,62	12,85	7,52	1,82	2,08	2,02		100,09
9	4	19,23	33,95	23,07	12,24		2,31	4,48	1,06	0,69	0,67	2,24	99,94
10	4	29,32	29,49	28,84	5,84		0,60	2,11	0,30	0,69	0,34	2,24	99,77
11	7	14,60	16,70	23,07	23,92		10,24	6,73	1,52	1,16	0,67	1,32	99,93
12	3	18,03	20,59	26,21	19,75		6,73	4,48	1,21	1,39	0,67	0,82	99,88

Примечание. 1-12 - см. табл. 6.

Таблица 9. Модальный состав гранитоидов Башгумбезского массива, рассчитанный с учетом реальных составов породобразующих минералов

№ фазы	Кол-во анализов	Кв	Орт	Аб	Ан	Би	Муск	Корд	Ил	Маг	Ап	Турм	Σ
2	35	29,99	28,14	18,14	7,06	8,98	< 1,0	6,35	0,64		0,58	< 0,1	99,88
3	72	30,87	32,60	20,33	3,87	5,46	1,70	4,09	0,32		0,56	< 0,1	99,80
4	59	32,98	32,79	19,90	3,51	6,68	1,09	1,64	0,32		0,60	< 1,0	99,51

5	32	34,22	25,67	23,11	2,57	4,84	7,15	<0,1	0,17		0,70	1,23	99,60
6	17	34,45	35,84	17,55	1,96	<1,0	2,96		0,48	0,52	0,72	5,31	99,79

Примечание. Расчет произведен по методу штрафных функций, исходя из среднего состава интрузивных фаз /Карбышев, 1982/. При этом использовались нормативные составы кварца, альбита, анортита, ильменита, магнетита, апатита; составы кордиерита см. в табл. 4, биотита - в табл. 3; состав калиевого полевого шпата взят средним по высокоглиноземистым гранитоидам /Пономарева, Налетов. 1979/, состав турмалина дан по У.А. Диру и соавторам /Дир и др., 1965/.

Таблица 10. Средние содержания аксессуарных минералов в гранитоидах Башгумбезского массива, г/т

Минерал	Интрузивные фазы						Минерал	Интрузивные фазы					
	I(2)	II(1)	III(9)	IV(7)	V(5)	VI(1)		I(2)	II(1)	III(9)	IV(7)	V(5)	VI(1)
Циркон	134	0,3	48	2,1	45	+	Ярозит	+					
Апатит	2806	74	506	474	684	1150	Лимонит	+	++	+	+	+	
Турмалин	710	2,2	849	1424	1013	5240							
Ильменит	2652	85	362	927	289								
Анагаз	170	+	19	32	4,0	3,9	Андалузит	+		0,6	6,5	++	
Гранат	+	+	+	+	+	+	Барит	+	+	+	+	+	
Эпидот	+	+	+	+			Лейкоксен	+	+	7,8	+	18,2	+
							Ставролит		+				
Арсенопирит	+	+	8,9	2,6	8,5	3,0	Торит						+
Рутил	+	+			+	4,3	Магнетит			+			
Пирит	+	+	2,8	++	4,5	+	Цоизит		+	+	+		
Флюорит			8,7	+		+							

Примечание. Таблица составлена по данным А.С. Ломтевой, Р.Т. Беляевой; + - единичные знаки, ++ - частые; в скобках - число проб.

также тот факт, что порфиробласты часто секут контакты между разновозрастными гранитами. Вместе с тем наблюдаются крупные зональные вкрапленники, имеющие, скорее всего, магматическую природу.

Плагиоклаз представлен несколькими поколениями. Основной андезин первой генерации (32–42% Ан; 36; 38–44% Ан) отмечается в ядрах и имеет четкие границы с внешними зонами. Он встречается относительно редко (один–три случая на шлиф). Олигоклаз второй генерации (18–22% Ан; 24; 24–26; 22–23; 22–26; 20–24% Ан) слагает отдельные зерна и каймы вокруг более основных ядер. Кислый олигоклаз (5–13% Ан; 11–16; 12; 8–16% Ан) наиболее распространен. Он отмечается в виде мелких зерен мезостазиса и в более крупных зернах каркаса гранитов; в случае сложно построенных кристаллов слагает самые внешние каймы.

Оптические свойства биотита ( $N_m = 1,650–1,658$ ) и мусковита, их структурные взаимоотношения между собой и с другими породообразующими минералами подобны тем, какие наблюдаются в адамеллитах и гранитах предыдущей фазы. По химизму ( $f = 63,2–69,1\%$ , см. табл. 3) биотит довольно широко варьирует, сохраняя главные черты железомagneзиновых слюд из высокоглиноземистых гранитов /Пономарева, Налетов, 1979; Ушакова, 1980/.

Кордиерит образует высокоидiomорфные псевдогексагональные кристаллы от первых миллиметров до 1–3 см по удлинению. Неизменный кордиерит встречается редко, в большинстве случаев наблюдаются его слюдястые ( $\pm$  хлорит) псевдоморфозы темно-зеленого цвета. В отдельных кристаллах отмечаются секториальные двойники, заметные и в псевдоморфозах благодаря различной ориентировке вторичных минералов.

Из других высокоглиноземистых минералов встречается андалузит, который в шлифах редок, но в протоличках присутствует постоянно в количестве до 1–2 г/т /Ломтева, Идрисова, 1976/.

Валовой химический состав (см. табл. 5, № 57–128, табл. 6–8) пород третьей фазы отвечает собственно гранитам с содержанием кремнезема от 70,0 до 73,3 мас.%. Только пегматоидные разности, обогащенные порфиробластическим калишпатом, имеют несколько большую основность (см. табл. 5, № 137–140).

В некоторых случаях крепновкрапленные граниты постепенно переходят в равномерно-зернистые породы, главным образом за счет исчезновения порфирировых выделений микроклин–пертита. Конфигурация подобных участков самая разнообразная, размеры – первые метры в поперечнике. По химизму и петрографическому составу (см. табл. 5, № 129–136) они не отличаются от гранитов главного тела и, возможно, представляют собой первичные (реликтовые) граниты, не претерпевшие микроклинизацию и перекристаллизацию.

Четвертая интрузивная фаза. Породы четвертой фазы развиты значительно меньше, чем крупновкрапленные граниты ( $\sim 10,5 \text{ км}^2$ ). Они образуют неправильной формы тела, приуроченные к боковым контактам массива или останцам его кровли (см. рис. 2). С вмещающими породами и более ранними гранитами имеют четкие интрузивные

взаимоотношения (см. рис. 8, б). Внешне это лейкократовые гипидиоморфно-зернистые породы, которые отличаются от гранитов третьей фазы отсутствием или слабым развитием порфировых выделений калиевого полевого шпата и более грубозернистым строением. Кордирит в них встречается постоянно, но количество его значительно меньше, чем в ранних фазах (см. табл. 9). Здесь развиты мелкие зерна округлой и неправильной формы, полностью замещенные тонкозернистым слюдястым агрегатом.

Состав породообразующих и аксессуарных минералов сохраняется (см. табл. 9, 10), в то же время явно повышено содержание турмалина (1–4 кг/т) и андалузита (5–70 г/т). Последний представлен мелкими призматическими кристалликами (0,1–0,3 мм) или их сростками, окрашенными в бледно-розовый цвет. По отношению к другим породообразующим минералам андалузит выступает как наиболее поздний и находится вместе с кварцем на стыках зерен калишпата или включен в пластинки мусковита.

Плагиоклаз отвечает олигоклаз-андезину (первая генерация) и альбит-олигоклазу (вторая генерация). Его призматические кристаллы имеют высокий идиоморфизм, придавая породе ярко выраженную гипидиоморфно-зернистую структуру.

Химический состав пород приведен в табл. 5 (ан. № 141–199). Обращает на себя внимание близкое сходство с гранитами главной фазы по содержанию кальция и щелочей (см. табл. 6). По уровню кремнекислотности, общей железистости и содержанию глинозема они значимо\* отличаются, занимая более высокую ступень в общем гомодромном ряду эволюции магматических пород интрузива.

Для пятой, шестой интрузивных фаз и жильной серии пород целесообразно привести общее описание ввиду близости их структурной позиции и сходного вещественного состава.

Общая площадь выходов этой группы пород не превышает 7–8 км<sup>2</sup>, причем распространенность разновидностей падает от ранних к поздним. Морфология тел и характер их формирования связаны с внедрением остаточных порций расплава в ослабленные зоны на границах интрузива с вмещающей рамой и значительно реже в его внутренних частях. Преобладают пласто- и штокообразные тела ограниченных размеров (первые сотни квадратных метров), однако в северной части массива отмечается сравнительно большой выход гранитов пятой фазы (~4,5 км<sup>2</sup>), имеющий неправильную конфигурацию. Для жильной серии пород характерны линейные тела мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м.

Возрастные взаимоотношения внутри рассматриваемой группы пород и с более ранними образованиями наблюдались неоднократно и носят интрузивный характер, за исключением жильной серии, ко-

---

\*Здесь и далее при статистическом сравнении петрохимических выборок (t, F-критерии, непараметрические критерии) доверительный уровень надежности для отрицания нулевой гипотезы принят равным 95% /Урбах, 1964; Лакин, 1980/.

торая не соприкасается с гранитами шестой фазы. Вполне возможно, что различия последних носят чисто структурный характер, т.е. обусловлены режимом кристаллизации расплава в зависимости от поведения летучих компонентов. С вмещающими породами все разновидности имеют четкие рвущие контакты с образованием многочисленных алофиз и в некоторых случаях закалочных зон (см. рис. 8).

Среднезернистые двуслюдяные граниты пятой фазы более лейкократовые, чем предшествующие им породы. Микроструктура приближается к гранитовой. В случае порфировых разностей роль вкрапленников играют изометричные зерна водяно-прозрачного кварца. Кордиерит встречается эпизодически. Биотит становится более железистым ( $f = 72,6-79,0\%$ , см. табл. 3). Плаггиоклаз представлен двумя генерациями: мелкими идиоморфными удлиненно-призматическими зернами олигоклаза – кислого андезина и ксеноморфными коротко-призматическими зернами кислого олигоклаза и альбита.

Мелкозернистые граниты и лейкограниты шестой фазы по петрографическим признакам неотличимы от пород жильной серии. Структура гранитов варьирует от гипидио- до аллотриоморфно-зернистой. Альбит (0-5% Ан) вместе с калишпатом ксеноморфен по отношению к зернам кварца. Темноцветные минералы практически отсутствуют, уменьшается количество мусковита (см. табл. 9). В аплитах широко проявлен турмалин (до 7-8%). Он дает изометричные или столбчатые выделения, часто с неравномерной окраской: (темно-синей – в центральных частях и буро-желтой по периферии).

Судя по химическому составу (см. табл. 5), в этой группе пород преобладают лейкограниты. От более ранних гранитов они значимо отличаются практически по всем параметрам (см. табл. 6, 7), сохраняя в то же время все специфические особенности их химизма: повышенную глиноземистость и, как следствие, пересыщенность алюминием по отношению к щелочам, повышенную железистость, постоянное преобладание калия над натрием.

Поздние дайки распространены довольно широко. Они встречаются в виде единичных изолированных тел самой разнообразной ориентировки, но образуют также и дайковые пояса небольшой протяженности (200-300 м). Мощность даек колеблется от 0,5 до 1,2 м, длина не превышает 500 м. Контакты резкие, в кислых разновидностях – с зонами закалки. Возрастных взаимоотношений между дайками установить не удалось.

По химизму и петрографическим особенностям выделяются две группы пород.

Первая группа представлена слюдястыми лампрофирами, гранодиорит- и гранит-порфирами, которые характеризуются повышенными содержанием биотита и соответственно высокой калиевостью (ан. № 263-273, см. табл. 5). В лампрофирах, кроме того, отмечают единичные реликты бурого амфибола, замещенного биотитом и хлоритом. На тесную связь этих даек с магматитами Башгумбезского массива указывает сходство лампрофиров с кварцевыми диоритами первой фазы.

Во вторую дайковую группу пород входят диоритовые порфириты

с их переходами в спессартиты и гранодиорит-порфиры. Диоритовые порфириты сложены на 25–30% вкрапленниками авгита (5–10%) и буро-коричневого амфибола (5–10%), в значительно меньших количествах присутствуют биотит и зональный плагиоклаз (45–50% Ан). Основная масса – интерсертальная, сильно разложившаяся. Гранодиорит-порфиры содержат во вкрапленниках буро-зеленый амфибол, биотит и андезин (30–55% Ан). Между диоритовыми порфиритами и гранодиорит-порфирами существуют все переходы по химизму и минеральному составу (ан. № 274–283, см. табл. 5). По-видимому, эта дайковая серия оторвана по возрасту от гранитоидов Башгумбезского массива, но пока геологических оснований для ее выделения в самостоятельную возрастную группу недостаточно.

Петрофизические свойства интрузивных пород Башгумбезского массива приведены в табл. 2. Наиболее высокие значения магнитной восприимчивости ( $8 \cdot 10^{-6}$  ед.СГС) и плотности ( $2,65 \pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>) характерны для диоритов. Высокий коэффициент корреляции этих параметров указывает на обогащенность пород железосодержащими минералами, в первую очередь биотитом, колебания концентраций которого полностью определяют как химические, так и петрофизические свойства диоритов.

При переходе к гранитной группе плотность пород падает до  $2,61-2,62$  г/см<sup>2</sup> и остается практически постоянной во всех разновидностях. Иначе ведет себя магнитная восприимчивость, ее вариации хорошо согласуются с составом гранитоидов.

В целом же следует отметить, что информативность петрофизических характеристик оказалась невысокой и позволяет надежно различать только грубые подразделения пород (диориты – граниты). Для выяснения общих тенденций эволюции гранитоидов их надо использовать с большой осторожностью.

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Для магматических пород Башгумбезского массива, химические анализы которых приведены в табл. 5, установлено бимодальное распределение составов со статистически значимым минимумом на интервале 61–63 мас.% SiO<sub>2</sub> (рис. 9). Установленный минимум, разделяющий лейкобазитовую и кислую породные группы /Кузнецов и др., 1976/, подтверждается данными геологических наблюдений. В лейкобазитовую породную группу попадают ксенолиты и небольшие ксеноблоки биотитовых кварцсодержащих диоритов и гранодиоритов первой фазы. Адамеллиты, граниты и лейкограниты последующих интрузивных фаз включены в состав кислой породной группы.

Характеристика породных групп приводится ниже в соответствии с вещественной систематикой магматических формаций /Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982; Налетов, Изох, 1976; Налетов, 1981/.

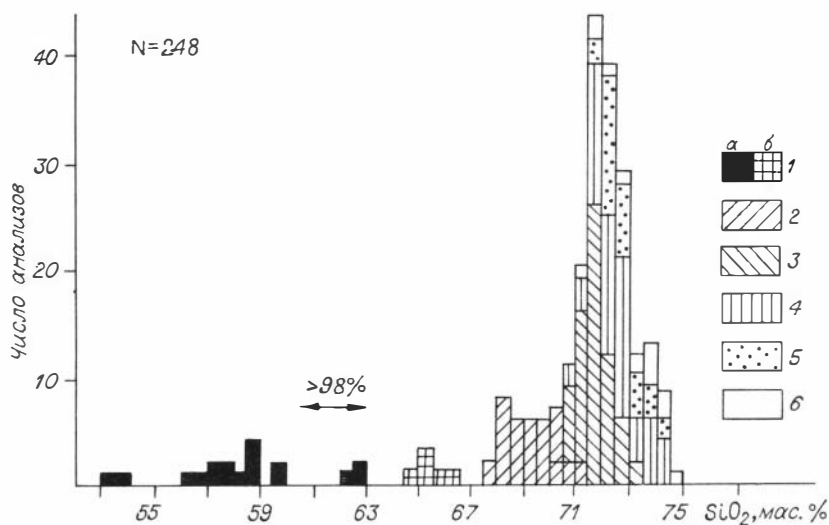


Рис. 9. Гистограмма распределения  $\text{SiO}_2$  в магматических породах Башгумбезовского массива.

1 – кварцевые диориты (а) и гранодиориты первой фазы (б); 2 – адамеллиты и граниты второй фазы; 3–6 – гранитоиды с третьей по шестую интрузивные фазы соответственно.

Лейкобазитовая породная группа представлена 16 анализами кварцсодержащих биотитовых диоритов и 5 анализами биотитовых гранодиоритов (см. табл. 5). Она характеризуется широкой вариацией состава по меланократовости ( $b^1 = 5,37-12,64$ ) и значительно меньшей – по общей щелочности ( $a = 11,39-15,67$ ). В целом она отвечает умеренно щелочным лейкодиоритам. Среди проанализированных образцов значимо преобладают пересыщенные кремнеземом среднеглиноземистые диориты:  $Q > 0$  в 19 анализах из 21 ( $69,6-98,8\%$  на общую совокупность),  $15 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ мас.}\% < 19$  в 18 анализах из 21 ( $63,7-97\%$ ). Все разновидности пород имеют умеренную железистость ( $50 < i < 75$ ) и низкую анортитовость ( $s < 5$ ). Специфической чертой является калиевая специализация щелочей (в диоритах  $n = 42,82 \pm 4,37$ , в гранодиоритах  $n = 53,89 \pm 4,77$ ). Отметим также резкую пересыщенность пород алюминием по отношению к щелочам, что выражается в появлении нормативного корунда (см. табл. 8) и низком коэффициенте апгаитности:  $d = 0,59 \pm 0,04$ .

Кислая породная группа (без учета послегранитовых даек, жильной серии пород и фациальных разновидностей гранитов) включает 227 химических анализов, которые достаточно равномерно распределены по площади Башгумбезовского массива и внутри каждой интрузивной фазы. На равномерность опробования, в частности, указывает совпадение средневзвешенного и среднеарифметического составов

при 95%-ном доверительном уровне. По ведущим петрохимическим признакам эту породную группу следует рассматривать как умеренно щелочную гранитоидную ( $a = 13,20 \pm 0,11$ ;  $b' = 2,80 \pm 0,13$ ), пересыщенную алюминием по отношению к щелочам ( $d = 0,69 \pm 0,01$ ). Среди преобладающих уклонов отметим умеренно высокую железистость (в 158 анализах из 232  $50 < f < 75$  (65–72%)) и умеренно высокую глиноземистость (в 205 анализах из 232 (81–91%)  $14 < Al_2O_3$  мас.%  $< 16$ ). По уровню аноксигенированности составы пород распределены следующим образом:  $s < 1,25$  в 144 из 232 (49–64%);  $1,25 < s < 2,50$  в 81 из 232 (24–38%);  $2,5 < s < 5,0$  в 7 из 232 (1,0–7%). Тип щелочности натрокалиевый:  $40 < n < 60$  в 228 из 232 (96–99,5%).

Несмотря на достаточную равномерность опробования, распределение породообразующих оксидов в кислой породной группе не удовлетворяет закону нормального распределения (табл. 11). Отклонения обусловлены асимметричностью имеющихся распределений по отдельным оксидам, и только для  $Fe_2O_3$  и  $P_2O_5$  – асимметричностью и эксцессом. Для последних форма кривых удовлетворительно описывается логнормальным законом, хотя и в этом случае коэффициент асимметричности превышает допустимые пределы.

Главной причиной асимметричности является неоднородность общей выборки анализов и смешение в ней по крайней мере двух независимых петрохимических рядов, отвечающих разным генеральным совокупностям с нормальным законом распределения. В геологической интерпретации этим рядам соответствуют адамеллиты и граниты второй и гранит-лейкограниты последующих интрузивных фаз. Проверка на нормальность (логнормальность в случае  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ) имеющихся распределений оксидов для этих выборок не противоречит подобному предложению.

Статистическое сравнение ( $t$ ,  $F$  – критерий) средних составов

Таблица 11. Петрохимические статистики кислой породной группы Башгумбеского массива

Оксид	$\bar{X}$	S	$A_s$	$E_x$
$SiO_2$	72,55	1,72	-1,09	2,00
$TiO_2$	0,35	0,14	0,93	1,75
$Al_2O_3$	14,91	0,66	0,49	0,78
$Fe_2O_3$	0,38	0,26	1,76	7,77
FeO	1,91	0,72	0,99	1,40
MnO	0,04	0,01	0,18	1,96
MgO	0,51	0,29	0,72	0,67
CaO	1,22	0,36	0,81	1,45
$Na_2O$	3,34	0,32	0,22	0,11
$K_2O$	4,41	0,45	0,76	1,89
$P_2O_5$	0,32	0,09	1,77	8,03

Примечание.  $\bar{X}$  – среднее арифметическое значение, S – среднее квадратическое отклонение,  $A_s$  – коэффициент асимметрии,  $E_x$  – коэффициент эксцесса. При числе анализов в выборке  $N=227$   $|A_{05}| \leq 0,27$ ;  $|E_{05}| \leq 3,53$  /Лакин, 1980/.



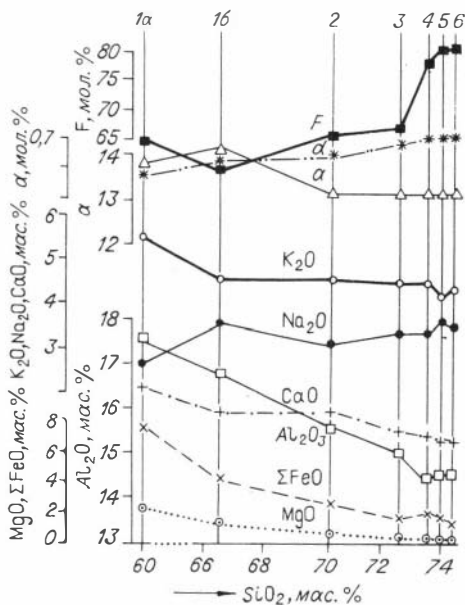


Рис. 10. График эволюции состава магматических пород Башгумбездского массива (по интрузивным фазам).

кислых интрузивных фаз Башгумбездского массива выявило следующую картину. По содержанию всех породообразующих оксидов и главных петрохимических показателей ( $a$ ,  $c$ ,  $b'$ ,  $n$ ,  $d$ ,  $F$ ) не отличаются только пятая и шестая фазы, которые, по-видимому, представляют собой продукты кристаллизации одного и того же расплава. Остальные фазы, несмотря на высокую степень трансгрессии частных признаков ( $T > 40-50\%$ ), всегда обнаруживают значимые отличия по тем или иным параметрам. Особенно интересен в этом отношении кремнезем, содержание которого значительно увеличивается от ранних к поздним фазам, подчеркивая гомодромную эволюцию магматических пород во времени.

Анализ графика эволюции (рис. 10) показывает, что на фоне общего повышения кремнезема падают содержания магния, алюминия, кальция и общего железа. Поведение щелочей, особенно внутри каждой породной группы, не зависит от насыщенности пород кремнеземом. Калий на всем интервале  $SiO_2$  существенно преобладает над натрием (в мас.%).

По терминологии Э.П. Исоха /1978/, всю ассоциацию пород, слагающих Башгумбездский массив, следует рассматривать как контрастную, гомодромную, существенно гранитоидную, калиевую.

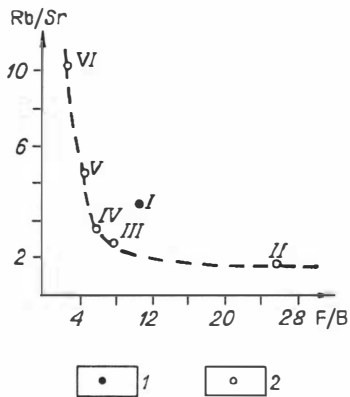


Рис. 11. Распределение рубидий-стронциевого и фтор-борного отношений в магматических породах Башгумбездского массива.

1, 2 — лейкодиоритовая (1) и кислая (2) породные группы. Римские цифры соответствуют номерам интрузивных фаз.

Геохимическая характеристика магматических пород основана на данных количественного спектрального определения фтора, бора и редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Sn). Определения стронция были проведены атомно-абсорбционным методом. Этим же методом были частично проверены анализы рубидия и лития. Результаты контроля показали хорошую сходимость.

Средние содержания калия, натрия, фтора и редких элементов, а также наиболее информативные отношения этих элементов приведены в табл. 12. Диориты и гранодиориты первой фазы характеризуются аномально высокими содержаниями фтора (0,32-0,54%), рубидия (420-560 г/т), цезия (24-75 г/т) и ряда других фторофильных элементов. По степени насыщенности этими элементами они резко отличаются от кларков по средним и кислым породам /Виноградов, 1962/. Геохимические особенности диоритоидной группы пород находят свое отражение в их минеральном составе. Как уже отмечалось выше, они сильно обогащены биотитом (до 30-35%), который является минералом-концентратором фтора и фторофильных элементов /Ляхович, 1972/.

Следует обратить внимание на сближенность по геохимической специализации диоритов и гранодиоритов с прорывающими их гранитами (см. табл. 12), что прямо указывает на их тесную генетическую связь. Эту связь нельзя рассматривать как прямое свидетельство комагматичности пород, поскольку при общей закономерной вариации во времени рубидий-стронциевого, рубидий-цезиевого, фторборного и ряда других отношений диоритоиды не вписываются в эволюционные кривые (рис. 11) и обнаруживают независимый характер поведения элементов-примесей. Это подтверждает правомерность их выделения в самостоятельную породную группу, которой отвечает существенно автономный магматический расплав.

Адамеллиты и гранит-лейкограниты обладают теми же особенностями геохимического состава, что и предшествующие им диоритоиды. В них высоки содержания фтора, лития, рубидия, цезия и других элементов-примесей, что свидетельствует об их редкометалльном профиле. Единственное отклонение от средних данных по редкометалльным пюмазитовым гранитам /Таусон, 1977/ - необычно высокий уровень бора. По распределению рубидия и стронция гранитоиды Башгумбезского массива близки к маловодным адамеллит-гранитным сериям /Ферштатер и др., 1980/, хотя имеют более высокое рубидий-стронциево отношение.

Поведение элементов-примесей в процессе формирования гранитоидов Башгумбезского массива носит более сложный характер, чем поведение главных петрогенных элементов. Если проанализировать график K/Rb-Rb (рис. 12), который отражает степень дифференцированности гранитоидных комплексов /Ставров, 1978; Косалс, Темников, 1983/, то на фоне преобладающей тенденции к накоплению в более поздних интрузивных фазах рубидия по отношению к калию (II→III + IV→V + VI) наблюдаются обратные соотношения, когда содержание рубидия падает при переходе от одних интрузивных фаз к другим (III→IV; V→VI). Сходная картина поведения наблюдается также для лития, цезия, олова и бора (см. табл. 12).

Таблица 12. Средние содержания Na, K, F (%), редких элементов гумбеского массива

Группа пород	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	Sn	B
1а	$\frac{1,95}{16}$	$\frac{4,47}{16}$	$\frac{0,39}{19}$	$\frac{342}{19}$	$\frac{502}{19}$	$\frac{53}{19}$	$\frac{18,4}{19}$	$\frac{42}{19}$	$\frac{425}{6}$
1б	$\frac{2,57}{5}$	$\frac{3,75}{5}$	$\frac{0,36}{5}$	$\frac{319}{5}$	$\frac{435}{5}$	$\frac{55}{5}$	$\frac{24,6}{5}$	$\frac{48}{5}$	$\frac{311}{1}$
2	$\frac{2,26}{35}$	$\frac{3,76}{35}$	$\frac{0,22}{8}$	$\frac{240}{19}$	$\frac{303}{19}$	$\frac{39}{19}$	$\frac{5,9}{19}$	$\frac{24}{19}$	$\frac{90}{14}$
3	$\frac{2,47}{72}$	$\frac{3,66}{72}$	$\frac{0,17}{23}$	$\frac{371}{29}$	$\frac{359}{29}$	$\frac{42}{29}$	$\frac{10,1}{29}$	$\frac{28}{29}$	$\frac{179}{29}$
4	$\frac{2,46}{59}$	$\frac{3,63}{59}$	$\frac{0,12}{37}$	$\frac{222}{47}$	$\frac{334}{47}$	$\frac{26}{47}$	$\frac{11,0}{47}$	$\frac{28}{47}$	$\frac{179}{47}$
5	$\frac{2,66}{32}$	$\frac{3,38}{32}$	$\frac{0,23}{12}$	$\frac{361}{23}$	$\frac{496}{23}$	$\frac{57}{23}$	$\frac{6,1}{23}$	$\frac{46}{23}$	$\frac{458}{23}$
6	$\frac{2,52}{17}$	$\frac{3,60}{17}$	$\frac{0,11}{14}$	$\frac{124}{14}$	$\frac{417}{14}$	$\frac{29}{14}$	$\frac{6,3}{14}$	$\frac{33}{14}$	$\frac{453}{10}$

Примечание. Таблица составлена по данным Р.Т. Беляевой (количественные спектральные определения Li, Rb, Cs, Be, Sn, B), а также А.Г. Владимирова (атомно-абсорбционные определения Rb, Sr). При вычислении Rb/Sr отношения использовались только данные атомно-абсорбционного определения этих элементов. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - число анализов.

Отмеченные выше закономерности могут быть объяснены, если учесть, что содержание редких элементов в различных интрузивных фазах зависит не только от последовательности их внедрения, но и от режима дегазации расплавов, которая сопровождается, как правило, резким снижением содержаний элементов-примесей высокой летучести /Ставров, 1978/. К этим элементам в первую очередь относятся литий, цезий, олово, в меньшей степени - рубидий.

Наиболее благоприятные условия для дегазации (частичной или полной) создаются в момент формирования поздних интрузивных тел (дополнительных интрузий, по В.С. Коптеву-Дворникову) в процессе гидростатического отжима остаточных порций расплава /Попов, 1975/.

Петрографические данные по Башгумбескому массиву также указывают на различный режим летучих при формировании отдельных интрузивных фаз.

В гранитах четвертой фазы, например, практически отсутствуют

(г/т) и их индикаторные отношения в магматических породах Баш-

Sr	K/Na	K/Rb	Rb/Cs	Na/Li	Rb/Li	F/Li	F/B	F/Be	B/Be	Rb/Sr
$\frac{93}{3}$	2,3	89	9,5	57	1,5	11,4	10,7	212	19,8	4,6
-	1,5	86	7,9	81	1,4	11,3	11,6	146	12,6	-
$\frac{180}{1}$	1,7	124	7,7	94	1,3	9,2	24,4	373	15,3	1,9
$\frac{110}{11}$	1,5	102	8,5	67	1,0	4,5	7,0	168	24,1	2,9
$\frac{95}{6}$	1,5	109	12,8	41	1,5	5,4	6,7	109	16,3	3,6
$\frac{66}{5}$	1,3	68	8,7	74	1,4	6,4	5,0	377	75,1	6,8
$\frac{28}{2}$	1,4	86	14,4	203	3,4	8,9	2,4	175	71,2	12,8

порфиробласты калиевого полевого шпата, которые в предшествующих им гранитах близкого состава развиты очень широко. Этот факт находит свое объяснение, если допустить частичный сброс летучих при кристаллизации расплава, что затруднило бы или вообще приостановило процесс постмагматической перекристаллизации и порфиробластеза гранитов.

Рис. 12. График K/Rb – Rb в магматических породах Башгумбеского массива.

1 – средние составы интрузивных фаз (обозначены римскими цифрами); 2 – адамеллиты и граниты второй фазы; 3 – крупновкрапленные граниты третьей фазы; 4 – грубозернистые равномернозернистые граниты четвертой фазы; 5 – среднезернистые граниты и лейкограниты пятой фазы; 6 – мелкозернистые граниты и лейкограниты шестой фазы.

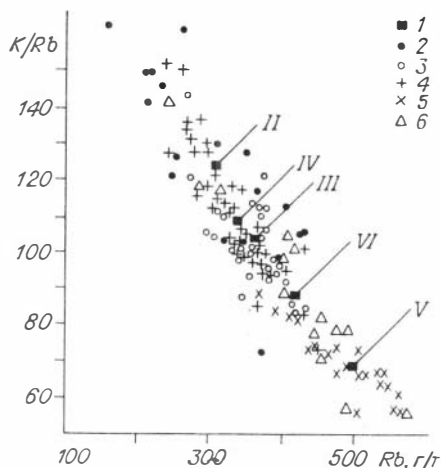


Таблица 13. Средневзвешенные составы лейкодиоритовой (1), адамеллитовой (2) и гранит-лейкогранитовой (3) породных групп Башгумбезского массива

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	63,30	70,28	72,80	K <sub>2</sub> O	5,05	4,59	4,43
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,53	0,32	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,35	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,19	15,49	14,96	F	0,38	0,22	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,47	0,40	Li	330	240	342
FeO	5,25	2,56	1,70	Rb	470	300	360
MnO	0,08	0,05	0,05	Cs	54	39	40
MgO	1,84	0,85	0,52	Be	21	6	9
CaO	1,89	1,68	1,17	Sn	45	24	29
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,09	3,37	B	368	90	220
				Sr	93	180	95

Примечание. Содержания породообразующих оксидов приведены в мас.% фтора - %, редких элементов - в г/т.

При переходе от гранитов пятой к лейкогранитам шестой интрузивной фазы наблюдается уменьшение зернистости пород вплоть до появления аплитовидных структур, что, очевидно, также связано с дегазацией расплава и его быстрым охлаждением.

Отметим, что с колебаниями редких элементов хорошо согласуется вариация фтора и бора (см. табл. 12).

Таким образом, анализ вещественного состава магматических пород и их эволюции во времени позволяет выделить три существенно независимых породных группы (лейкодиоритовую, адамеллитовую и гранит-лейкогранитовую), каждой из которых, вероятно всего, отвечает автономный магматический расплав. Средневзвешенные составы этих породных групп приведены в табл. 13.

## ПРИКОНТАКТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Наибольший интерес для выявления РТ-условий контактового метаморфизма имеют отложения истыкской серии (Т<sub>3</sub>), выходы которой приурочены преимущественно к восточному и юго-восточному экзоконтакам Башгумбезского массива (см. рис. 2).

Истыкская серия сложена осадочно-терригенными отложениями и характеризуется переслаиванием маломощных пачек глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов и разнозернистых существенно кварцевых, реже кварц-полевошпатовых песчаников.

Вся гамма пород претерпела слабый региональный метаморфизм. При этом пелиты были превращены в тонкорассланцованные породы, в которых иногда отмечаются порфиробластовые новообразования

Таблица 14. Минеральные ассоциации метapelитов и метасаммитов в контактовом ореоле Башгумбезского массива

№ ассоциаций	Минеральная ассоциация	Распространенность (кол-во шлифов)		
		Метapelиты	Метасаммиты	Общее кол-во наблюдений
1	Кв+Пл+Би	3	7	10
2	Кв+Пл+Би+Муск	17	9	26
3	Кв+Пл+Би+Муск+Корд	29	17	46
4	Кв+Пл+Би+Муск+Корд+Хл	4	-	4
5	Кв+Пл+Би+Муск+Хл	1	-	1
6	Кв+Пл+Муск	1	2	3
7	Кв+Пл+Муск+Анд	3	1	4
8	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Хл	15	2	17
9	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Корд	18	4	22
10	Кв+Пл+Би+Муск+Гр	1	-	1
11	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Корд+Гр	1	-	1
12	Кв+Пл+Би+Анд+Корд+Кпш	2	-	2
Всего...		95	42	137

Примечание. В состав минеральных ассоциаций кроме указанных минералов входят  $\pm$ Ил $\pm$ Мг $\pm$ Турм $\pm$ Угл. веш-во.

кордиерита. Минеральные парагенезисы метapelитов включают кварц, плагиоклаз, кордиерит, мусковит, биотит, хлорит и углистое вещество (табл. 14, ассоциации № 1–6). Металесчаники и метаалевролиты сложены теми же минералами, за исключением хлорита. Кордиерит в них проявлен либо в виде отдельных узловатых порфиробластов, либо цементирует вместе с биотитом и мусковитом кварцевые обломки.

Судя по характеру минеральных ассоциаций, условия регионального метаморфизма пород истыкской серии соответствовали биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев по Н.Л. Добрецову и соавторам /Фации... /1970/ или альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации в андалузитовых комплексах малой глубинности по С.П. Кориковскому /1979/.

О химическом составе истыкской серии можно судить по 34 анализам, образцы для которых были отобраны в зоне контактового ореола Башгумбезского массива (табл. 15). Состав пород сильно варьирует, отражая литологическую неоднородность толщи (рис. 13). На диаграмме А.А. Предовского /1980/, которая позволяет реставрировать первичный состав метаморфизованных пород, проанализированные образцы разделились на две изолированные группы, соответст-

Таблица 15. Химический состав метапелитов и метапсаммитов в

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Метапелиты							
1	2042/6	50,00	1,60	30,42	1,82	2,33	0,06
2	2019	52,34	0,90	25,52	4,57	2,37	0,11
3	3245	56,20	1,00	20,28	2,51	3,95	0,08
4	3244	57,04	1,05	18,81	2,12	5,53	0,09
5	2034	57,40	1,05	18,09	3,11	3,20	0,05
6	2024	57,40	1,00	19,26	3,21	4,20	0,09
7	3192	57,50	1,05	20,02	2,39	5,29	0,10
8	2017	57,60	1,00	19,60	4,97	2,33	0,11
9	2029	58,00	1,00	19,26	2,86	4,07	0,28
10	3191	58,00	0,95	20,50	1,13	6,19	0,10
11	3121	58,00	1,03	21,12	3,33	2,72	0,10
12	1976	58,00	1,25	21,80	2,31	2,88	0,11
13	3195	58,58	1,05	19,60	2,54	5,41	0,09
14	2018	58,70	1,05	18,52	5,18	1,97	0,11
15	2026	59,26	1,05	18,08	3,08	4,46	0,12
16	2045	59,66	0,95	19,26	3,91	3,48	0,29
17	3122	59,70	1,03	20,63	3,08	4,74	0,08
18	1975	60,49	0,88	20,94	0,78	1,81	0,07
19	3124	60,53	1,00	17,71	3,30	3,28	0,10
20	2028	62,00	0,95	16,02	2,51	4,54	0,18
21	2025	62,26	0,95	16,89	3,87	3,00	0,10
22	1974	62,55	0,93	18,35	1,51	4,37	0,08
23	3165	63,20	1,03	23,66	0,29	2,37	0,10
24	2020	63,36	1,05	12,66	6,99	1,14	0,07
25	3163	66,00	1,23	23,83	0,68	1,46	0,06
Метапсаммиты							
26	3115	70,00	0,90	14,53	1,41	2,96	0,06
27	3112	71,00	0,80	15,51	0,68	1,46	0,04
28	2022	72,66	0,66	13,13	2,53	1,22	0,05
29	2023	74,74	0,66	11,32	2,16	1,74	0,03
30	3123	76,14	0,66	9,30	3,16	1,66	0,08
31	3166	79,40	0,61	10,00	0,44	1,07	0,02
32	2021	79,54	0,61	8,62	1,76	1,42	0,08
33	3127	81,00	0,52	8,45	1,52	1,78	0,05
34	2044	83,20	0,47	7,43	0,77	1,54	0,05

Примечание. Тип минерального парагенезиса роговиков приведен в соответствии с данными табл. 14. Все образцы отобраны

контактовом ореоле Башгумбезского массива, мас.%

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Тип парагенезиса
Метапелиты							
1,20	1,11	2,60	5,20	3,07	0,22	99,63	8
2,00	0,49	1,20	4,82	5,14	0,25	99,71	8
2,50	1,60	1,30	6,20	4,18	0,21	100,01	9
2,70	2,92	1,30	5,30	2,88	0,21	99,95	9
4,00	2,36	1,96	5,30	3,15	0,21	99,88	3
2,20	0,69	1,63	4,80	4,90	0,22	99,60	9
3,20	1,39	1,53	4,54	2,91	0,22	100,14	3
2,00	0,69	1,32	4,65	5,37	0,27	99,91	4
2,90	0,49	1,15	5,00	4,76	0,18	99,95	9
3,00	1,39	1,53	4,36	2,68	0,22	100,05	3
2,30	0,69	1,17	4,92	4,30	0,18	99,86	9
1,70	0,83	2,35	5,40	2,73	0,27	99,63	9
2,60	1,39	1,53	4,73	2,30	0,21	100,03	3
2,10	0,69	1,20	4,77	5,22	0,27	99,78	9
2,00	0,42	0,17	5,40	5,53	0,21	99,78	2
1,30	0,69	0,72	6,00	3,82	0,19	100,27	11
2,85	0,55	0,80	4,85	1,11	0,14	99,56	9
1,15	1,11	3,94	4,19	4,15	0,12	99,63	8
1,80	0,69	1,53	5,00	4,76	0,25	99,95	9
3,00	0,83	1,44	4,00	4,12	0,21	99,80	9
1,80	0,97	1,74	4,00	4,23	0,21	100,02	8
1,95	0,55	1,66	4,29	3,68	0,19	100,11	3
0,70	0,49	0,92	4,00	2,82	0,10	99,68	12
2,05	0,49	1,36	4,73	5,52	0,27	99,69	5
1,00	0,49	0,52	2,00	2,56	0,06	99,89	8
Метапсаммиты							
1,00	0,97	1,80	4,04	2,33	0,18	100,18	3
0,30	0,97	0,60	5,60	3,10	0,15	100,21	9
1,35	0,49	2,00	3,00	3,09	0,14	100,32	2
1,60	0,55	2,37	1,94	2,66	0,14	99,91	9
1,40	1,39	2,60	1,60	1,80	0,19	99,98	3
0,80	0,49	2,00	2,31	2,99	0,07	100,20	9
0,70	0,49	2,80	1,72	2,01	0,15	99,90	2
0,70	0,49	0,89	2,14	2,46	0,13	100,13	3
0,50	1,11	2,70	0,82	1,16	0,10	99,85	1

на юго-восточном и восточном контактах массива, между саем Таш-Джилга и урочищем Кара-Секе (кол. А.Г. Владимирова).



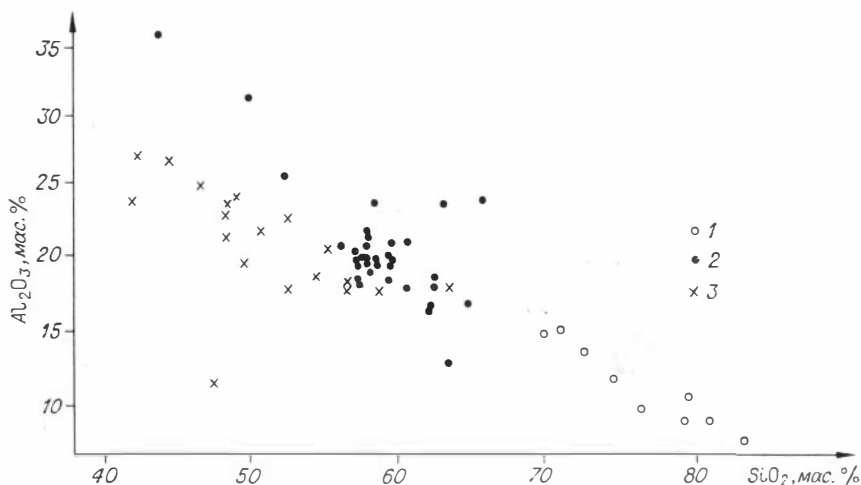


Рис. 13. Распределение составов ороговикованных пород истыкской серии и ксенолитов в гранитоидах Башгумбезовского массива.

1, 2 - метапсаммиты (1) и метапелиты (2) истыкской серии;  
3 - метапелитовые ксенолиты в гранитоидах.

вующие полю кластогенных алюмосиликатных осадочных пород (9 анализов из 34; 13-44% на всю совокупность) и полю пелитов (25 анализов из 34; 55-87%). Петрографические наблюдения подтверждают существенное преобладание метапелитовых пород в составе истыкской серии (95 шлифов из 135; 64-77%).

В соответствии с полученным разделением рассчитаны статистические оценки составов метапелитовой и метапсаммитовой породных групп (табл. 16). По классификации А.А. Предовского /1980/, ме-

тапелиты по уровню основности ( $f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2}$ , мол.% =

= 0,131 ± 0,015) относятся к классу средних глин (22 анализа из 25; 69-98%), который объединяет гидрослюдистые и близкие к ним образования повышенной калиевости. Метапсаммиты представлены кислыми разностями ( $f = 0,44 \pm 0,013$ ), и по уровню глиноземистости ( $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  мол.%) распределены следующим образом: нормальные граувакки и аркозы - 2 анализа из 9 (28-60%), глинистые - 3 анализа из 9 (7-79%), высокоглиноземистые - 4 анализа из 9 (14-79%).

В результате термического воздействия вокруг гранитоидов Башгумбезовского массива сформировался зональный метаморфический ореол, внешняя граница которого фиксируется по появлению в породах истыкской серии новых парагенезисов с андалузитом. Ширина ореола в зависимости от конфигурации контакта с гранитами достигает 1-1,5 км. Границы ореола и его внутренних зон закартировать не уда-

Таблица 16. Средние составы метапелитов и метапсаммитов в контактовом ореоле Башгумбезского массива

Компонент	Метапелиты (n=25)				Метапсаммиты и метаалевропсаммиты (n=9)			
	$\bar{X}$	S	A <sub>s</sub>	E <sub>x</sub>	$\bar{X}$	S	A <sub>s</sub>	E <sub>x</sub>
SiO <sub>2</sub>	61,39	3,54	-0,46	0,46	78,21	4,55	-0,09	-1,73
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,14	2,46	6,96	0,67	0,13	0,40	-0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,85	3,45	0,96	2,09	11,19	2,98	0,36	-1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	1,61	0,62	0,37	1,64	0,92	0,26	-1,41
FeO	3,62	1,40	0,13	-1,13	1,68	0,55	1,36	0,95
MnO	0,11	0,06	2,08	3,60	0,05	0,02	0,10	-1,32
MgO	2,24	0,79	0,13	-0,36	0,95	0,45	0,18	-1,58
CaO	0,99	0,62	1,71	2,46	0,78	0,34	0,51	-1,49
Na <sub>2</sub> O	1,52	0,76	1,40	3,28	2,01	0,79	-0,63	-1,22
K <sub>2</sub> O	4,93	0,84	-1,25	3,29	2,64	1,49	0,86	-0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,05	-0,89	0,45	0,14	0,03	-0,42	-0,95
d	0,38	0,09	-0,51	1,24	0,56	0,11	0,44	-1,55
f	61,49	6,00	-0,32	0,38	66,01	9,08	-0,28	-1,34
A	99	38	0,63	-0,27	34	23	-0,15	-1,65
F	0,131	0,068	2,14	6,66	0,044	0,016	0,102	-1,98
K	28	12	0,58	-0,23	-8	28	0,47	-0,48

Примечание. Породообразующие оксиды даны в мас.%, пересчитанных на сухой остаток, d – коэффициент аргилитности; f – общая железистость; A, F, K – коэффициенты А.А. Предовского. При n = 25  $|A_s| \ll 0,718$ ,  $|E_x| \ll 1,35$ .

ется из-за интенсивно проявившейся после становления массива разрывной тектоники. Условно выделены две зоны контактово-метаморфизованных пород: внешняя (зона "пятнистых" роговиков) и внутренняя (зона гранат-кордиерит-андалузитовых роговиков).

Внешняя зона ("пятнистых" роговиков) характеризуется отчетливым развитием порфиробластических кристаллов кордиерита и появлением андалузита. Для нее типичны минеральные ассоциации № 7-9 из табл. 14.

Андалузит образует высокоидiomорфные призматические кристаллы, достигающие 1-1,5 см по удлинению. Крупные кристаллы нередко имеют зональное строение: бесцветную кайму и окрашенное ядро, которое слабо плеохроирует от розового цвета по Ng до бледно-зеленого по Np. В сечениях, перпендикулярных оси С, отчетливо видны призматическая форма кристаллов и обилие углистых включений, образующих хиастолитовые кресты.

Кордиерит встречается в виде округлых порфиробластов, заполненных более чем на половину их объема мелкими включениями кварца, плагиоклаза, серицита, биотита, магнетита и графита (?). Нередко кордиерит образует двойники, тройники и даже шестерники, что важно для диагностики этого минерала в породах экзоконтакта.

Внутренняя зона роговиков развита эпизодически. Нами достоверно выявлен только один участок на северном борту сая Туз-Джилга, выраженный приконтактной полосой шириной около 10 м. Роговики внутренней зоны - плотные черные полосчатые породы, с гранатом и калишпатом (см. табл. 14, ас. № 10-12).

Гранат образует изометричные зерна, достигающие размеров 1,0-0,5 мм в поперечнике. Анализ состава граната на микрозонде показал, что для него характерно зональное строение зерен: ядра сильно обогащены марганцем (до 56-57 мол.% Спес), а каймы - железом (58-66 мол.% Альм). Содержание  $K_2O$  и  $MgO$  очень низкое и во всех частях зерен практически одинаковое (рис. 14, см. табл. 17-18).

Кордиерит внутренней зоны (в парагенезисе с гранатами) характеризуется более высокой железистостью по сравнению с кордиеритом из "пятнистых" роговиков (табл. 17-19). Это можно объяснить различием пород по химическому составу (ср. обр. 2045 и 3245), а также тем, что кордиерит-гранат-андалузит-биотитовый парагенезис, несомненно, более высокотемпературен. Судя по отсутствию ставролита, температура контактового метаморфизма в породах внутренней зоны превышала  $650^{\circ}C$  /Фации...,  $1970^{\circ}C$ /\*, тогда как во внешней зоне появление парагенезиса андалузита, биотита и муско-

---

\* Оценки температуры в  $600-620^{\circ}C$  при  $P_{общ} = 1,0-1,5$  кбар, полученные по гранат-кордиеритовому термометру /Thompson, 1976; Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия ..., 1983/, занижены из-за высокой примеси марганца в гранате.

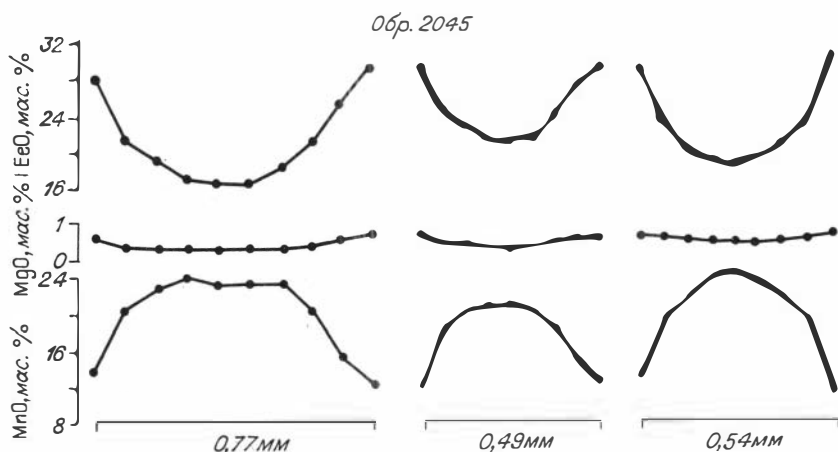


Рис. 14. Зональность кристаллов граната из роговиков внутренней зоны (кварц-биотит-плаггиоклаз-гранат-андалузит-кордиеритовая ассоциация).

вита с кордиеритом, близким по составу к обр. № 3245, возможно лишь при температурах не выше  $520-560^{\circ}\text{C}$  /Ушакова, 1971; Кортиковский, 1979/.

Особенности состава и зональности граната, который имеет весьма высокую долю спессартинового компонента и ярко выраженный изоморфизм типа  $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mn}$ , позволяют оценить изменение общего давления при контактовом метаморфизме роговиков внутренней зоны. Для ассоциации кордиерит - гранат - андалузит - биотит - кварц (обр. 2045) железистость граната ( $f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mn}} \cdot 100, \%$ ) возростала с 39-40 до 63-69%, что соответствовало при  $F_{\text{Корд}} = 71,2-71,5\%$  увеличению давления с  $\sim 0,3$  до  $\sim 1,7$  кбар /Лепезин, Королук, 1984/.

В целом характерная черта контактового метаморфизма ореола вокруг Башгумбезского массива - кордиеритовый профиль роговиков. По типу минеральных парагенезисов и оценкам температуры можно с большей долей уверенности говорить об амфибол-роговиковой фации метаморфизма для пород внутренней зоны и мусковит-роговиковой - для зоны "пятнистых" роговиков.

В контактовом ореоле и в кровельных останцах Башгумбезского массива широко проявлены хлорит-мусковитовые метасоматиты по роговикам, связанные, вероятнее всего, с позднемагматической (постмагматической?) стадией становления гранитоидов. Обнаружены также турмалинизированные породы (особенно в зальбандах гранитных жил) и скарны. Последние известны в останце кровли на юге массива, где они представлены маломощной ( $M \sim 1-1,5$  м) зоной кварц-биотит-микроклин-диопсид-гранатового состава.

Таблица 17. Химический состав минералов из метapelитовых роговиков Башгумбеского массива

№ п/п	Номер зерна	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Σ
Обр. 2045, тип парагенезиса 11										
1	Гр 1 центр	36,5	0,28	20,43	16,27	24,51	0,38	1,59	Не обн.	99,96
2	Гр 1 край	36,4	0,08	20,55	25,61	14,31	0,71	1,44	"	99,10
3	Гр 2 центр	37,1	0,16	20,38	26,91	13,67	0,79	1,00	"	100,01
4	Гр 2 край	37,4	0,05	20,13	29,43	10,84	0,84	1,22	"	99,91
5	Гр 3 центр	36,9	0,21	20,37	16,98	24,27	0,38	1,35	"	100,46
6	Гр 3 край	37,1	0,06	20,70	28,22	12,42	0,78	0,83	"	100,11
7	Корд 4	45,3	0,01	31,64	15,60	0,80	3,66	0,08	0,18	97,27
8	Корд 5 центр	45,9	0,01	31,71	15,06	1,32	3,72	0,13	0,24	98,09
9	Корд 5 край	45,8	0,02	31,91	15,17	1,40	3,72	0,13	0,23	98,38
Обр. 3245, тип парагенезиса 9										
10	Корд 1	46,0	Не обн.	33,39	10,35	0,41	6,42	Не обн.	0,31	96,88
11	Корд 2	46,0	"	33,25	9,95	0,59	6,71	"	0,31	96,19

Примечание. 1-6 - гранат, 7-11 - кордиерит. Тип минерального парагенезиса приведен в табл. 14, силикатные анализы обр. № 2045, 3245 - в табл. 15. Минералы анализировались на микрозонде "JXA-5A" в ИГиГ СО АН СССР, аналитик О.Н. Майорова, обр. из кол. А.Г. Владимирова.

Таблица 18. Формульные коэффициенты и компонентный состав гранатов из метapelитовых роговиков Башгумбезского массива

№ п/п	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Σ катионов	Пироп	Аль-мандин	Спес-сартин	Грос-суляр	Ан-дра-дит	Σ минаялов	f <sub>1</sub>	f <sub>2</sub>
1	2,994	0,017	1,976	0,017	1,099	1,703	0,046	0,140	7,992	1,55	36,68	56,82	3,83	0,84	99,72	98,40	95,95
2	3,004	0,005	1,999	-	1,768	1,000	0,087	0,127	7,991	2,91	58,99	33,38	4,25		99,53	96,96	95,29
3	3,031	0,010	1,963	0,010	1,829	0,946	0,096	0,088	7,973	3,22	61,18	31,64	2,45	0,48	98,97	96,68	95,00
4	3,054	0,003	1,938	0,025	1,985	0,750	0,102	0,107	7,962	3,42	66,47	25,11	2,33	1,24	98,58	96,43	95,10
5	3,011	0,013	1,960	0,024	1,134	1,678	0,046	0,118	7,984	1,54	37,89	56,03	2,72	1,23	99,40	98,41	96,09
6	3,027	0,004	1,991		1,926	0,858	0,095	0,073	7,974	3,17	64,40	28,71	2,43		98,71	96,77	95,31

Примечание. Порядковый номер соответствует номерам в табл. 17. При пересчетах окисное и закисное железо было разделено согласно стехиометрической формуле гранатов.

$$f_1 = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Mg}} \cdot 100\%, \quad f_2 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%.$$

Таблица 19. Формульные коэффициенты кордиеритов из метapelитовых роговиков Башгумбезского массива

№ п/п	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	Σ катионов	f <sub>1</sub>	f <sub>2</sub>
7	4,913	4,043	1,415	0,074	0,592	0,010	0,038	11,085	71,55	70,50
8	4,934	4,016	1,353	0,120	0,595	0,014	0,050	11,082	71,23	69,46
9	4,913	4,036	1,361	0,127	0,595	0,014	0,048	11,094	71,44	69,58
10	4,873	4,170	0,917	0,036	1,013		0,064	11,073	48,47	47,51
11	4,873	4,153	0,882	0,052	1,059		0,064	11,083	46,86	45,44

Примечание. Порядковый номер соответствует номерам в табл. 17.

$$f_1 = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100\%, \quad f_2 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}} \cdot 100\%.$$

## КСЕНОЛИТЫ

Отличительной чертой Башгумбезского массива является присутствие в гранитоидах разнообразных ксенолитов, которые отличаются формой, размером, химическим и минеральным составом, а также имеют свою специфику распространенности по площади массива.

Для приконтактной зоны характерны ксенолиты, состав которых полностью отвечает составу расположенных здесь же вмещающих роговиков, а форма и размеры зависят только от характера контакта. Чаще всего это небольшие сближенные в пространстве угловатые обломки, сцементированные гранитным материалом, реже отдельные ксенолиты, пронизанные апофизами или слепыми жилами гранитов. В случае тектонических границ интрузива с боковыми породами ксенолиты этого типа обычно отсутствуют.

Ксенолиты другого типа сложены глубоко метаморфизованными породами, среди которых по химическому составу явно преобладают метапелиты. Это мелкие (от 1–2 до 5–7 см в поперечнике) округлой или неправильной формы включения с закатанными краями. Они легко опознаются благодаря черно-серой окраске на фоне белых гранитов и большей устойчивости к выветриванию.

Распространенность метапелитовых ксенолитов неодинакова. Наиболее часто они встречаются в амагматитах второй и гранитах третьей (главной) интрузивных фаз, где их количество обычно равно двум–трем десяткам, но иногда достигает нескольких сотен на 100 м<sup>2</sup>. По площади массива ксенолиты распределены случайным образом и не обнаруживают какой-либо зависимости ни от собственного состава, ни от состава вмещающих пород.

Петрохимические особенности ксенолитов существенно иные, чем у метапелитовых роговиков экзоконтакта. Они характеризуются более низкой кремнекислотностью и высокой глиноземистостью (см. рис. 15, табл. 21).

Обращает на себя внимание полное отсутствие ксенолитов металаверолитов и металавсанитов, которые довольно широко развиты в контактовом ореоле и эндоконтактной зоне Башгумбезского массива.

Минеральный состав ксенолитов этого типа значительно разнообразнее, чем во вмещающих роговиках. В них наряду с биотитом, андалузитом и кордиеритом широко представлены такие минералы, как силлиманит, гранат, корунд, шпинель и иногда калиевый полевой шпат, что, несомненно, указывает на более высокие значения температуры и, возможно, давления при их образовании. На эту особенность впервые обратил внимание И.Н. Тимофеев /1971/, который выделили два типа метапелитовых ксенолитов в Башгумбезском массиве: андалузитовые сланцы, обычно замещенные парагенезисом силлиманита и мусковита; гранитизированные слюдяные сланцы, соответствующие породам глубинных зон.

Проведенные нами исследования показали, что по типу минеральных ассоциаций и особенностям химизма входящих в их состав мине-

ралов выделяются четыре группы метapelитовых ксенолитов (табл. 22):

А - двуслюдяные (с фибролитовым силлиманитом и иногда кашпатам);

Б - андалузитовые и андалузит-кордиеритовые;

В - андалузит- и кордиерит-силлиманитовые;

Г - гранат-силлиманитовые и гранат-кордиерит-силлиманитовые.

Качественный набор минеральных ассоциаций практически не отличается в гранитоидах второй и третьей интрузивных фаз, однако количественные соотношения сильно варьируют. Если первые три группы ксенолитов (А, Б, В) более характерны для пород третьей фазы (89 наблюдений из 120; 65-82%), то из 28 гранатосодержащих ксенолитов (группа Г) 18 были обнаружены в гранодиоритах и адамеллитах второй фазы.

Ксенолиты группы А имеют очень простой состав. Они сложены тонкозернистыми биотитовыми или мусковит-биотитовыми сланцами, текстура которых обусловлена чередованием слоев, обогащенных слюдой или кварцем. Структура соответственно варьирует от микролепидобластовой до микрогранобластовой. Слюды существенно преобладают над кварцем и полевыми шпатами. При содержании 5,1-8,3 мас.%  $K_2O$  биотит и мусковит занимают до 60-70% объема породы. Плагноклаз отвечает по составу олигоклазу (20-26%  $Al_2O_3$ ). Красно-коричневый биотит ( $N_m = 1,632-1,633$ ) имеет низкую титанистость, высокую глиноземистость и железистость, равную 58-60% (см. табл. 23, ан. № 1-3, табл. 24).

Ксенолиты группы Б распространены ограниченно (6 наблюдений из 148; 2-10%). Они представлены двумя разновидностями: тонкозернистыми - существенно биотитовыми ( $N_m = 1,628$ ;  $f = 62,8-63,0\%$ ; ан. № 4-5 в табл. 23) сланцами гранолепидобластовой или бластопорфировой микроструктуры; грубозернистыми породами, где крупнопризматические кристаллы кордиерита ( $f = 52,0-53,6\%$ ; ан. № 6-7 в табл. 23) образуют гломеросростки, окруженные мелкозернистым кварц-биотит-мусковит-андалузит-апатитовым агрегатом.

Андалузит- и кордиерит-силлиманитовые сланцы, входящие в группу В, по текстурно-структурным признакам, набору минералов и химическому составу обнаруживают между собой большое сходство. Для тех и других характерны лепидобластовые, гранолепидобластовые и гранобластовые микроструктуры, которые переходят в свилеватые в случае широкого развития фибролитового силлиманита. Постоянно отмечаются реликтовые зерна зеленой шпинели и корунда, включенные в кристаллы андалузита или кордиерита. Силлиманит наряду с фибролитовой разновидностью часто наблюдается в виде призматических выделений, образующих сростания с андалузитом. Последний, как правило, представлен высокоидiomорфными кристаллами пятнистой окраски ( $N_p = 1,638-1,644$ ;  $N_m = 1,628-1,632$ ). Красно-коричневый биотит по оптическим константам ( $N_m = 1,628-1,635$ ) и особенностям химизма (табл. 23; ан. № 8-4; табл. 24) варьирует в довольно узких пределах как по железистости



Таблица 20. Химический состав метapelитовых ксенолитов в

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	K-40	38,02	2,00	30,90	1,55	8,61	0,20
2	K-124/1	42,00	1,99	23,66	3,65	9,60	0,18
3	K-58	42,25	1,54	26,67	2,93	7,45	0,30
4	1966/3	42,80	1,99	23,70	3,22	8,26	0,28
5	1944	43,40	1,46	27,80	2,46	7,00	0,22
6	K-156/3	44,44	1,77	26,70	2,89	6,20	0,13
7	K-105	46,60	0,93	24,96	2,42	7,22	0,22
8	K-55	48,01	1,32	21,11	3,22	8,09	0,31
9	K-68	48,20	1,20	22,98	2,50	6,12	0,16
10	K-81	48,40	1,35	23,23	2,53	6,83	0,14
11	1966/6	48,40	2,10	29,40	1,93	3,75	0,12
12	1921/7	48,98	1,39	23,88	1,67	6,16	0,20
13	K-26	50,34	1,13	21,49	3,60	7,30	0,22
14	K-158/17	52,25	1,45	22,31	3,61	4,77	0,10
15	K-81/1	52,52	1,50	17,71	2,11	5,80	0,11
16	1921/9	53,80	1,15	20,50	4,25	3,91	0,17
17	K-129/7	54,42	1,00	18,63	2,23	6,24	0,20
18	K-18	55,40	1,20	20,02	2,22	6,36	0,18
19	3175/1	56,72	0,75	17,77	3,60	4,76	0,20
20	K-16	56,76	1,10	17,78	2,67	5,25	0,16
21	3146	58,35	1,03	23,32	1,81	3,33	0,15
22	3153	58,58	1,05	19,91	2,54	5,41	0,10
23	K-99/1	58,60	1,12	17,78	1,62	6,20	0,20
24	K-158/34	63,60	0,73	17,78	1,59	3,08	0,10

Примечание. Тип минерального парагенезиса ксенолитов приведен в соответствии с данными табл. 22, обр. № 10, 14, 15, 24

## гранитоидах Башгумбезского массива, мас. %

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Тип парагенезиса
4,10	0,83	0,41	9,00	4,36	0,16	100,14	B <sub>6</sub>
3,80	0,83	0,97	8,70	4,41	0,13	99,92	Г <sub>10</sub>
3,63	0,98	0,62	8,10	4,88	0,16	99,51	B <sub>8</sub>
4,62	2,40	2,58	5,10	4,60	0,13	99,68	Г <sub>10</sub>
3,70	1,26	1,64	6,16	4,30	0,09	99,49	B <sub>6</sub>
2,20	0,55	1,15	9,00	4,40	0,15	99,58	B <sub>8</sub>
4,10	0,83	0,80	7,90	3,71	0,16	99,85	B <sub>7</sub>
3,50	1,25	0,41	8,34	4,11	0,17	99,84	B <sub>6</sub>
3,30	2,92	4,08	5,20	3,04	0,31	100,01	A <sub>1</sub>
3,50	1,11	1,97	6,80	3,94	0,21	100,01	B <sub>3</sub>
1,79	1,32	2,79	4,11	3,87	0,21	99,79	B <sub>9</sub>
3,30	1,11	2,21	7,58	3,09	0,13	99,70	B <sub>9</sub>
3,20	0,67	1,22	7,00	3,70	0,17	100,04	A <sub>2</sub>
2,60	0,69	0,97	6,80	4,10	0,31	99,96	A <sub>2</sub>
4,99	3,12	1,88	5,54	3,62	0,61	99,51	A <sub>2</sub>
2,71	0,47	1,91	6,16	4,59	0,13	99,75	B <sub>9</sub>
2,50	0,83	1,84	7,90	3,52	0,20	99,51	A <sub>2</sub>
2,69	0,55	1,94	6,30	3,10	0,20	100,16	B <sub>6</sub>
2,82	0,83	1,85	6,46	3,74	0,18	99,68	A <sub>1</sub>
2,10	0,97	2,22	8,32	2,35	0,23	99,91	A <sub>1</sub>
1,40	0,42	1,53	6,00	2,22	0,11	99,67	B <sub>9</sub>
3,30	1,25	1,57	4,36	1,94	0,21	100,22	A <sub>2</sub>
2,60	0,97	0,50	6,64	3,32	0,13	99,68	A <sub>2</sub>
1,20	1,25	0,50	5,80	3,74	0,19	99,56	A <sub>2</sub>

отобраны из адамеллитов второй фазы, остальные - из гранитов третьей фазы.

Таблица 21. Сравнение средних составов метapelитов истыкской серии и метаморфических ксенолитов в гранитоидах Башгумбесзкого массива по критерию Стьюдента

Компонент	1 (25)		2 (24)		$t_S$	$t_{05}$	$t_{01}$
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S			
SiO <sub>2</sub>	61,39	3,54	52,55	6,54	5,85	2,03	2,72
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,14	1,39	0,41	3,44	2,45	2,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,85	3,45	23,42	4,09	2,38	2,01	2,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	1,61	2,72	0,80	0,81	2,03	2,73
FeO	3,62	1,40	6,40	1,77	6,04	2,01	2,68
MgO	2,24	0,79	3,19	0,99	3,66	2,01	2,68
CaO	0,99	0,62	1,18	0,73	1,00	2,01	2,68
N <sub>2</sub> O	1,52	0,76	1,62	0,91	0,42	2,01	2,68
K <sub>2</sub> O	4,93	0,84	7,08	1,48	6,32	2,01	2,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,05	0,20	0,10	0,50	2,03	2,72
d	0,38	0,09	0,45	0,09	0,88	2,01	2,68
f	61,49	6,00	61,39	4,96	0,06	2,01	2,68

Примечание. 1 - средний состав ( $\bar{X}$ ) и среднеквадратичное отклонение (S) в метapelитах истыкской свиты; 2 - то же, в ксенолитах; в скобках - число анализов;  $t_S$  - вычисленный коэффициент Стьюдента;  $t_{05}$ ,  $t_{01}$  - критические значения критерия Стьюдента при различных степенях свободы /Лакин, 1980/. При  $t_S > t_{05}$  различия достоверны,  $t_{05} \geq t_S \geq t_{01}$  - неопределенный результат,  $t_S < t_{01}$  - различия по критерию Стьюдента не выявлены.

(f=59,0-65,5%), так и по титанистости (TiO<sub>2</sub>=1,68-3,30 мас.%).

Последняя группа ксенолитов (Г) представлена кварц-гранат-силлиманитовыми и кварц-кордиерит-гранат-силлиманитовыми двуслюдяными сланцами, которые иногда содержат шпинель и корунд. Структуры пород определяются сочетанием относительно крупных порфиробласт граната с более тонкозернистой основной массой, сложенной другими минералами.

Кордиерит обычно сильно изменен, но в ряде образцов сохранились его свежие реликты (см. табл. 23, ан. № 61-64, табл. 24). У биотита относительно широко варьирует состав, особенно по содержанию титана (см. табл. 23, ан. № 20, 21, 26, 31, 34, 36, 41, 48, 49, 54, 58-60; f=56,4-67,1%; TiO<sub>2</sub>=0,07-4,08 мас.%).

Таблица 22. Минеральные ассоциации метапелитовых ксенолитов в гранитоидах Башгумбезского массива

№ ассоциации	Минеральные ассоциации (±Ил±Турм)	Распространенность (кол-во шлифов)		
		Граниты второй фазы	Граниты третьей фазы	Общее число наблю- дений
A1	Кв+Пл+Би	2	5	7
A2	Кв+Пл+Муск±Кпш±Силл	8	38	46
B3	Кв+Пл+Би+Муск+Анд	2	1	3
B4	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Корд	-	3	3
B5	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Корд+Гр± ±Шл±Кор	-	2	2
B6	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Силл±Шл± ±Кор±Кпш	3	16	19
B7	Кв+Пл+Би+Муск+Анд+Корд±Силл± ±Шл±Кор	1	3	4
B8	Кв+Пл+Би+Муск+Силл±Корд±Шл± ±Кор±Кпш	5	15	20
B9	Кв+Пл+Би+Муск+Силл±Корд±Кпш	7	11	18
Г10	Кв+Пл+Би+Муск+Силл+Гр	7	2	9
Г11	Кв+Пл+Би+Муск+Гр±Кпш	5	3	8
Г12	Кв+Пл+Би+Муск+Гр+Силл+Шл+ ±Кор±Кпш	2	3	5
Г13	Кв+Пл+Би+Муск+Гр+Силл+Корд± ±Шл±Кор±Кпш	4	-	4
Всего...		46	102	148

Еще большее разнообразие обнаруживает гранат, который отвечает алмандину с той или иной примесью спессартинового и пиропового компонентов. Состав граната меняется не только в разных образцах, но и в пределах отдельных зерен (см. табл. 23, 25).

Метапелитовые ксенолиты Башгумбезского массива подвержены интенсивному метасоматическому изменению, в результате которого существенно меняются структурно-текстурные особенности пород, их минеральный и химический состав. Метасоматическое замещение выражается в замещении андалузита спутанно-волоконистым агрегатом фибролитового силлиманита и мусковита, замещении граната биотитом и мусковитом, хлоритизации биотита, образовании псевдоморфоз мусковита и хлорита по микроклину и кордиериту и т.п. Для измененных пород характерно наличие неравновесных ассоциаций с реликтами исходных зерен минералов, например крупных порфириобласт мусковита (в ассоциации с кварцем) с реликтами зерен шпинели и корунда.

Таблица 23. Химический состав минералов из метapelитовых ксенолитов в гранитоидах Башгумбезского массива, мас.%

№ п/п	Номер зерна	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Обр. 1942, тип парагенезиса А <sub>1</sub>												
1	Би1	35,3	1,37	19,37	19,91	0,58	7,50	Не опр.	0,06	0,09	9,71	93,89
2	Би2	36,0	1,99	20,27	18,56	0,39	7,60	"	Не обн.	0,13	9,53	94,45
Обр. 1921/9, тип парагенезиса А <sub>2</sub>												
3	Би1	35,6	2,14	19,59	20,38	0,44	7,69	"	"	0,12	9,61	95,53
Обр. 1924/6, тип парагенезиса В <sub>3</sub>												
4	Би1	35,4	2,61	20,36	19,63	0,36	6,48	"	0,14	0,25	9,33	94,56
5	Би2	34,8	2,52	19,03	20,61	0,29	6,84	"	0,07	0,25	9,50	93,91
Обр. РТБ-2 тип парагенезиса В <sub>4</sub>												
6	Крд1 центр	47,2	Не обн.	31,79	10,32	0,56	5,65	"	Не опр.	1,45	Не опр.	96,97
7	Крд1 край	47,4	"	31,84	10,44	0,62	5,37	"	"	1,65	"	97,32
Обр. 1924/9, тип парагенезиса В <sub>6</sub>												
8	Би1	35,5	3,50	20,45	20,41	0,28	6,03	"	"	0,24	0,51	95,70
Обр. 2006, тип парагенезиса В <sub>6</sub>												
9	Би1	36,1	1,90	20,61	19,54	0,46	6,15	"	0,06	0,22	9,52	94,56
Обр. 1944, тип парагенезиса В <sub>6</sub>												
10	Би1	36,2	1,68	21,36	17,83	0,52	6,95	"	0,08	0,18	9,60	94,26

			Обр.1921/4, тип парагenezиса B <sub>8</sub>											
11	Би1	35,3	2,49	19,11	21,06	0,44	7,24		0,04	0,16	9,53	95,37		
			Обр. 2012, тип парагenezиса B <sub>8</sub>											
12	Би1	35,5	2,60	20,53	18,99	0,42	6,51	"	0,33	0,23	9,34	94,45		
			Обр. 2049/5, тип парагenezиса B <sub>8</sub>											
13	Би1	35,5	2,03	20,50	19,70	0,45	6,72	"	0,07	0,18	9,44	95,39		
			Обр. 1966/6, тип парагenezиса B <sub>9</sub>											
14	Би1	35,2	2,53	19,32	20,32	0,29	7,54	"	0,18	0,32	8,94	94,64		
			Обр. 1990, тип парагenezиса Г <sub>10</sub>											
15	Би1	36,5	2,39	20,98	18,84	0,74	5,29	"	Не обн.	0,10	9,82	94,66		
			Обр. 3080, тип парагenezиса Г <sub>10</sub>											
16	Гр1* центр	37,8	Не обн.	20,98	24,68	9,46	4,81	1,65	Не определялось			99,38		
17	Гр1* край	38,1	"	21,03	25,80	6,63	5,39	1,64	"	"	"	99,59		
18	Гр2 центр	38,7	"	20,81	25,40	8,42	5,27	1,28	"	"	"	99,88		
19	Гр2 край	38,5	"	21,09	26,03	6,28	5,77	1,46	"	"	"	99,13		
20	Би3* центр	36,2	3,43	18,87	18,67	0,51	7,13	Не обн.	Не опр.	0,21	9,62	94,64		
21	Би3* край	36,0	4,08	18,47	18,00	0,47	7,80	"	"	0,18	9,72	94,72		
			Обр. 3091, тип парагenezиса Г <sub>10</sub>											
22	Гр1 центр	38,7	0,13	20,40	26,12	8,41	1,31	5,43	Не определялось			100,50		
23	Гр1 край	38,2	0,06	20,23	34,73	1,70	4,52	0,96	"	"	"	100,40		
24	Гр2* центр	38,4	0,05	20,43	33,40	3,26	3,41	1,16	"	"	"	100,11		
25	Гр2* край	38,1	0,06	20,76	34,56	1,23	4,96	0,96	"	"	"	100,63		
26	Би3*	36,5	2,83	18,75	19,25	0,41	7,43	Не обн.	Не опр.	0,28	9,35	94,80		

Окончание табл. 23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Обр. 3089, тип парагенезиса $\Gamma_{10}$												
27	Гр1 центр	37,5	Не обн.	20,71	30,63	5,23	3,30	2,12	Не определялось			99,49
28	Гр1 край	38,1	"	20,85	32,82	3,22	4,60	0,88	"	"		100,47
29	Гр2 центр	37,6	"	20,66	27,05	10,51	2,35	2,93	"	"		101,10
30	Гр2* край	38,3	"	21,05	32,97	3,41	4,66	0,92	"	"		101,31
31	Би3*	36,6	1,81	19,39	18,65	0,49	7,45	Не обн.	Не опр.	0,21	9,68	94,29
Обр. К-129/1, тип парагенезиса $\Gamma_{10}$												
32	Гр1* центр	37,5	Не опр.	20,94	31,03	4,61	5,07	0,99	Не определялось			100,14
33	Гр1* край	37,8	Не опр.	21,10	31,93	3,17	5,52	1,00	"	"		100,52
34	Би2*	34,9	0,07	21,30	21,94	0,35	7,43	Не обн.	Не опр.	0,14	8,45	94,58
Обр. 1924/1, тип парагенезиса $\Gamma_{11}$												
35	Гр1	38,3	0,08	21,48	32,12	1,93	4,93	1,73	Не определялось			100,57
36	Би2	37,0	0,05	20,93	19,84	0,77	5,45	0,11	Не опр.	0,24	9,87	94,26
Обр. 1987, тип парагенезиса $\Gamma_{11}$												
37	Гр1 центр	38,6	0,10	21,11	31,90	2,78	4,41	1,75	Не определялось			100,65
38	Гр1 край	38,6	0,09	21,05	32,22	2,52	4,48	1,82	"	"		100,78
Обр. 2005, тип парагенезиса $\Gamma_{11}$												
39	Гр1* центр	37,9	0,10	20,89	32,32	4,60	2,75	1,64	Не определялось			100,20
40	Гр1* край	38,1	0,10	21,00	31,34	3,23	4,78	1,62	"	"		100,17
41	Би2*	36,2	1,45	21,43	19,18	0,59	5,38	Не обн.	Не опр.	0,09	9,70	94,02
Обр. 3095, тип парагенезиса $\Gamma_{12}$												
42	Гр1* центр	37,2	0,02	20,50	34,95	3,74	1,96	1,00	Не определялось			99,37
43	Гр1* край	37,0	0,08	20,71	33,20	3,07	3,81	1,16	"	"		99,03
44	Би2*	36,0	1,20	19,53	20,28	0,37	7,34	Не обн.	Не опр.	0,16	9,25	94,17

Обр. 3102, тип парагенезиса Г <sub>12</sub>												
45	Гр1 край	38,6	Не обн.	20,84	32,78	1,94	5,21	1,02	Не определялось			100,39
46	Гр2*центр	38,6	"	21,15	32,43	3,10	4,73	1,10	"			101,11
47	Гр2*край	38,5	"	21,11	31,85	2,01	5,31	0,97	"			99,75
48	Би3*	35,5	0,28	21,00	20,90	0,52	6,98	Не обн.			9,49	94,67
49	Би4	35,0	0,32	20,91	20,63	0,60	6,65	"			9,61	93,72
Обр. 3140, тип парагенезиса Г <sub>13</sub>												
50	Гр1 центр	37,9	Не опр.	21,14	31,68	3,53	5,61	1,41	Не определялось			101,27
51	Гр1 край 1	37,8	"	21,06	31,93	1,78	7,35	1,39	"			101,31
52	Гр1 край 2	37,6	"	21,51	31,96	1,54	7,44	1,33	"			101,38
Обр. 1966/3, тип парагенезиса Г <sub>13</sub>												
53	Гр1 край	37,2	0,08	20,85	31,06	2,98	7,75	1,41	Не определялось			101,33
54	Би2	35,8	3,31	19,90	19,49	0,34	7,26	Не обн.	0,23	0,21	9,47	96,01
Обр. 3233, тип парагенезиса Г <sub>13</sub>												
55	Гр1 центр	37,0	0,03	20,68	35,89	3,30	3,18	1,01	Не определялось			101,07
56	Гр1*край	36,9	0,07	20,87	37,38	2,25	2,87	1,06	"			101,40
57	Гр1**край2	37,5	0,02	21,10	36,52	2,11	3,60	1,01	"			101,86
58	Би2*	34,8	0,54	22,02	22,41	0,34	5,96	0,13	Не опр.	0,22	8,92	95,34
59	Би3 центр	35,1	3,52	19,39	21,85	0,26	6,38	0,06	"	0,17	9,37	96,14
60	Би3***край	35,2	2,64	19,36	20,79	0,27	6,74	0,09	"	0,16	9,35	94,60
61	Корд4***	47,9	Не обн.	31,50	11,95	0,53	4,87	Не обн.	"	0,84	Не опр.	97,59
62	Корд5	47,2	"	32,54	11,59	0,36	5,75	"	"	0,60	"	98,04
63	Корд6***край	47,1	"	32,11	9,66	0,31	6,38	"	"	1,18	"	96,74
64	Корд6 центр	47,6	"	32,40	10,09	0,22	6,98	"	"	0,76	"	98,05

Примечание. Тип минерального парагенезиса приведен в табл. 23; звездочками отмечены анализы, выполненные на контакте зерен двух минералов в пределах одного образца. Минералы анализировались на микрозондах JXA-5A, "Camebax" в ИГИГ СО АН СССР, аналитик О.Н. Майорова, образцы из кол. А.Г. Владимирова.



Таблица 24. Кристаллохимические коэффициенты биотитов и кор

№ п/п	Si	Ti	Al	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg
Биотиты						
1	2,743	0,080	1,775	1,294	0,038	0,869
2	2,746	0,114	1,823	1,184	0,025	0,864
3	2,716	0,123	1,762	1,300	0,028	0,874
4	2,716	0,151	1,842	1,260	0,023	0,741
5	2,714	0,148	1,750	1,344	0,019	0,795
8	2,698	0,189	1,833	1,297	0,018	0,683
9	2,763	0,109	1,860	1,251	0,030	0,702
10	2,751	0,096	1,914	1,133	0,033	0,787
11	2,712	0,144	1,731	1,353	0,029	0,829
12	2,722	0,150	1,856	1,218	0,027	0,744
13	2,700	0,162	1,838	1,253	0,029	0,762
14	2,709	0,146	1,753	1,308	0,019	0,865
15	2,782	0,137	1,885	1,201	0,048	0,601
20	2,763	0,197	1,698	1,205	0,033	0,811
21	2,745	0,234	1,661	1,148	0,030	0,887
26	2,786	0,162	1,686	1,228	0,026	0,845
31	2,744	0,103	1,837	1,187	0,032	0,845
34	2,688	0,004	1,934	1,413	0,023	0,853
36	2,844	0,003	1,897	1,275	0,050	0,624
41	2,779	0,083	1,939	1,231	0,038	0,615
44	2,779	0,069	1,774	1,308	0,024	0,844
48	2,732	0,016	1,905	1,345	0,034	0,800
49	2,726	0,019	1,919	1,343	0,040	0,772
54	2,704	0,188	1,772	1,231	0,022	0,817
58	2,673	0,031	1,991	1,438	0,022	0,682
59	2,683	0,202	1,745	1,396	0,017	0,726
60	2,718	0,153	1,761	1,342	0,018	0,776
Кордиериты						
6	5,011		3,978	0,917	0,050	0,894
7	5,018		3,977	0,925	0,056	0,848
61	5,071		3,932	1,058	0,047	0,769
62	4,965		4,036	1,020	0,032	0,902
63	4,988		4,009	0,856	0,027	1,007
64	4,976		3,988	0,881	0,020	1,087

Примечание. Порядковый номер соответствует номеру в табл. 24.

$$f_1 = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Ti} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100\%; \quad f_2 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%.$$

## диеритов из метапелитовых ксенолитов Башгумбезского массива

Ca	Ba	Na	K	$\Sigma$ КАТИОНОВ	f <sub>1</sub>	f <sub>2</sub>
Биотиты						
	0,002	0,014	0,963	7,777	61,90	59,82
		0,019	0,927	7,702	60,49	57,81
		0,018	0,935	7,757	62,41	59,80
	0,004	0,037	0,913	7,688	65,93	62,97
	0,002	0,038	0,945	7,755	65,52	62,83
		0,035	0,922	7,676	68,80	65,5
	0,002	0,033	0,930	7,679	66,44	64,06
	0,002	0,027	0,931	7,675	61,59	59,01
	0,001	0,024	0,934	7,757	64,80	62,01
	0,010	0,034	0,914	7,674	65,22	62,08
	0,002	0,027	0,916	7,690	65,46	62,18
	0,005	0,048	0,878	7,731	63,00	60,19
		0,015	0,955	7,623	69,75	66,65
		0,031	0,937	7,675	63,89	59,77
		0,027	0,946	7,678	61,42	56,41
		0,042	0,910	7,685	62,63	59,24
		0,031	0,941	7,720	61,01	58,42
		0,021	0,830	7,767	62,80	62,36
0,009		0,036	0,967	7,705	68,03	67,14
		0,014	0,950	7,649	68,73	66,68
		0,023	0,910	7,731	62,40	60,78
			0,932	7,764	63,55	62,70
			0,955	7,774	64,49	63,50
	0,019	0,031	0,912	7,696	63,81	60,11
0,011		0,033	0,873	7,754	75,10	67,83
0,005		0,025	0,913	7,712	68,99	65,79
0,007		0,023	0,921	7,719	66,10	63,36
Кордиериты						
		0,300		11,150	52,00	50,60
		0,340		11,164	53,60	52,10
		0,172		11,049	58,96	57,91
		0,122		11,077	53,84	53,07
		0,242		11,129	46,72	45,95
		0,154		11,106	45,32	44,77

Таблица 25. Формульные коэффициенты и компонентный состав гранатов

№ п/п	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca
16	3,016		1,974	0,016	1,631	0,639	0,572	0,141
17	3,040		1,979		1,722	0,448	0,641	0,140
18	3,056		1,937	0,025	1,652	0,563	0,620	0,108
19	3,049		1,969		1,724	0,421	0,681	0,124
22	3,085	0,008	1,917	0,021	1,720	0,568	0,156	0,464
23	3,036	0,004	1,895	0,079	2,229	0,114	0,535	0,082
24	3,068	0,003	1,924	0,028	2,203	0,221	0,406	0,099
25	3,014	0,004	1,936	0,052	2,234	0,082	0,585	0,081
27	3,020		1,967	0,020	2,044	0,357	0,396	0,183
28	3,022		1,950	0,035	2,142	0,216	0,544	0,075
29	3,003		1,946	0,052	1,755	0,711	0,280	0,251
30	3,015		1,953	0,037	2,134	0,227	0,547	0,078
32	2,986		1,964	0,046	2,018	0,311	0,601	0,084
33	2,987		1,965	0,043	2,066	0,212	0,650	0,085
35	3,016	0,005	1,994		2,115	0,129	0,579	0,146
37	3,044	0,006	1,962	0,005	2,099	0,186	0,518	0,147
38	3,040	0,005	1,955	0,015	2,107	0,168	0,526	0,154
39	3,039	0,006	1,975		2,167	0,312	0,329	0,141
40	3,019	0,006	1,962	0,021	2,056	0,217	0,565	0,138
42	3,035	0,001	1,972	0,005	2,380	0,258	0,238	0,087
43	2,997	0,005	1,977	0,022	2,227	0,211	0,460	0,101
45	3,044		1,937	0,034	2,128	0,130	0,612	0,086
46	3,034		1,960	0,018	2,113	0,206	0,554	0,093
47	3,047		1,970		2,108	0,135	0,626	0,082
50	2,974		1,956	0,062	2,017	0,235	0,656	0,119
51	2,942		1,932	0,106	1,972	0,117	0,853	0,116
52	2,924		1,972	0,078	2,001	0,101	0,862	0,111
53	2,901	0,005	1,917	0,146	1,879	0,197	0,901	0,118
55	2,966	0,002	1,955	0,066	2,341	0,224	0,380	0,087
56	2,958	0,004	1,971	0,054	2,451	0,153	0,343	0,076
57	2,970	0,001	1,973	0,046	2,376	0,142	0,425	0,086

Примечание. Порядковый номер соответствует номеру в табл. 24. При пересчетах окисное и закисное железо было разделено согласно стехиометрической формуле гранатов.

$$f_1 = \frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Mg}} \cdot 100\%; \quad f_2 = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} \cdot 100\%.$$

## из метapelитовых ксенолитов Башгумбезского массива

$\Sigma$ катио- нов	Пироп	Альман- дин	Спес- сартин	Гроссу- ляр	Андра- дит	$\Sigma$ миналов	$f_1$	$f_2$
7,989	19,09	54,45	21,34	3,93	0,78	99,59	79,99	74,04
7,970	21,45	57,61	14,99	4,69		98,74	77,20	72,87
7,963	20,77	55,33	18,86	2,36	1,27	98,59	78,32	71,71
7,967	22,79	57,70	14,10	4,15		98,73	75,90	71,68
7,938	5,23	57,78	19,08	14,51	1,07	97,67	93,69	91,70
7,974	17,90	74,56	2,61		2,73	97,80	81,93	80,64
7,953	13,61	73,88	7,40	1,90	1,43	98,22	85,80	84,44
7,988	19,52	74,58	2,75	0,10	2,62	99,56	80,22	79,26
7,986	13,23	68,24	11,91	5,12	0,99	99,49	85,94	83,76
7,985	18,16	71,55	7,23	0,74	1,75	99,44	81,48	79,75
7,998	9,33	58,51	23,71	5,75	2,61	99,91	89,99	86,25
7,990	18,24	71,21	7,59	0,75	1,84	99,63	81,43	79,60
8,009	20,01	67,19	10,34	0,52	1,35	99,41	79,81	77,05
8,008	21,64	68,79	7,06	0,65	1,33	99,48	78,12	76,07
7,983	19,33	70,66	4,30	4,88		99,16	79,53	78,52
7,967	17,35	70,25	6,21	4,71	0,24	98,76	81,59	80,20
7,970	17,59	70,50	5,63	4,38	0,76	98,86	81,35	80,03
7,968	11,00	72,53	10,45	4,72		98,69	88,31	86,83
7,984	18,86	68,67	7,24	3,53	1,06	99,37	80,28	78,46
7,976	7,97	79,57	8,64	2,70	0,23	99,10	91,74	90,90
7,999	15,33	74,25	7,02	2,28	1,02	99,90	84,27	82,89
7,971	20,48	71,20	4,34	1,20	1,68	98,90	78,93	77,66
7,978	18,52	70,65	6,90	2,19	0,91	99,16	80,84	79,23
7,968	20,96	70,55	4,51	2,75		98,78	78,18	77,10
8,017	21,82	67,09	7,80	0,85	1,35	98,91	77,91	75,46
8,039	28,28	65,42	2,45		1,44	97,60	72,01	69,82
8,050	28,57	66,28	2,03			96,87	71,66	69,88
8,063	29,79	62,15	3,15		0,85	95,94	71,20	67,60
8,022	12,64	77,83	7,04		1,09	98,60	87,39	86,03
8,010	11,39	81,45	5,07	0,35	0,04	98,30	88,59	87,73
8,019	14,15	79,00	4,71	0,54	0,36	98,76	85,79	84,81

Валовой химический состав ксенолитов, претерпевших метасоматоз в наибольшей степени, как правило, характеризуется весьма высоким содержанием калия (до 8,5–9,0 мас.%  $K_2O$ ). Отметим также, что интенсивное метасоматическое изменение ксенолитов не позволяет использовать их валовой химический состав в качестве доказательства различия с вмещающими метапелитовыми роговиками. При сравнении статистических данных установлено (см. табл. 21), что ксенолиты обогащены калием, алюминием, закисным железом и обеднены кремнием. Однако это различие носит вторичный характер, поскольку расчет баланса вещества в случае биотитизации и мусковитизации вмещающих метапелитов показывает принципиальную возможность получения составов, близких к наблюдаемым в ксенолитах. Анализ корреляционных связей между петрогенными элементами в ксенолитах не противоречит подобному предположению.

Прежде чем приступить к определению условий метаморфизма, кратко охарактеризуем особенности химического состава минералов и их структурные взаимоотношения.

Андалузит – довольно широко распространенный минерал ксенолитов. Он образует призматические кристаллы, окрашенные в бледно-розовый цвет. Андалузит, по-видимому, – один из наиболее ранних минералов. Нередко он встречается в виде реликтовых кристаллов или их агрегатов (с включениями мелких зерен шпинели и корунда), которые окружены спутанно-волокнистым или игольчатым фибролитом. В сильно замещенных ксенолитах образуются псевдоморфозы мусковита по андалузиту, как правило, с реликтами зерен шпинели и корунда.

Силлиманит встречается практически во всех минеральных ассоциациях ксенолитов в виде длиннопризматических, игольчатых кристаллов или спутанно-волокнистых агрегатов. Призматический силлиманит образует устойчивые структурные сочетания (срастания) с другими минералами ксенолитов, в том числе и с андалузитом. Текстурно-структурные особенности фибролита свидетельствуют о более поздней его кристаллизации, вероятно, в результате метасоматического замещения пород /Колобов, 1983/.

Биотит среди минералов переменного состава наиболее распространен и образует пластинчатые произвольно ориентированные кристаллы и их срастания. Его микронзондовые анализы из разных минеральных ассоциаций (см. табл. 23) на диаграмме Al–Fe–Mg (рис. 15) образуют компактное облако точек, которое перекрывается полем биотитов из вмещающих гранитоидов. В то же время отдельные образцы характеризуются существенным изменением состава биотита (ср., например, ан. № 58–60 в табл. 23; обр. 3233).

Кордиерит – менее распространенный минерал, хотя встречается практически во всех ассоциациях, за исключением группы А (см. табл. 22). Он относится к ранним минералам и обычно диагностируется в виде реликтов, окруженных слюдистым агрегатом. Для него характерны небольшие удлиненные порфиروبласты, ориентированные согласно сланцеватости пород. Микронзондовые анализы выполнены для обр. № 3233 (кварц–биотит–мусковит–плаггиоклаз–

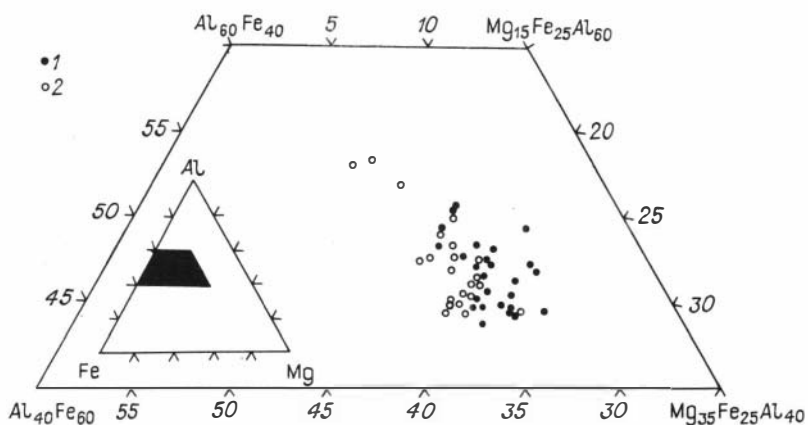


Рис. 15. Составы биотитов из метapelитовых ксенолитов (1) и вмещающих гранитоидов (2) Башгумбезского массива на диаграмме Al - Fe - Mg.

калишпат-силлиманит-кордиерит-гранатовая ассоциация). Оказалось, что в этом образце состав кордиерита (см. табл. 23) меняется весьма существенно: на контакте с зерном граната его железистость 57,9%, на некотором удалении (50-60 мкм) - 53,0% и далее (в 2 см от зерна граната) - 44,7-45,9%.

Кроме описанного выше типа очень редко встречается крупно-призматический кордиерит в ассоциации с кварцем, биотитом, мусковитом и андалузитом. Его кристаллы, достигающие 1-1,5 см в поперечнике, также неоднородны по составу (см. табл. 23): от центра к краю возрастает железистость (от 52,0 до 53,6%) и падает содержание воды (с 2,8 до 2,3 мас.%)<sup>\*</sup>.

Гранат представлен в ксенолитах двумя морфологическими разновидностями: округлыми хорошей сохранности зернами диаметром 0,5-1,5 мм, иногда до 3,5 мм; реликтовыми агрегатами с произвольными очертаниями.

Для первой разновидности гранатов установлен резкий прогрессивный тип зональности по марганцу, причем содержание этого компонента плавно снижается от 8-10 мас.% в ядрах до 1-4 мас.% на периферии зерен. (см. обр. 3080, 3089, 3091 в табл. 23; рис. 16). Количество железа и магния в том же направлении повышается, а

<sup>\*</sup> Содержание воды в кордиерите, определенное по его железистости и показателю преломления, по-видимому, несколько завышено, поскольку при оценке не учитывалось влияние натрия и бериллия /Lepезin e.a., 1976/.

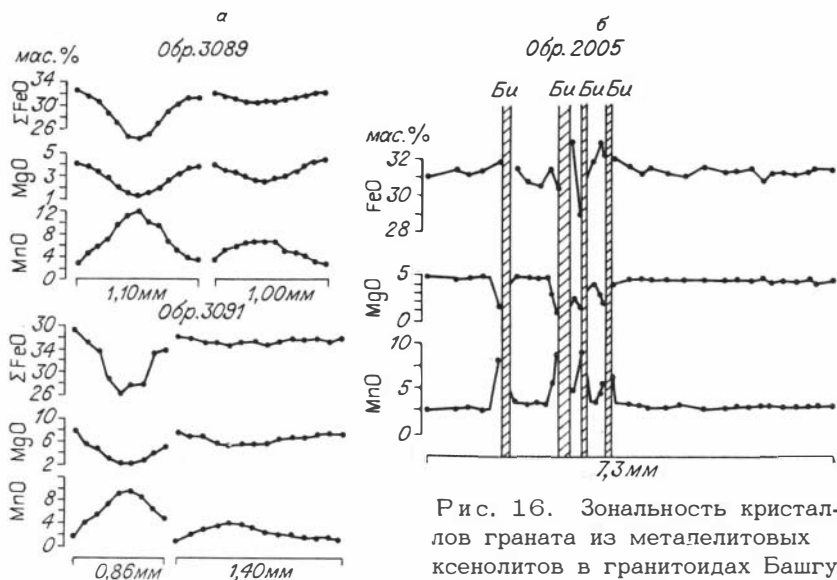


Рис. 16. Зональность кристаллов граната из метapelитовых ксенолитов в гранитоидах Башгумбезского массива (а - ассоциация  $\Gamma_{10}$  в табл. 22, б - ассоциация  $\Gamma_{11}$  в табл. 22, 23).

На контакте с биотитом (заштрихован) наблюдается резкое изменение состава граната.

кальций ведет себя по-разному. В условной форме записи\* эта зональность выглядит следующим образом: " - - + +", " - - + +". Среди метаморфических гранатов подобные типы зональности встречаются наиболее часто. Они характерны как для умеренных и средних (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации), так и для повышенных давлений (эклогиты и ассоциирующие с ними породы); исключением является только гранулитовая фация метаморфизма /Лепезин, Королук, 1985/. В ксенолитах Башгумбезского массива гранаты с зональностью " - - + +", " - - + +" присутствуют только в ассоциации с кварцем, плагиоклазом, биотитом, мусковитом и фибролитовым силлиманитом.

Вторая разновидность граната представлена незональными или слабо зональными кристаллами, в которых различие между центром и краем отдельных зерен составляет по MnO - 0,3-1,5 мас.%; CaO - 0,01-0,1, FeO - 0,3-2,1, MgO - 0,5-2,0 мас.% (см. табл. 23, 25, рис. 16). Все изученные кристаллы, как и в первом

\* Формула записи " - - + +", " - - - + " и т.п. означает тип зональности граната по четырем элементам, соответственно Mn, Ca, Fe, Mg. Знак " - " показывает падение концентрации элемента от центра к краю монокристалла, " + " - возрастание, " 0 " - отсутствие зональности /Лепезин, Королук, 1985/.

случае, прогрессивно-зональны по марганцу, однако конкретные типы зональности совершенно иные: " - 0 + +", " - 0 - +", " - 00 +". Следует отметить, что два последних типа весьма характерны для метаморфических комплексов повышенных давлений, в меньшей степени - для гранулитовой фации, и в то же время практически не встречаются в условиях эпидот-амфиболитовой фации /Лепезин, Королук, 1985/.

В ксенолитах Башгумбеского массива тип " - 0 + +" обнаружен в гранатах, ассоциирующих с кварцем, плагиоклазом, биотитом и мусковитом, в то время как зональность типа " - 0 - +", " - 0 0 + " характерна для реликтовых гранатов в следующих минеральных ассоциациях:

Кв+Пл+Би+Муск+Гр	(обр. 2005)
Кв+Пл+Би+Муск+Силл+Шп+Корд+Гр	(обр. 3095, 3140)
Кв+Пл+Би+Муск+Силл+Корд+Гр+Кпш	(обр. 3102, 3233)

Появление в ксенолитах ассоциаций андалузита с железистым кордиеритом ( $f = 52-54\%$ ), а также корундом, шпинелью и калишпатом связано с высокотемпературным метаморфизмом при давлениях  $\leq 3$  кбар /фации... , 1970; Ревердатто, 1970; Лепезин, Королук, 1984/. Об относительно низких давлениях метаморфизма свидетельствует также присутствие в ксенолитах устойчивых сростаний двух полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$ , которые фиксируют P-T-условия фазового перехода андалузит  $\rightleftharpoons$  силлиманит. Эти условия отвечают ортоамфиболовой субфации амфибол-роговиковой фации по В.В. Ревердатто /1970/ или андалузит-биотит-ортоклазовой фации по С.П. Кориковскому /1979/.

Более точная привязка к P-T-условиям для ассоциации первых трех групп ксенолитов (AB) невозможна ввиду многовариантности минеральных ассоциаций и интенсивного метасоматического замещения ксенолитов.

Определение условий формирования парагенезисов гранатсодержащих ксенолитов (группа Г) возможно, кроме того, на основе минералогической термобарометрии. Поскольку составы железо-магнезиальных минералов в отдельных образцах менялись весьма существенно, для определения температуры и давления использовались химические анализы соответствующих минералов, находящихся в непосредственном контакте друг с другом, с привлечением текстурно-структурных признаков, доказывающих устойчивость их сростания.

Оценки температуры и давления производились с помощью гранат-биотитового и гранат-кордиеритового геотермометров /Перчук, 1970; Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия..., 1983; Thompson, 1976/, а также дивариантного равновесия кордиерит  $\rightleftharpoons$  гранат + силлиманит + кварц.

Для ассоциации граната с кварцем, кордиеритом, биотитом и силлиманитом (обр. 3233) значения температуры, полученные по данным разных исследователей, ложатся в довольно узкую область -  $870-880^\circ\text{C}$ . Менее однозначны определения глубинности пород. Так, по Б. Хенсену и Д. Грину /Hensen, Green, 1972, 1973/, давления оцениваются в 5,8-6,5 кбар, по Г.Г. Лепезину и В.Н. Ко-



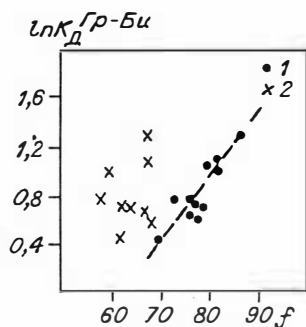


Рис. 17. Характер корреляции между коэффициентом распределения железо-магнезиальных компонентов "гранат-биотит" и железистостью этих минералов в ксенолитах Башгумбезского массива.

1, 2 - железистость граната (1) и биотита (2).

910°С при давлении 9,7-10,0 кбар.

Оценки температуры, полученные по гранат-биотитовому геотермометру при давлении  $P_{\text{общ}} = 5$  кбар, варьируют в диапазоне 690-920°С. Столь серьезное расхождение, на наш взгляд, обусловлено отсутствием надежных признаков, позволяющих различать биотит, равновесный с гранатом, и более поздний метасоматический.

На метасоматическую природу по крайней мере части биотита указывает, например, тот факт, что его состав мало зависит от типа минеральной ассоциации и в то же время весьма близок к составу биотита из вмещающих гранитов (см. табл. 23, рис. 15). Даже в тех случаях, когда анализировались зерна биотита в контакте с гранатом, их железистость не коррелируется, а  $K_D^{Gr-Bi}$  зависит только от состава биотита (рис. 17). О реакционном характере взаимоотношений между этими минералами свидетельствует также локальное обогащение граната марганцем и железом в узких зонах (~ 50-60 мкм), непосредственно граничащих с биотитом (см. рис. 17).

В целом для небольшого числа ксенолитов, судя по реликтовым (гранатсодержащим) парагенезисам и полученным оценкам температур и давлений, можно говорить о начальных условиях метаморфизма, отвечающих биотит-ортоклазовой субфации силлиманит-биотит-ортоклазовой фации по С.П. Кориковскому /1979/ или гранулитовой с переходами в высокотемпературную часть амфиболитовой фации по Н.Л. Добрецову и соавторам /Фации ..., 1970/.

## ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОВ

Характерная черта высокоглиноземистых гранитов и их эффузивных аналогов - присутствие метапелитовых ксенолитов, которые трактуются как глубинные (реститовые) образования, захваченные магмой на уровне выплавления и затем вынесенные в верхние горизонты земной коры /Chappell, White, 1974/. Доказать глубинное происхождение ксенолитов обычно трудно из-за их сильного преобразования (контактово-метаморфического и метасоматического),

произошедшего во время подъема магмы и ее последующей кристаллизации. Очевидно, эволюция химического и минерального состава глубинных ксенолитов должна протекать в соответствии с изменением состава и  $PT$ -параметров родоначального расплава.

В предельном случае при медленном подъеме магмы и затвердевании ее в равновесных условиях минеральный состав ксенолитов будет отражать субсолидусный этап кристаллизации. Именно этим условиям отвечает, скорее всего, механизм подъема абиссальных гранитогнейсовых куполов, для которых отмечается изофациальность ксенолитов с вмещающими гранитами и их метаморфическим обрамлением.

Для гипабиссальных и тем более приповерхностных фаций интрузивных гранитов возможность сохранения первичного состава ксенолитов существенно выше /Ермолов и др., 1979/. Глубинные ксенолиты здесь сложены неравновесными минеральными ассоциациями, в которых сочетаются реликтовые минералы с более поздним парагенезисом низких давлений и температур, соответствующих уровню становления массива.

Сам факт наличия в ксенолитах резко неравновесных минеральных ассоциаций, разрыв смесимости в изоморфных минеральных рядах (по железистости), особенности состава и тип зональности реликтовых минералов могут служить прямым указанием на глубинную природу ксенолитов и ксенокристов /Ермолов, 1983; Магматизм..., 1982; Владимиров, Майорова, 1983; Владимиров и др., 1985/.

Расшифровка последовательности преобразования глубинных ксенолитов позволяет не только получить новую информацию о составе магмообразующих субстратов, но и проследить эволюцию физико-химических условий существования расплава в ходе его подъема и кристаллизации. Рассмотрим это на примере кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива.

Всю гамму включений, отмеченных в гранитоидах, можно разбить на два класса по глубинности. К первому классу, который соответствует уровню становления массива, относятся разнообразные обломки горных пород, совпадающие по составу с вмещающими стратифицированными и интрузивными образованиями. На их захват во время формирования магматической камеры указывают небольшие размеры ( $1 \leq 2R \leq 100$  см) и четкая приуроченность к узкой эндоконтактной зоне, независимо от того, граниты какой интрузивной фазы граничат с вмещающими породами /Калинин и др., 1977/. Подавляющее большинство включений второго класса представлено округлыми ксенолитами, размеры которых колеблются в очень узких пределах ( $1-2 \leq 2R \leq 5-7$  см). Необычно высокая стабильность ксенолитов по размеру, по-видимому, связана с их продвинутой сепарацией в процессе подъема расплава /Кутыев, Шаратов, 1979/.

Частота встречаемости ксенолитов этого типа определяется последовательностью формирования магматических пород. В диоритах и гранодиоритах первой фазы они отсутствуют полностью, в адамеллит-гранитах второй и крупновкрапленных гранитах третьей фазы встречаются наиболее часто, в более поздних гранитах и лейкогранитах –

очень редко. Внутри отдельных интрузивных тел они распространены более или менее равномерно, а их химический и минеральный состав не обнаруживает связи с характером боковых пород. Отметим также, что среди них отсутствуют породы вулканогенного состава, метаталесчаники и мраморы, которые широко развиты в обрамлении массива.

По составу рассматриваемые ксенолиты представлены бедными кальцием глубокометаморфизованными кристаллическими сланцами (метапелитами) и очень редко – метабазами и высококальциевыми алюмосиликатными метаморфитами. Метапелиты, как, впрочем, и другие разности, сложены явно неравновесными минеральными ассоциациями. Неравновесность фиксируется как структурно-текстурными особенностями пород, так и вариациями в составе и зональностью минералов.

Железистость кордиерита, например, в разных зернах одного и того же ксенолита может сильно отличаться. Для обр. № 3233 (см. табл. 23) установлено, что зерно, находящееся в контакте с гранатом, отражает условия средних давлений и температур ( $f_{\text{Гр}} = 85,1\%$ ;  $f_{\text{Корд}} = 57,9\%$ ;  $T = 870-880^\circ\text{C}$  по данным разных исследователей;  $P = 4,2-5,2$  кбар по Г.Г. Лепезину и В.Н. Королюку /1984/), в то время как зерно, расположенное на удалении от граната и не участвовавшее в реакции  $\text{Корд} \rightleftharpoons \text{Гр} + \text{Силл} + \text{Кв}$ , имеет более низкую железистость ( $f_{\text{Корд}}^{\text{центр}} = 44,8\%$ ;  $f_{\text{Корд}}^{\text{край}} = 46,0\%$ ) и, вероятно, соответствует более глубинным условиям образования /Фации..., 1970; Лепезин, Королюк, 1984/. Особый интерес в этой связи представляют гранаты, зональность которых косвенно указывает на изменение  $P$ - $T$ -условий метаморфизма во время их роста /Tracy e.a., 1976; Авченко и др., 1976, 1978; Lopez Ruiz, 1976; Королюк и др., 1980; Spear, Selverstone, 1983; Spear e.a., 1984; Лепезин, Королюк, 1985/.

В ксенолитах Башгумбезского массива, как было показано выше, гранатосодержащие ассоциации (см. табл. 22, ас.  $\Gamma_{11}-\Gamma_{13}$ ) –

самые высокотемпературные, а морфологические особенности граната позволяют отнести его к наиболее ранним (реликтовым) минералам. При сравнении гранатов из ксенолитов и вмещающих роговиков по содержанию марганцевого компонента в ядрах монокристаллов и типу зональности выделяется три группы (рис. 18):

I – альмандин-спессартиниз роговиков (56–57 мол.% MnO) с зональностью “– – + +”, “– + + +”;

II – спессартин-альмандины из ксенолитов (18–23 мол.% MnO) с зональностью “– – + +”, “– + + +”, “– 0 + +”;

III – пиропсодержащие альмандины из ксенолитов (6–10 мол.% MnO) с зональностью “– 0 + +”, “– 0 0 + +”.

Различия между гранатами первых двух типов обусловлены не только вариациями содержания MnO в породе, но и изменением  $P$ - $T$ -условий их образования. Если для граната-I характер зональности, вероятнее всего, обусловлен прогрессивным повышением

Рис. 18. Составы гранатов из роговиков и метапелитовых ксенолитов в гранитоидах Башгумбезского массива на диаграмме Fe-Mg-Mn.

1 - характер зональности (от центра кристалла к периферии) в гранатах из метапелитовых роговиков; 2,3 - характер зональности гранатов из метапелитовых ксенолитов (2 - ассоциация  $\Gamma_{10}$ , 3 - ассоциации  $\Gamma_{11-13}$ ;

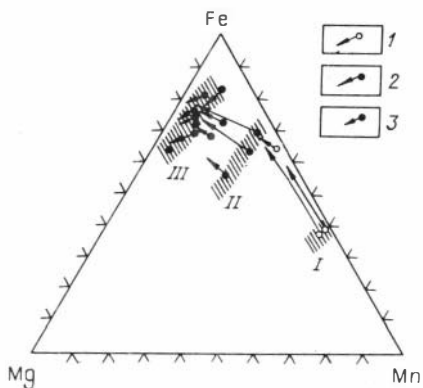


табл. 22). Заштрихованы поля, соответствующие ядерным частям кристаллов граната с разным составом и типом зональности (пояснения в тексте).

температуры, то формирование граната-II в ассоциациях Кв+Пл+Би+Гр+Силл, по данным ряда авторов /Tracy e.a., 1976; Spear, Selverstone, 1983; Spear e.a., 1984/, связано с ростом кристаллов в условиях незначительного повышения температуры ( $T \leq 30-50^{\circ}\text{C}$ ) и сильной декомпрессии ( $P$  до 4 кбар). Вполне вероятно, что ксенолиты, содержащие в виде реликтов гранат-II, представляют собой глубинные образования.

Глубинное (реститовое) происхождение надо предполагать и для ксенолитов с гранатом-III, поскольку зональность " - - - +", "- + - +", как уже указывалось, характерна для метаморфических гранатов из комплексов повышенных давлений или гранулитовой фации и в то же время почти не встречается в амфиболитовой фации /Лепезин, Королук, 1985/. На гранулитовую фацию или ее переход к высокотемпературной субфации амфиболитовой фации указывает также слабозональное строение граната-III и присутствие в парагенезисе с ним реликтового кордиерита.

Для большинства безгранатовых включений также характерны неравновесные минеральные ассоциации, но в качестве реликтовых минералов уже выступают андалузит, ортоклаз, шпинель и корунд. Парагенезисы с участием этих минералов отвечают высоким температурам ( $T \approx 850^{\circ}\text{C}$ ), низким давлениям ( $P_{\text{общ}} \leq 3$  кбар) и соответствуют ортоамфиболовой субфации роговиковой фации метаморфизма /Ревердатто, 1970; Ревердатто, Поспелова, 1977/. Их замещение более низкотемпературными минеральными ассоциациями с фибролитовым силлиманитом и мусковитом связано с метаморфизмом и метасоматозом ксенолитов в условиях роста парциального давления воды, которое на заключительной стадии завершения магматической кристаллизации могло значительно превышать 3 кбар. Это подтвер-

ждается изучением субсолидусных включений раскристаллизованных расплавов в кварце из вмещающих гранитов\*, а также оценкой  $P_{H_2O} = 3,9-4,6$  кбар, рассчитанной для краевой части монокристалла кордиерита (см. табл. 22, 23, ас. Б<sub>4</sub>, обр. РТБ-2) при  $T = 650^{\circ}C$ ,

$C_{H_2O}^{Корд} = 2,3 \pm 0,13$  мас.%,  $f^{Корд} = 53,6\%$  /Лепезин, 1983/.

На этой стадии изменения ксенолитов отличить по особенностям минерального и химического состава глубинные включения кристаллических сланцев (реститы субстрата) от контактово-метаморфизованных обломков терригенно-осадочных пород, захваченных на уровне становления массива, практически невозможно. Тем не менее особенности геологического положения ксенолитов этого типа, а также постепенная смена слагающих их минералов (от гранатосодержащих через шпинель и корундосодержащие к андалузит-силлиманитовым, андалузитовым и двуслюдяным ассоциациям, см. табл. 22) косвенно указывают на единство их генезиса.

Таким образом, приведенные выше данные, касающиеся геологии, петрографии и минералогии ксенолитов, свидетельствуют в пользу их глубинного происхождения. По крайней мере часть из них, судя по установленным для гранатосодержащих ассоциаций температурам и давлениям, являются реликтами магмообразующего субстрата, претерпевшего метаморфизм и анатексис в условиях высокотемпературной части амфиболитовой или гранулитовой фаций.

Наиболее вероятная последовательность событий, которая привела к формированию этих включений в гранитоидах Башгумбездского массива, схематично показана на рис. 19 и может быть представлена следующим образом.

Генерация кислого расплава происходила при температуре  $850-870^{\circ}C$  и  $5 \leq P_{\text{общ}} \leq 10$  кбар\*\*. В этих условиях содержание воды на ликвидусе расплава равнялось  $2,5 \pm 1,0$  мас.% /Wyllie, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978/. На маловодность исходного расплава указывает также наличие ранних вкрапленников кварца в гранодиоритах и адамеллитах Башгумбездского массива, поскольку в

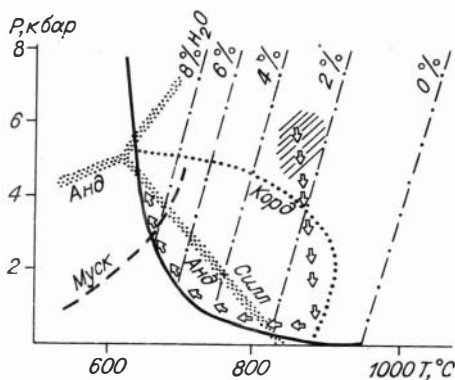
---

\* Согласно устному сообщению В.П. Чупина (ИГиГ СО АН СССР), в адамеллитах второй фазы Башгумбездского массива (обр. 3220) присутствуют первичные включения раскристаллизованных расплавов в кварце основной массы и более поздние включения того же типа в порфиловых вкрапленниках. При гомогенизации этих включений температура завершения магматической кристаллизации оценивается в  $630-650^{\circ}C$ . Содержание воды в расплавах при этом составляло не менее 7 мас.%, а давление воды - не ниже 3 кбар.

\*\* Верхний предел давления взят на основе экспериментальных данных по анатексису высокоглиноземистых гранитоидов из металецитовых субстратов /Green, 1976/, при этом принималось во внимание, что во включениях Башгумбездского массива отсутствуют мантийные признаки.

Рис. 19. Принципиальная схема изменения РТ-параметров существования гранитоидного расплава от уровня его зарождения до окончательного затвердевания. Пояснения в тексте.

Линии постоянного содержания воды на ликвидусе гранитного расплава приведены в соответствии с данными Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчикова /1978/, линии устойчивости мусковита - /Althaus e.a., 1970/, кордиерита - /Clemens, Wall, 1981/, алмосиликатов - /Richardson e.a., 1969/.



линии устойчивости мусковита - /Althaus e.a., 1970/, кордиерита - /Clemens, Wall, 1981/, алмосиликатов - /Richardson e.a., 1969/.

условиях насыщения водой кварц как ликвидусная фаза появляется только в риолитах с содержанием  $\text{SiO}_2$  не менее 74 мас.% и  $P_{\text{общ}} \ll 1-2$  кбар /Попов, 1981/. Относительная "сухость" родоначальной магмы способствовала сохранению реститовых включений.

При продвижении вверх расплав частично разогревался, главным образом из-за выделения тепла при вязком течении /Shaw, 1973; Попов, 1977/. На этой (докристаллизационной) стадии происходили растворение кристаллических фаз, если они были, прогрессивный метаморфизм включений в условиях сильной декомпрессии, а также их гидромеханическая сепарация по размеру и составу /Кутыев, Шарапов, 1979/. Поскольку глубинные включения не несут следов мигматизации, прогрессивный рост температуры расплава вряд ли достигал значений, необходимых для реализации декомпрессионно-диссипативной модели плавления вмещающих пород и образования за их счет гранитной магмы /Шкодзинский, 1981/.

Остановка расплава связана с началом его дегазации и котектической кристаллизацией /Соболев и др., 1970; Соболев, 1973; Попов, 1975/. Даже с учетом некоторой перегретости расплава относительно температурного интервала котектической кристаллизации она должна произойти на глубинах  $\sim 1-2$  км ( $P_{\text{общ}} \sim 0,3-0,6$  кбар). Судя по геологическим данным /Расчленение..., 1976/, глубина становления верхней кромки Башгумбезского массива не превышала 2 км, что хорошо согласуется с оценками начального давления при контактовом метаморфизме ( $P_{\text{общ}} \sim 0,3$  кбар).

На субликвидусном этапе составы минералов, слагающих глубинные включения, смещались в сторону более низких давлений, а сами глубинные парагенезисы замещались ассоциациями высокотемпературных роговиков. В случае полного замещения реликтовых минералов глубинные включения были уже неотличимы от контактово-метамор-

физованных ксенолитов вмещающих пород. На высокую температуру расплава в этот момент указывает также повышенная анортитовость ядерных частей плагиоклаза (45–55% Ан), который участвовал в субликвидусной котектике "Кв+Пл  $\rightleftharpoons$  расплав" /Kudo, Weill, 1970/.

На заключительной (эвтектоидной) стадии кристаллизация сопровождалась регрессивным преобразованием ксенолитов (как глубинных, так и местных) при одновременном повышении концентрации воды и других летучих компонентов в остаточном расплаве. Редкометалльная специализация расплава (или нескольких независимых расплавов), являвшегося родоначальным для гранитоидов, способствовала этому процессу, так как фтор, бор, литий имеют тенденцию накапливаться в ходе магматической дифференциации /Коваленко, 1975; Ставров, 1978; Когарко, Рябчиков, 1978/, а присадки этих компонентов существенно увеличивают растворимость воды в гранитной магме и понижают ее солидус /Островский и др., 1964; Попов, 1975; Chorlton, Martin, 1978; Коваленко, 1979; Мэннинг, Пшаван, 1984; и др./.

При эвтектоидной кристаллизации в условиях  $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$  отделение флюидной фазы было, по-видимому, затруднено, что приводило к росту избыточного интрузивного давления /Попов, Перцев, 1974/. Реализация подобного механизма вполне возможна в гранитных системах, поскольку доля эвтектики здесь весьма высока.

Значительное увеличение флюидного давления (в первую очередь водного) на магматической стадии формирования гранитоидов Башгумбеского массива, помимо данных по ксенолитам, подтверждается следующими фактами.

В гранитах Башгумбеского массива присутствует ранняя генерация мусковита, структурные взаимоотношения которой с другими пороодообразующими минералами, в том числе с биотитом, указывают на ее магматический генезис /Изох, 1965; Miller e.a., 1981/. Кристаллизация первично-магматического мусковита возможна только при давлениях выше 2–2,5 кбар /Althaus e.a., 1970/.

Содержание воды в кордиерите из адамеллитов второй фазы возрастает от центра к периферии вкрапленника от 2,1 до 2,4 мас.%, что возможно только при его кристаллизации из расплава в условиях роста парциального давления воды /Лепезин, Меленевский, 1983/. Давление воды в краевых частях вкрапленника кордиерита при содержании воды  $2,4 \pm 0,13$  мас.%,  $f = 54\%$  и температуре солидуса гранитов  $630\text{--}650^\circ\text{C}$  составляет не менее  $4,5 \pm 1$  кбар, т.е. достигает предельных значений устойчивости этого минерала в пересыщенных глиноземом гранитоидных расплавах /Clemens, Wall, 1981/. Именно с этим, возможно, связано появление мусковитовых кайм вокруг субидиоморфных вкрапленников кордиерита.

Данные изучения включений раскристаллизованных расплавов свидетельствуют, что содержание воды в расплаве на момент завершения магматической кристаллизации составляло не менее 7 мас.%, а  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  – не ниже 3 кбар.

Увеличение избыточного интрузивного давления подтверждается прямыми данными по контактовому метаморфизму вмещающих пород. Выше было показано, что наблюдаемая зональность граната в ассоциации с кварцем, андалузитом, биотитом и кордиеритом из рогови-ков внутренней зоны связан с увеличением общего давления от  $\sim 0,3$  до  $\sim 1,7$  кбар /Лепезин, Королюк, 1984/.

Следует отметить, что рост концентрации воды и ее давления при понижении температуры наблюдается во многих гранитоидных массивах, где кристаллизационная дифференциация играла значительную роль /Коваленко и др., 1984/. Автоклавный эффект кристаллизационной дифференциации неизбежно приводил к появлению внутри- и околокамерных внедрений остаточных порций расплава путем его гидростатического выжимания (магморазрыва), так как прочность вмещающих пород весьма ограничена и их сопротивляемость внешней интрузивной нагрузке вряд ли в реальных геологических условиях превышает  $0,5-1,0$  кбар /Попов, Перцев, 1974/.

Со сбросом давления в результате многократных магморазрывов, видимо, связано и очень скудное (эпизодическое) развитие рогови-ков внутренней зоны, для которых установлены относительно высокие давления (до  $1,7$  кбар).

В рамках предлагаемой модели появление поздних интрузивных фаз гранит-лейкогранитового состава, их четкая приуроченность к экзо- и эндоконтактовым зонам массива, поведение редких элементов, обладающих высокой летучестью, получают вполне логичное обоснование. В то же время далеко не все особенности эволюции магматических пород Башгумбезского массива можно объяснить кристаллизационной дифференциацией одного расплава. Статистически доказанная независимость петрохимических выборок по интрузивным фазам, специфика их геохимических свойств позволяют говорить о существенной автономности по крайней мере двух родоначальных кислых магм, которые отвечают амаеллитовой и гранит-лейкогранитовой петрографическим группам.

В той и другой группе, как было показано выше, отмечаются многочисленные признаки роста концентрации воды и соответственно ее давления на заключительной стадии кристаллизации расплавов. Однако для амаеллитов этот процесс не привел к появлению новых интрузивных фаз\* и их состав близок к составу исходного расплава. Гранит-лейкограниты, напротив, образовали широкий дифференцированный ряд (третья - шестая интрузивные фазы) за счет эволюции единой родоначальной магмы. Ее состав, скорее всего, был близок к составу крупновкрапленных гранитов третьей фазы. В пользу глубинного анатектического происхождения амаеллитов второй и крупновкрапленных гранитов третьей фазы свидетельствует также тот факт, что только эти породы содержат в обилии глубинные ксенолиты - рестины метапелитового субстрата. Объяснить явную пространственную и генетическую связь амаеллитов и гранитов глубин-

---

\* Возможно, часть аплитовых жил, близких к амаеллитам по составу, являются производными этого расплава.



ной дифференциацией не удается по целому ряду причин. К ним в первую очередь относится гомодромная последовательность внедрения, чрезвычайно скудное развитие адамеллитов и узкий температурный интервал их котектической кристаллизации, который препятствует образованию достаточно больших объемов гранитных расплавов. Для механизма фильтр-прессинга в условиях роста флюидного давления, который реализуется на уровне становления массива, с увеличением глубины условия все менее благоприятные. К тому же образовавшиеся этим путем расплавы насыщены водой и не способны к подъему в верхние горизонты земной коры.

Присутствие глубинных включений кристаллических сланцев в адамеллитах второй и крупновкрапленных гранитах третьей интрузивных фаз свидетельствует в пользу анатектического происхождения исходных для них магм за счет плавления существенно метапелитовых субстратов. В этом случае ранние адамеллитовые и более поздние гранитовые вы熔авки могут появиться в результате гранитизации единого субстрата, что косвенно подтверждается отсутствием существенных различий в химическом составе и минеральных парагенезисах содержащихся в них глубинных ксенолитов.

Особую роль в разрешении проблемы происхождения магматической ассоциации Башгумбезского массива играет высококалиевая лейкодиоритовая группа пород. Как следует из многочисленных примеров, формация высокоглиноземистых гранитов очень редко сопровождается собственными комагматичными базитовыми предшественниками. Обычно связь с основным магматизмом носит опосредованный характер (совмещение в единых магмоструктурах) и обусловлена только единством энергетического процесса образования всей магматической колонны /Изох, 1965/. В нашем случае тесное родство калиевых кварцсодержащих диоритов с более поздними кордиеритовыми гранитами не вызывает сомнений. Обращает также на себя внимание аномальный состав диоритовой породной группы (высокие содержания фтора, бора и редких элементов) и его сходство с составами глубинных включений двуслюдяных кристаллических сланцев некоторых типов.

Образование всей гаммы пород Башгумбезского массива за счет единого метапелитового субстрата может быть осуществлено только при одновременном сочетании процессов гранитизации и анатексиса. При этом на начальных стадиях гранитизации метаосадоочных пород способные к подъему относительно сухие анатектические расплавы могли появляться в результате весьма продвинутого и, вероятно, локального плавления субстрата. Именно этой стадии соответствуют калиевые диориты с высокими содержаниями фтора и фторофильных металлов, поскольку в плавление широко вовлекается биотит. По мере гранитизации субстрата состав способных к подъему расплавов смещается в сторону более кремнекислых разностей – сначала адамеллитов, а затем гранитов. Участие слюд в процессе анатексиса определяет редкометалльную специализацию кислых магм. Одновременно возрастает объем расплавов, проникающих в верхние горизонты земной коры.

Область магмообразования, вероятнее всего, представляла собой растянутую по вертикали зону, в которой одновременно существовали очаги лейкодиоритового, амаеллитового и гранитового расплавов. На завершающей (регрессивной) стадии магматизма последовательное отмирание этих очагов приводило к внедрению послегранитовых даек соответствующего состава.

Необходимо подчеркнуть, что для формации высокоглиноземистых гранитов присутствие комагматичных лейкодиоритов, так же как и близких к ним по составу лампрофировых даек, – явление очень редкое /Изох, 1965/. Для его реализации в природе необходимы исключительные условия, когда вся магматическая колонна развивалась в одном мощном метаосадочном слое. Именно этим условиям отвечает Южно-Памирский регион, для которого характерны повышенная мощность континентальной коры и ее существенно метapelитовый состав.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главный итог проведенного исследования сводится к детальной характеристике геологического строения, глубинной морфологии и вещественного состава кордиеритовых гранитов Башгумбезского массива, а также ороговикованных пород его обрамления. Значительное место отведено анализу минералогических и петрохимических особенностей глубинных ксенолитов (реститов магмообразующего субстрата). Показано, что глубинные ксенолиты несут прямую информацию о составе исходного субстрата, а изменение их минерального состава является индикатором эволюции РТ-параметров гранитоидной магмы в процессе ее зарождения, подъема и кристаллизации. Развиваемый подход к изучению глубинных ксенолитов в гранитоидах весьма перспективен, поскольку позволяет с новых позиций подойти к проблеме их происхождения, генетической систематике, а также к анализу эволюции состава глубинных недр земной коры /Chappell, White, 1974; White, Chappell, 1977; Ермолов и др., 1979; Peraluminous granites, 1981; Владимир, Майорова, 1983; Гранитоиды..., 1985/.

Основные выводы таковы.

1. Башгумбезский массив имеет плитообразную форму и ограничен по мощности глубинами 4–5 км, что, вероятнее всего, связано со срезанием его подошвы горизонтальным надвигом в верхней части земной коры. На дневной поверхности обнажается апикальная часть, которая представляет собой свод с провесами кровли. Вертикальные врезы в массив по речным долинам достигают 1–1,2 км. Общая площадь интрузива с учетом его нескрытой части составляет  $\sim 230 \text{ км}^2$ , что позволяет оценить минимальный объем магматической камеры в  $450\text{--}500 \text{ км}^3$ .

2. Массив состоит из нескольких сближенных в пространстве и во времени магматических тел или их групп, которые отвечают следующим интрузивным фазам (от ранних к поздним):

мелко-среднезернистые кварцсодержащие биотитовые диориты и крупнозернистые биотитовые гранодиориты;

мелко-среднезернистые порфириовидные кордиерит-двуслюдяные адамеллиты и граниты;

крупновкрапленные кордиерит-двуслюдяные граниты с фацией равномерно-зернистых и пегматоидных гранитов;

грубозернистые равномерно-зернистые (иногда порфириовидные) кордиеритсодержащие двуслюдяные граниты;

среднезернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты;  
мелкозернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты;  
жильная серия пород – мелкозернистые аплитовидные двуслюдяные граниты и аллиты;

поздние дайки диоритовых порфиритов, спессартитов, лампрофиров, гранодиорит- и гранит-порфиров.

Наиболее значительны по объему (более 85%) породы третьей интрузивной фазы.

3. Эволюция магматических пород по петрогенным элементам происходила в гомодромной последовательности. Поведение летучих компонентов (фтора и бора), а также фторофильных редких элементов носило более сложный характер, что связано как с условиями выплавления родоначальных магм, так и с режимом их дегазации на уровне становления.

4. По особенностям минерального и химического состава в Башгумбезском массиве выделено три существенно независимых породных группы: лейкодиоритовая, адамеллитовая и гранит-лейкогранитовая; каждая из них отвечала автономному магматическому расплаву. В совокупности они образуют контрастную базит-гранитоидную ассоциацию, кислая часть которой резко преобладает и представлена специфическим типом высокоглиноземистых гранитов\* /по Э.П. Изоху, 1965/.

5. Контактво-метаморфический ореол вокруг Башгумбезского массива имеет зональный характер, при этом его внутренняя зона была сформирована в условиях избыточного интрузивного давления при температурах, соответствующих амфибол-роговиковой фации, в то время как внешняя зона отвечала мусковит-роговиковой фации метаморфизма.

6. В гранитоидах наряду с ксенолитами боковых пород широко развиты глубокометаморфизованные включения кристаллических сланцев, которые претерпели сложную эволюцию химического и минерального состава. По крайней мере часть из них, сохранившая реликтовые парагенезисы гранулитовой или ортоамфиболовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, являются реликтами магмообразующего субстрата.

7. Рассматривается модель происхождения всей ассоциации магматических пород Башгумбезского массива как результат образования лейкодиоритовой, адамеллитовой и гранитовой родоначальных магм в результате гранитизации и анатексиса единого метапелитового субстрата, а также их последующей дифференциацией на уровне становления.

Дифференциация, связанная с ростом флюидного давления на эвтектической стадии кристаллизации и как следствие с гидростатическим отжимом (магморазрывом) остаточных порций расплава, играла значительную роль при образовании гранит-лейкогранитовой группы пород, и в меньшей степени – адамеллитов и лейкодиоритов.

---

\* Согласно другим гранитоидным систематикам, этому типу соответствуют S-граниты /Chappell, White, 1974/ или редкометалльно-плюмазитовые граниты /Таусон, 1977/.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В., Романенко И.М., Авдевинна Л.А. Генезис зональных гранатов из метаморфических гнейсов Охотского метаморфического комплекса// Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 229, № 5. - С. 1202-1205.
- Авченко О.В., Тарарин И.А., Чубаров В.М. О зональности гранатов станового комплекса и срединного хребта Камчатки// Изв. вузов. Геол. и разв. - 1978. - № 10. - С. 84-90.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. - Л.: Недра, 1963. - 241 с.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 281 с.
- Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма/ Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. М.: Наука, 1983. - 197 с.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. - М.: Наука, 1965. - 464 с.
- Болотов В.И., Гавриленко Б.В. О вулканогенно-осадочной природе карбонатных пород колмозеро-вороньинского метаморфического комплекса// Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. - Апатиты: КФ АН СССР. - 1978. - С. 98-104.
- Булгакова Е.Н., Кривенко А.П. Определение главных показателей преломления минералов в косых срезах// Геология и геофизика. - 1966. - № 10. - С. 119-125.
- Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира// Материалы по геологии Памира. - Душанбе, 1964. - С. 174-194.
- Буданов В.И., Дмитриева Э.А. Позднетриасовые (?) интрузивные комплексы// Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1976. - С. 225-227.
- Буданов В.И., Месхи А.М. Раннемеловые интрузивные породы// Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1976. - С. 232-238.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород// Геохимия. - 1962. - № 7. - С. 555-571.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Майорова О.Н. Состав и происхождение граната из высокоглиноземистых гранитоидов калгутинского комплекса (Восточный Казахстан)// Гранитоиды - индикаторы глубинного строения земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 94-112.
- Владимиров А.Г., Майорова О.Н. Генезис граната из дацит-порфиров Актюбинской вулканической структуры (Зайсанская складчатая система)// Зап. Всесоюз. минер. о-ва. - 1983. - Вып. 2, ч. 12. - С. 196-208.

- Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры/ Под ред. Э.П. Изоха. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. – 1985. – 152 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. – М.: Мир, 1965. – Т.1. – 365 с.
- Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира// Сов. геология. – 1961. – №11. – С. 21-36.
- Ермолов П.В. Петрология гранитоидов Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана: Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1982. – 31 с.
- Ермолов П.В., Кузбный В.С., Владимиров А.Г., Королук В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы гранитоидов и их петрологическое значение// Геология и геофизика. – 1979. – №3. – С. 78-87.
- Идрисова Л.В. Пример фациальной зональности гранитоидных формаций малых глубин// Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. – Душанбе: Дониш, 1971. – С. 33-34.
- Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965. – 140 с.
- Изох Э.П. Оценка рудоности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978. – 136 с.
- Калинин А.С., Белоголовский А.А., Васильева Э.М. Ксенолиты боковых пород в гранитных массивах как показатель условий их становления// Геология и геофизика. – 1977. – № 2. – С. 47-53.
- Карбышев В.Д. Использование процентных весовых величин в задачах классификации и прогноза (на примере габброидов и пикритов северо-запада Сибирской платформы)// Аспекты петрологии и металлогении. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – С. 129-146.
- Карякин А.П. Высокоглиноземистые гранитоиды памирско-шугнанского комплекса (Юго-Западный Памир)// Гранитоиды – индикаторы глубинного строения земной коры. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 113-151.
- Коваленко В.И. Роль летучих компонентов в генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов// Гранитообразование и летучие. – Свердловск, 1975. – С. 105-117.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А. Потенциальная рудоность кислых магматических пород// 27-й Международный геологический конгресс. – М.: Наука, 1984. – Т. 17. – С. 94-103.
- Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. – М.: Наука, 1979. – 152 с.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах// Геохимия. – 1978. – № 9. – С. 1293-1321.
- Колобов В.Ю. Об образовании андалузита и силлиманита в контактовом ореоле Уларского гранитоидного массива (Сангилен, Тува)// Минералог. журн. – 1983. – № 4. – С. 54-64.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапеллитов. – М.: Наука, 1979. – 264 с.
- Королук В.Н., Лепезин Г.Г., Лаврентьев Ю.Г. Изучение минералов переменного состава методом рентгеноспектрального микроанализа// Геология и геофизика. – 1980. – № 12. – С. 78-85.
- Косалс А.Я., Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 230 с.
- Критерии надежности методов радиологического датирования/ Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А. и др. – М.: Наука, 1979. – 207 с.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу// Геология и геофизика. – 1976. – №5. – С. 3-19.

- Кутыев Ф.Ш., Шараров В.Н. Петрогенезис под вулканами. - М.: Недра, 1979. - 197 с.
- Лакин Г.Ф. Биометрия. - М.: Высшая школа, 1980. - 293 с.
- Лелезин Г.Г. Возможности оценки состава флюида кордиеритсодержащих комплексов// Докл. АН СССР. - 1983. - Т.269, № 5. - С. 1177-1181.
- Лелезин Г.Г., Королук В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах// Геология и геофизика. - 1984. - № 12. - С. 116-126.
- Лелезин Г.Г., Королук В.Н. Типы зональности в гранатах// Геология и геофизика. - 1985. - № 6. - С. 71-79.
- Лелезин Г.Г., Меленевский В.Н. Проблема  $H_2O$  и  $CO_2$  в кордиеритах// Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 4. - С. 920-924.
- Ломтева А.С., Идрисова Л.В. Состав и типоморфные особенности акцессорных минералов высокоглиноземистых гранитов башгумбезского комплекса (Южный Памир)// РЖ ГЕО, 1976. - 16 с. - Деп. № 1249-76.
- Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. - М.: Недра, 1972. - 199 с.
- Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана/ Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. - М.: Наука, 1982. - 248 с.
- Месхи А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира// Материалы по геологии Памира. - Душанбе, 1964. - С. 195-213.
- Могаровский В.В., Идрисова Л.В. Высокоглиноземистые граниты Южного Памира// Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. - Душанбе: Дониш, 1971. - С. 43-44.
- Мэннинг Д., Пишаван М. Экспериментальные исследования роли фтора и бора в образовании поздних гранитных пород и связанного с ними оруденения// 27-й Международный геологический конгресс. - М.: Наука, 1984. - Т. IX. - С. 166-174.
- Налетов Б.Ф. Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 230 с.
- Налетов Б.Ф., Изох Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 72 с.
- Островский И.А., Орлова Г.П., Рудницкая Е.С. О стехиометрии при растворении воды в щелочно-алюмосиликатных расплавах// Докл. АН СССР. - 1964. - Т. 157, № 5. - С. 1146-1148.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия/ Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. - М.: Наука, 1972. - 210 с.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. - М.: Наука, 1970. - 320 с.
- Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая/ Баратов Р.Б., Могаровский В.В., Лутков В.С. и др. - Душанбе: Дониш, 1978. - 343 с.
- Пономарева А.П., Налетов Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 179 с.
- Полов В.С. Растворение воды в магме и выделение ее из расплава// Гранитообразование и летучие. - Свердловск, 1975. - С. 55-64.
- Полов В.С. Причины плавления, приводящего к образованию магм// Геохимия. - 1977. - № 4. - С. 516-524.
- Полов В.С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение// Геохимия. - 1981. - № 11. - С. 1665-1676.
- Полов В.С., Перцев Н.Н. Об оценках интрузивного давления// Актуальные вопросы современной петрологии. - М.: Наука, 1974. - С. 67-78.

- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. - Л.: Недра, 1980. - 151 с.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана/ Под ред. Р.Б. Баратова, Ю.А. Дьякова. - Душанбе: Дониш, 1976.- 268 с.
- Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. - М.: Недра, 1970.- 271 с.
- Ревердатто В.В., Поспелова Л.Н. Биотит и кордиерит в метapelитовых роговиках// Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 236, № 1. - С. 212-215.
- Рябчиков И.Д. Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного петрогенезиса// Проблемы физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1979. - Т. I. - С. 262-270.
- Соболев В.С. Стрoение верхней мантии и способы образования магмы (XIII-е чтения им. В.И. Вернадского 12 марта 1971 г.). - М.: Наука, 1973. - 34 с.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса// Геология и геофизика. - 1970. - № 4. - С. 24-35.
- Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. - М.: Недра, 1978. - 213 с.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитов. - М.: Наука, 1977. - 278 с.
- Тимофеев И.Н. Вопросы фациального соответствия гранитоидов и метаморфических образований (на примере Памира и других регионов)// Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. - Душанбе: Дониш, 1971. - С. 29-31.
- Урбах В.Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. - М.: Наука, 1964. - 324 с.
- Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. - М.: Наука, 1971. - 345 с.
- Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 327 с.
- Фации метаморфизма/ Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. - М.: Недра, 1970. - 432 с.
- Ферштатер Г.Б. и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитоидных и гранитоидных серий// Геохимия. - 1980. - № 9. - С. 1357-1370.
- Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире// Геотектоника. - 1980. - № 6. - С. 72-81.
- Шкодзинский В.С. Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы/ Геохимия. - 1981. - № 1. - С. 45-61.
- Althaus E., Karotke E., Nitsch K.H., Winkler H.G.F. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz// Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.- 1970.- N 7. - P. 325-336.
- Chappell B.W., White A. I.R. Two contrasting granite types// Pac. Geol. - 1974. - V. 8, N 2. - P. 73-74.
- Chorlton L.B., Martin R.F. The effect of boron on the granite solidus// Can. Mineral. - 1978. - V. 16. - Pt 2. - P. 239-244.
- Clemens J.D., Wall V.J. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas// Can. Mineral. - 1981. - V. 19. - Pt 1. - P. 113-131.
- Green T.H. Experimental generation of cordierite or garnet



- bearing granitic liquids from a pelitic composition// *Geology*. - 1976. - V. 2, N 4. - P. 85-88.
- Hensen B.J., Green D.H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. Pt 1// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1971. - V. 33, N 4. - P. 309-330; - Pt 3. - 1973. - V. 38, N 2. - P. 151-166.
- Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1970. - V. 1, N 1. - P. 52-65.
- Lepezin G.G., Kuznetsova I.K., Lavrentev Yu.G., Chmel'nicova O.S. Optical methods of determination of the water contents in cordierites// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1976. - V. 58, N 4. - P. 319-329.
- Lopez Ruiz J. The zoning of garnets as an indicator on the PT-history of their host-rocks// *Ann. Soc. Geol. Belgique*. - 1976. - V. 99. - P. 337-346.
- Miller C.F. e.a. Composition of plutonic muscovite genetic implications// *Can. Mineral.* - 1981. - V. 19. - Pt 1. - P. 25-34.
- Peraluminous granites// *Can. Mineral.* - 1981. - V. 19. - Pt 1. - P. 1-3.
- Shaw H.R. Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific; evidence from Hawaii// *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1973. - V. 84, N 5. - P. 1505-1525.
- Spear F.S., Selverstone J. Quantative PT-phats from zoned minerals: theory and tectonic application// *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1983. - V. 83, N 4. - P. 348-357.
- Spear F.S., Selverstone I., Hickmott D. e.a. PT-paths from garnet zoning: A new technioque for deciphering tectonic processes in crystalline terranes// *Geology*. - 1984. - V. 12, N 2. - P. 87-90.
- Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks// *Amer. J. Sci.* - 1976. - V. 276, N 4. - P. 401-454.
- Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts// *Amer. Mineral.* - 1976. - V. 61, N 7-8. - P. 762-775.
- White A.J.R., Chappell B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis// *Tectonophysics*. - 1977. - V. 43, N 1-2. - P. 7-22.
- Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review// *Tectonophysics*. - 1977. - V. 43, N 1-2. - P. 41-72.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (А. Г. Владимиров) . . . . .	3
История изученности и геологическое положение массива (А. Г. Владимиров, Р. Т. Беляева) . . . . .	5
Петрофизические свойства и глубинная морфология массива (В. Е. Верхотуров, О. А. Сусин) . . . . .	10
Внутреннее строение массива и характеристика магматических пород (Р. Т. Беляева, А. Г. Владимиров) . . . . .	18
Особенности химического состава и эволюция магматических пород (А. Г. Владимиров, Р. Т. Беляева) . . . . .	45
Приконтактные явления (А. Г. Владимиров, В. Ю. Колобов, О. Н. Майорова) . . . . .	52
Ксенолиты (А. Г. Владимиров, В. Ю. Колобов, О. Н. Майорова) . . . . .	62
Петрогенезис грабнтов (А. Г. Владимиров) . . . . .	82
Заключение (А. Г. Владимиров) . . . . .	92
Литература . . . . .	94

*Александр Геннадьевич Владимиров  
Раиса Тимофеевна Беляева  
Виктор Евгеньевич Верхотуров и др.*

### ПЕТРОЛОГИЯ КОРДЬЕРИТОВЫХ ГРАНИТОВ БАШГУМБЕЗСКОГО МАССИВА Южный Памир

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Н. С. Цитович*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *И. А. Пискун*  
Технический редактор *Н. М. Остроумова*  
Корректоры *Г. И. Шведкина, Т. Ф. Погиблоса*

ИБ № 30244

Слано в набор 05.03.87. Подписано к печати 05.06.87. МН-02249. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Лумата оцветная. Общественная печать. Усл. печ. л. 6. Усл. кр.-отт. 6,4. Уч.-изд. л. 7.  
Тираж 600 экз. Заказ № 721. Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Сташславского, 25.