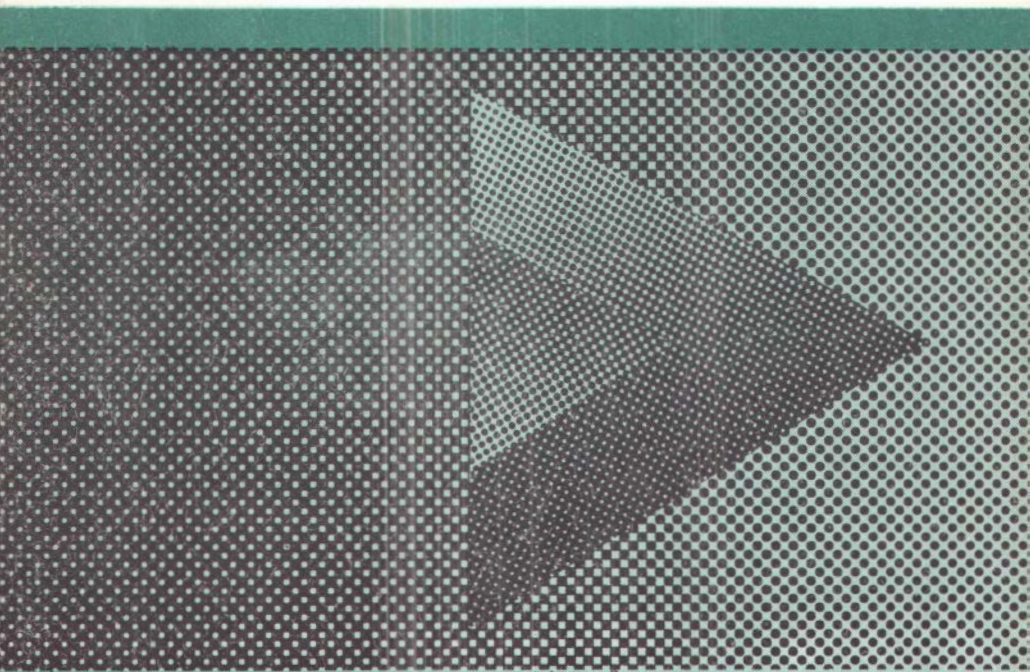


А.Н. ДИСТАНОВА
С.Н. РУДНЕВ
О.Н. МАЙОРОВА

АМФИБОЛЫ И БИОТИТЫ РАННЕ- ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ТУВЫ И ЗАБАЙКАЛЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 782

А.Н. ДИСТАНОВА
С.Н. РУДНЕВ
О.Н. МАЙОРОВА

АМФИБОЛЫ И БИОТИТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ТУВЫ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР Г.В. Поляков



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

Амфиболы и биотиты раннепалеозойских гранитоидов Тувы и Забайкалья / Дистанова А.Н., Руднев С.Н., Майорова О.Н. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 64 с.

ISBN 5-02-029527-2.

В монографии рассматриваются особенности химизма породообразующих амфиболов и биотитов из раннепалеозойских сининверсионных гранитоидов Восточной Тувы и Юго-Западного Забайкалья. Показаны вариации их составов в гранитоидах разных структурно-формационных зон. В связи с полученными результатами обсуждаются некоторые вопросы физико-химических условий становления гранитоидов.

Работа предназначена для петрологов, минералогов и других специалистов-геологов.

Табл. 9. Ил. 12. Библиогр.: 39 назв.

Рецензенты

кандидат геолого-минералогических наук Е.Н. Ушакова

доктор геолого-минералогических наук В.Н. Дзвгаль

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики

им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Д $\frac{1804020300-041}{042(02)-90}$ 394-90 II полугодие © А.Н. Дистанова, С.Н. Руднев,
О.Н. Майорова, 1990

ISBN 5-02-029527-2

Монография посвящена характеристике темноцветных минералов ряда раннепалеозойских ареал-плутонов, относящихся к однотипным по формационной принадлежности ассоциациям сининверсионных гранитоидов. Несмотря на широкое распространение этих гранитоидов в ранних каледонидах юга Сибири и сопредельных территорий, вещественный состав их до сих пор исследован еще недостаточно. Особенно слабо изучен химизм породобразующих темноцветных минералов; данные по составам амфиболов публикуются впервые.

Между тем знание особенностей состава породобразующих амфиболов и биотитов, содержащихся в гранитоидах, приобретает, как известно, немаловажное значение при выяснении условий формирования и становления гранитоидов. Настоящая работа – попытка как-то приблизиться к решению названных вопросов.

Авторы признательны А.П. Кривенко, А.П. Пономаревой и особенно В.Н. Довгалю и Е.Н. Ушаковой, сделавшим ряд ценных замечаний и пожеланий. Авторы пользуются также случаем выразить свою благодарность П.И. Шамшуриной и Н.Г. Волоховой, сотрудникам Лаборатории магматических формаций, содействовавших техническому оформлению рукописи.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ
И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Результаты исследования биотитов и амфиболов из гранитоидов разных генетических типов позволяют сделать определенные выводы относительно связи между составами темноцветных минералов и условиями их минералообразования /Бушляков, 1969; Зардиашвили, 1973; Иванъв, 1970; Коренбаум и др., 1973; Кориковский, 1968; Мануйлова и др., 1975; Мануйлова, Зарубин, 1978; Маракушев, Тарарин, 1965; Негрей, 1983; Панеях, Федорова, 1973; Перчук, 1970; Симонова, 1979; Ушакова, 1980; Федорова, 1977; Фершта-тер и др., 1970; Хитрунов, Путалова, 1986; и др./. Эти данные более всего касаются относительно простых по составу гранитоидных ассоциаций.

Ниже приведена характеристика особенностей состава роговых обманок и биотитов из раннепалеозойских гранитоидов, относящихся к плутоническим ассоциациям формации сининверсионных гранитоидных батолитов пестрого состава, обнаруживающих широко развитые явления магматического замещения пород рамы. Изученные ассоциации принадлежит к ареалам таннуольского (Восточная Тува) и джидинского (Юго-Западное Забайкалье) комплексов, сформированных в близкой геологической обстановке, залегающих преимущественно в осадочно-вулканогенных толщах среднеосновного состава. Сходные по химизму, аналогичные по формационному положению и близкие по возрасту гранитоидные ассоциации широко распространены в Алтае-Саянской и сопредельных с нею складчатых областях салаирской и раннекаледонской консолидации. С гранитоидами повышенной основности этого типа часто пространственно ассоциируют тела самостоятельных в формационном отношении, но сильно измененных гранитоидами предбатолитовых габброидов, составляющих с гранитоидами сложные базит-гранитоидные орогенные серии.

Характерная особенность раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций – отсутствие генетически связанных с ними эффузивных эквивалентов. Среди раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций, отличающихся большим непостоянством состава и значительной изменчивостью его по латерали, намечаются несколько главных вещественных типов гранитоидов. В прогибных зонах это менее щелочные и более натровые, главным образом гранитоиды повышенной основности (диорит-тоналит-гранодиоритовые, диорит-гранодиоритовые и другие ассоциации), в зонах внутригеосинклинальных поднятий и в

жестких активизированных глыбах выступов байкальского фундамента это ошелоченные, более калиевые (со значительной ролью лейкогранитоидов) сиенит-граносиенит-гранитовые, граносиенит-сиенито-диорит-гранитовые и другие ассоциации /Раннепалеозойская гранитоидная формация, 1971; Поляков, 1971; Поляков и др., 1977; Гаврилова, 1977; Телешев, Поляков, 1979; Довгаль, Широких, 1980; Дистанова, 1984, 1987; Телешев, Дистанова, 1983; и др./.

Типичные для раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций явления структурно-магматической зональности подчеркивают зависимость их вещественного состава от вмещающей среды и структурной позиции ареалов. Массивы гранитоидов повышенной основности нередко обнаруживают признаки субавтохтонности в виде многочисленных неперемещенных останцов и ксенолитов интенсивно переработанных метасоматизированных пород рамы, превращенных в диорито-, мигматитоподобные и другие породы, обогащенные роговой обманкой вплоть до появления горнблендитовых разностей. Они широко распространены в ареалах и джидинского, и таннуольского комплексов. По парагенезисам и типам полевых штатов гранитные члены этих ассоциаций принадлежат к типичным для глубинных пород двуполевошпатовым разностям.

В настоящей работе рассматриваются некоторые особенности состава темноцветных минералов из гранитоидов главным образом четырех ареалов Юго-Западного Забайкалья и Восточной Тувы. Это ареал западной части Бурен-Ондумской геантиклинальной блоковой зоны салаирид Тувы; ареал северо-западной ветви Каахемской линейной приразломной зоны салаирид Тувы; Восточно-Каахемский ареал, охватывающий восточную окраину Бурен-Ондумской зоны и расположенную восточнее зону активизированных в салаирское время байкальских складчатых структур; Джидинский ареал раннепалеозойских гранитоидов в Джидинской зоне ранних каледонид Юго-Западного Забайкалья. Описание их приведено в ряде публикаций /Дистанова, 1975, 1978, 1981, 1984, 1987/. Все они представлены обычно зональными по строению массивами гранитоидов с более основными по составу породами в краевых частях тел, обычно сопровождаемых в экзоконтактах зонами метасоматизированных (диоритизированных и гранитизированных) вмещающих пород. Бурен-Ондумский, Каахемский и Джидинский ареалы представлены массивами весьма пестрого состава, в которых большую роль играют меланогранитоиды типа биотит-роговообманковых кварцевых диоритов, тоналитов, меланократовых гранодиоритов, а среди лейкогранитоидов преобладают существенно плагиоклазовые роговообманково-биотитовые граниты, в количественном отношении обычно подчиненные меланогранитоидам. В меланократовых разностях гранитоидов, сильно загрязненных реликтивными включениями измененных пород рамы, всегда присутствуют заметные (иногда весьма повышенные) количества роговой обманки.

В гранитоидном ареале Бурен-Ондумской зоны, выполненной в значительной части продуктами риолито-дацитового и андезитобазальтового магматизма, лейкогранитоиды играют более заметную роль,

и здесь представлена также соответственно своеобразная группа бескальциевых "апоризитовых" плагиогранитов и тоналитов. В Джидинском и Каахемском ареалах, тяготеющих к подвижным прогибным зонам с осадочно-вулканогенным (карбонатно-терригенно-андезитобазальтовым) типом разреза, лейкогранитоидная группа пород представлена в количественном отношении весьма слабо. В Джидинском ареале, помимо гранитоидных массивов субавтохтонного типа, содержащих многочисленные останцы измененных габброидов и обнаруживающих изменения вещественного состава по латерали, представлена также группа сравнительно мелких интродуцированных тел преимущественно однородного тоналитового состава, приуроченных к троговой части Джидинского прогиба /Дистанова, 1975/. По петрохимическим чертам гранитоиды всех трех названных ареалов относятся к ассоциациям низкой (реже умеренной) щелочности высоконадрового типа, при этом состав бурен-ондумских гранитоидов отличается наиболее низкой общей щелочностью и калиевостью.

В Восточно-Каахемском ареале, размещенном главным образом в толщах докембрийских кристаллических сланцев, из меланогранитоидов, характеризующихся несколько повышенной щелочностью и калиевостью, развиты главным образом биотит-роговообманковые гранодиориты и пространственно тесно связанные с ними меланократовые кварцевые сиенито-диориты; тоналиты встречаются редко; весьма распространены здесь двуполевошпатовые граниты дополнительных интрузий и жильной серии; сравнительно часто встречаются жилы кварц-полевошпатовых пород и пегматитов. Гранитоиды Восточно-Каахемского ареала, следовательно, несколько более ошелочненные и по особенностям петрохимии относятся к ассоциациям умеренной щелочности калинатрового типа.

Таким образом устанавливаются определенные петрохимические различия между ассоциациями гранитоидов, принадлежащих разным структурно-формационным зонам. Но для всех них в целом одинаково характерны большие вариации химизма, повышенная известковистость, сравнительно невысокая общая щелочность и повышенная натровость состава. Общая черта всех гранитоидных плутонов - отсутствие в них признаков многократного внедрения расплавов, если не считать сравнительно слабо развитые тела дополнительных интрузивов и даек гранитового и лейкогранитового состава. Намечающаяся эволюция минерального и химического состава в объеме комплексов сводится к возрастанию роли все более гомогенных и лейкократовых пород при неравномерном увеличении в их составе кварца и калинатрового полевого шпата.

Примерная глубина формирования плутонов соответствует по геологическим данным главным образом мезоабиссальным (умеренноглубинным) условиям (7-12 км).

Главные породообразующие минералы гранитоидов - плагиоклаз варьирующей основности (№ 20-40, часто зональный), кварц, роговая обманка, биотит. Калинатровый полевой шпат присутствует далеко не всегда и представлен высококалиевыми разностями микроклина, содержание альбитового компонента в которых не превышает

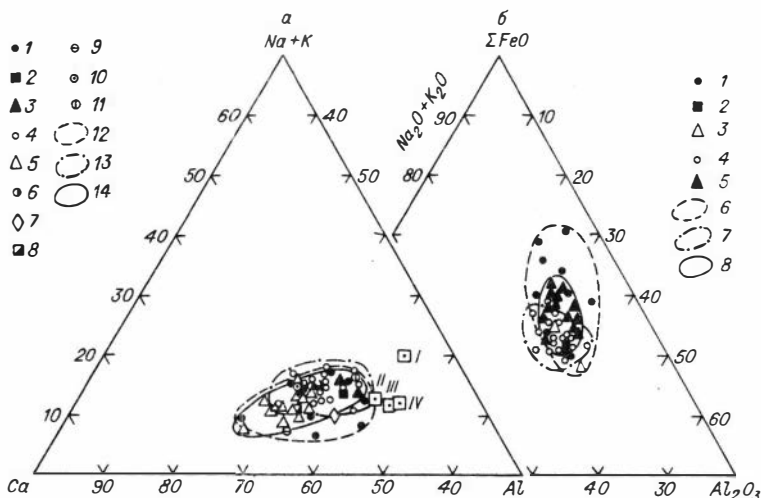


Рис. 1. Состав роговых обманок в координатах Ca - (Na + K) - Al (ф.е.) (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \Sigma\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (ат. кол.) (б) для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов.

а: I-IV - среднестатистические составы роговых обманок /Костюк, 1970/: I-из гранитов, II-из кварцевых диоритов, гранодиоритов, III-из габбро, IV-из роговиков. Роговые обманки 1-5 из раннепалеозойских гранитоидов: 1-из Бурен-Ондумского, 2-Восточно-Таннуольского, 3-Каахемского, 4-Восточно-Каахемского, 5-Джидинского ареалов; 6 - то же, из гранитоидов эгиндабинского комплекса (Сев. Монголия); 7 - то же, из хангайского комплекса (Сев. Монголия); 8,9 - то же, из гранитоидов Кытлымской плутонической ассоциации (Урал): 8-из лейкодiorитов, 9-из плагиогранитов; 10, 11 - то же, из гранитоидов вулкано-интрузивной ассоциации (Урал): 10-из кварцевых диоритов, 11-из плагиоадамеллитов, 12-14 - контуры полей составов роговых обманок из гранитоидов Бурен-Ондумского (12), Восточно-Каахемского (13), Джидинского (14) ареалов.

б: роговые обманки из: 1 - гранитоидов Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннуольского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского ареалов; 6-8 - контуры полей составов роговых обманок из гранитоидов Бурен-Ондумского (6), Восточно-Каахемского (7), Джидинского (8) ареалов.

10-15 %; нередко он принадлежит при этом к позднемагматическим минералам и развивается реакционным путем по плагиоклазу. Встречающиеся иногда в виде примесей в эндоконтактовых и прикровельных частях plutонов пироксены представляют собой только реликтовые или перекристаллизованные минералы пород рамы. Характерные акцессорные минералы гранитоидов - магнетит и сфен, в лейкогра-

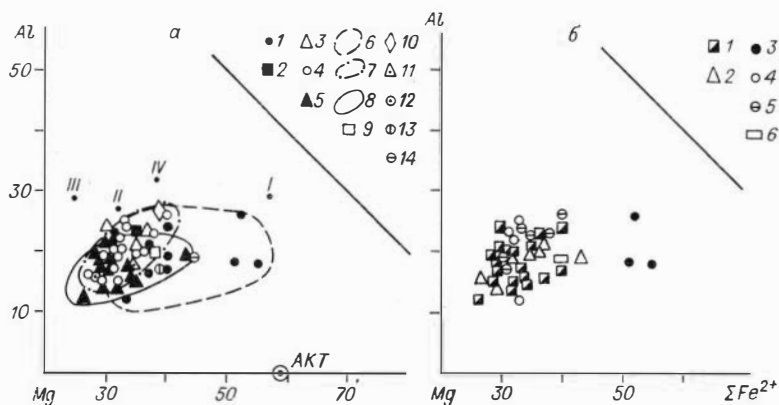


Рис. 2. Состав роговых обманок в координатах $Mg - \Sigma Fe^{2+} - Al$ (ф.е.) для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов (а) и разного состава (б).

а: I–IV – средние составы роговых обманок из гранитов (I), кварцевых диоритов и гранодиоритов (II), габбро (III), роговиков (IV) /Костюк, 1970/. 1–5 – роговые обманки из Бурен–Ондумского (1), Восточно–Таннуольского (2), Каахемского (3), Восточно–Каахемского (4), Джидинского (5), ареалов; 6–8 – контуры полей составов роговых обманок Бурен–Ондумского (6), Восточно–Каахемского (7), Джидинского (8) ареалов; 9 – роговые обманки из гранитоидов эгиндабинского комплекса (Сев. Монголия); 10– то же, из хангайского комплекса (Сев. Монголия); 11–12 – то же, из гранитоидов Кытлымской plutонической ассоциации (Урал): 11 – из лейкодiorитов, 12 – из плагиигранитов; 13, 14 – то же, из вулкано–интрузивной ассоциации (Урал): 13 – из кварцевых диоритов, 14 – из плагиаадамеллитов.

б: роговые обманки из: 1 – кварцевых диоритов, 2 – гранодиоритов и кварцевых сиенито–диоритов, 3 – плагиигранитов, 4 – существенно плагииоклазовых гранитов, 5 – двуполевошпатовых гранитов, 6 – граносиенитов.

нитоидах нередко также ортит и изредка циркон. Главные парагенезисы породобразующих минералов в наиболее распространенных типах пород свидетельствуют о формировании гранитоидов в условиях высокого химического потенциала натрия.

Из темноцветных минералов изученных гранитоидов лучше всего охарактеризованы химанализами роговые обманки и биотиты Восточно–Каахемского ареала, остальные ареалы – не так полно. Состав минералов изучался на микросондовых установках JXA = 5A и Camebax в лаборатории электронно–зондовых методов исследования Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Ю.Г. Лаврентьева. Сходимость данных, полученных на этих установках, вполне удовлетворительна. Всего исследовано 44 образ-

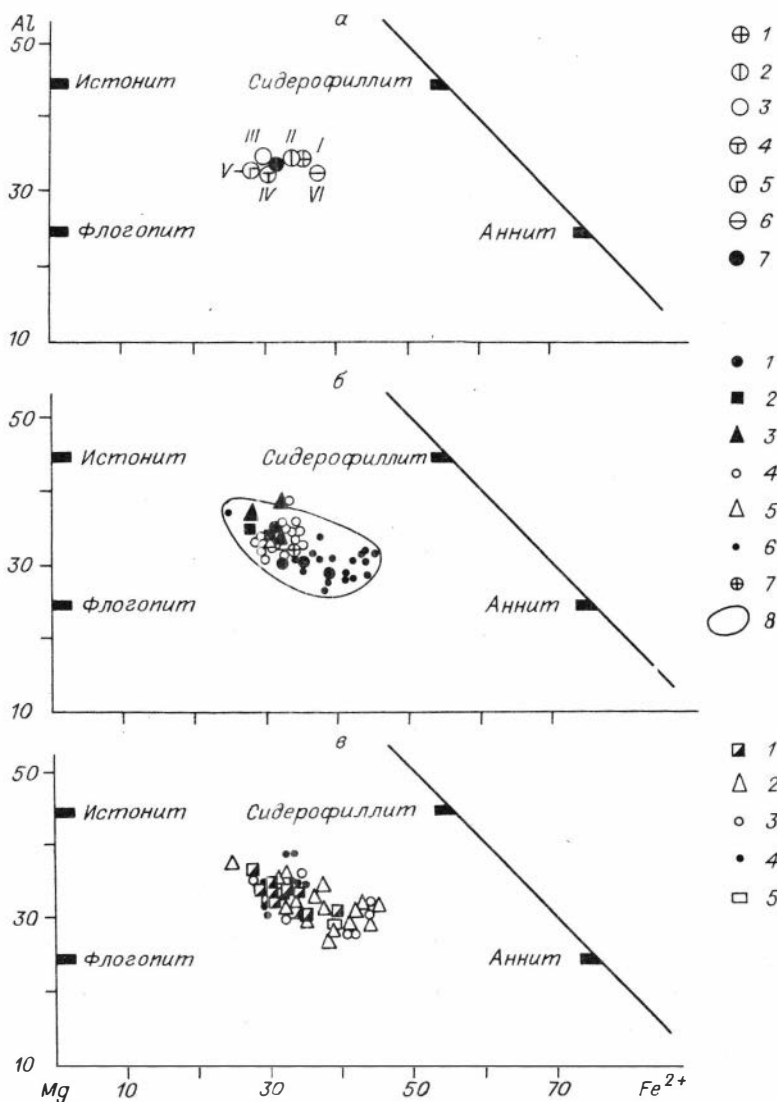


Рис. 3. Средний состав биотитов раннепалеозойских гранитоидов в координатах $Mg - Al - Fe^{2+}$ (ф.е.) (а), составы биотитов для тех же гранитоидов из разных ареалов в координатах $Mg - Al - Fe^{2+}$ (ф.е.) (б) и раннепалеозойских гранитоидов разного состава (в).

а: 1-6 - среднестатистический состав биотитов /Ушакова, 1980/ из: 1 - гранитов, 2 - гранодиоритов, 3 - диоритов, 4 - чарнокитов, 5 - габбро, 6 - сиенитов; 7 - средний состав биотитов из раннепалеозойских гранитоидов.

б: биотиты из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннунгского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского, 6 - Мартайгизского, 7 - Улень-Туимского ареалов; 8 - контур поля составов биотитов.

Окончание рис. 3

в: биотиты из: 1 - кварцевых диоритов и тоналитов, 2 - гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов, 3 - существенно плагио-оклазовых гранитов, 4 - двуполевошпатовых гранитов, 5 - граносиенитов.

ца роговых обманок и 26 образцов биотитов. К ним приводится 42 силикатных анализа вмещающих гранитоидов (см. табл. 2). В названных минералах определены содержания девяти главных оксидов. Содержания железа получены только в закисной (суммарной) форме. Количество воды (и других летучих компонентов) не определялось и условно принято равным 2 % для роговых обманок и 4,5 % для биотитов.

Первое, что обращает внимание при просмотре диаграмм, построенных по результатам определений (рис. 1-3), это то, что в целом точки составов и для биотитов, и для роговых обманок (особенно для биотитов) ложатся на соответствующих диаграммах весьма компактно и что поля точек для разных ареалов в общем значительно перекрываются, свидетельствуя таким образом об однотипности химизма темноцветных минералов и, следовательно, о близких условиях их образования. Это иллюстрирует принадлежность гранитоидов к единой формации. В то же время намечаются и определенные тенденции в изменениях состава амфиболов и биотитов при переходе от ареала к ареалу, которые находят, на наш взгляд, объяснения в латеральной изменчивости состава гранитоидов и в варьирующих условиях их кристаллизации.

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ

Для рассматриваемых здесь раннепалеозойских гранитоидов породобразующие амфиболы ранее никем специально не изучались. В числе проанализированных нами амфиболов - роговые обманки гранодиоритов, существенно плагиоклазовых и двуполевошпатовых гранитов, кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов (табл. 1).

По времени кристаллизации роговые обманки относятся, как и плагиоклазы, к наиболее ранним минералам и всегда предшествуют выделениям кварца и калинатрового полевого шпата. С роговыми обманками, как и с биотитом, почти всегда ассоциирует магнетит.

Для изученных роговых обманок характерна довольно заметная изменчивость оптических свойств, для некоторых неомогенных кварцевых диоритов, а иногда гранодиоритов устанавливаемая нередко в пределах одного образца и даже шлифа породы. Это выражается в неустойчивости интенсивности и оттенков окраски, варьирующей от довольно густой зеленой до голубовато-зеленой, и в колебаниях величин углов оптических осей $-2V$. Это связано с изменчивостью не только железистости, но и щелочности, одновременное (?) повышение которых часто может быть уловлено оптически по появлению голубовато-зеленых тонов. Изменчивость окраски особенно хорошо проявлена в гранитоидах из краевых зон массивов, например в кварцевых диоритах - наиболее неомогенных гранитоидах, изобилующих реликтовыми включениями измененных боковых пород.

Таблица 1. Химический состав (%), формульные коэффициенты и другие характеристики состава роговых обманок

Оксиды, коэффици- енты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Д-855/78	Д-989/78	Д-971/78	Д-35/76	Д-861/78	Д-776/76	Д-404/77	Д-550/77	Д-552-2/77
SiO ₂	46,71	48,90	47,62	47,77	45,17	47,77	44,19	46,30	46,34
TiO ₂	1,42	0,58	1,25	1,27	1,54	1,24	1,27	0,31	0,66
Al ₂ O ₃	8,05	3,96	5,37	6,32	7,04	5,71	8,34	5,88	5,89
ΣFeO	15,75	15,26	17,52	18,99	17,43	18,80	20,11	25,68	23,60
MnO	0,65	0,75	0,44	0,41	0,47	0,60	0,56	0,49	0,69
MgO	13,05	14,30	12,55	10,99	11,09	11,48	10,23	7,22	8,18
CaO	11,24	11,70	11,43	11,09	11,09	10,11	10,68	9,67	9,90
Na ₂ O	1,54	0,80	1,31	1,42	1,65	0,97	0,84	1,30	0,54
K ₂ O	0,58	0,26	0,64	0,57	0,83	0,09	0,22	0,22	0,21
Si	6,85	7,31	7,10	7,09	6,90	7,20	6,78	7,27	7,21
Ti	0,16	0,07	0,14	0,14	0,18	0,14	0,15	0,04	0,08
Al ^{IV}	1,15	0,69	0,90	0,91	1,10	0,80	1,22	0,73	0,79
Al ^{VI}	0,24	0,01	0,04	0,20	0,17	0,21	0,28	0,21	0,29
ΣFe ²⁺	1,93	1,91	2,19	2,36	2,23	2,37	2,58	3,37	3,07
Mn	0,08	0,10	0,06	0,05	0,06	0,08	0,07	0,07	0,09
Mg	2,85	3,19	2,79	2,45	2,52	2,58	2,34	1,69	1,90
Ca	1,77	1,87	1,83	1,76	1,81	1,63	1,76	1,63	1,65
Na	0,44	0,23	0,38	0,41	0,49	0,28	0,25	0,40	0,16
K	0,10	0,05	0,12	0,16	0,16	0,02	0,04	0,05	0,04
f	40,3	37,4	44,0	49,2	46,8	47,9	52,4	66,6	61,8
ΔAl	0,85	0,42	0,44	0,54	0,62	0,71	1,21	0,50	0,88
l	10,7	5,3	7,2	8,5	9,8	7,7	11,4	8,1	8,2
t	0,032	0,012	0,028	0,029	0,035	0,028	0,029	0,007	0,015
m	0,016	0,019	0,010	0,011	0,011	0,014	0,014	0,013	0,018

Продолжение табл. 1

Оксиды, коэффици- циенты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Д-739в/78	Д-895/78	Д-899/78	Д-958в/78	Д-2180а/81	Д-2061/81	Д-10166/78	Д-2044/81	Д-2032е/81
SiO ₂	43,19	44,87	45,54	45,75	44,66	47,62	46,75	46,25	44,51
TiO ₂	0,91	1,10	1,24	1,56	0,87	1,44	1,27	1,43	1,87
Al ₂ O ₃	8,99	7,74	8,67	6,89	7,97	5,15	6,79	5,78	8,18
ΣFeO	25,22	17,48	15,10	16,67	16,93	15,43	14,39	13,56	18,73
MnO	0,52	0,58	0,52	0,58	0,62	0,89	0,95	0,54	0,99
MgO	6,11	11,00	13,09	11,64	11,14	14,07	12,71	15,65	11,11
CaO	11,08	11,54	11,27	11,57	11,70	10,74	11,28	11,34	11,03
Na ₂ O	1,26	1,44	1,26	1,34	1,25	1,48	1,34	1,74	1,66
K ₂ O	0,63	0,99	0,96	0,85	0,95	0,59	0,71	0,65	1,06
Si	6,72	6,82	6,77	6,92	6,83	7,09	7,03	6,90	6,67
Ti	0,11	0,16	0,14	0,18	0,10	0,16	0,14	0,16	0,21
Al ^{IV}	1,28	1,19	1,23	1,08	1,17	0,90	0,97	1,10	1,33
Al ^{VI}	0,37	0,20	0,29	0,15	0,27	-	0,23	0,09	0,12
ΣFe ²⁺	2,28	2,22	1,88	2,11	2,17	1,92	1,81	1,69	2,35
Mn	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,11	0,12	0,07	0,13
Mg	1,42	2,49	2,90	2,63	2,54	3,12	2,85	3,48	2,48
Ca	1,87	1,88	1,79	1,88	1,92	1,71	1,82	1,81	1,77
Na	0,38	0,43	0,36	0,39	0,37	0,43	0,39	0,50	0,48
K	0,13	0,19	0,18	0,17	0,19	0,11	0,14	0,12	0,20
f	69,9	47,1	39,2	44,5	46,0	38,1	38,8	32,8	48,7
ΔAl	1,14	0,77	0,98	0,67	0,88	0,36	0,68	0,57	0,76
l	12,6	10,7	11,6	9,5	11,1	6,9	9,3	7,7	11,1
t	0,021	0,033	0,027	0,036	0,021	0,030	0,029	0,030	0,040
m	0,013	0,015	0,013	0,015	0,017	0,022	0,024	0,013	0,024

Продолжение табл. 1

Оксиды, коэффициенты	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	Д-2073в/81	Д-94в/83	Р-116-4/83	Д-131/83	Р-106-2/83	Д-94а/83	Д-2041/81	Д-20546/81	Д-2071/81
SiO ₂	46,69	46,99	47,33	46,04	46,46	48,28	47,67	46,04	46,52
TiO ₂	1,18	1,53	1,13	0,87	1,39	1,01	1,03	1,25	1,43
Al ₂ O ₃	5,82	6,23	6,60	8,47	6,74	5,08	6,41	7,27	6,41
ΣFeO	15,44	13,90	15,00	16,20	16,68	13,54	13,74	15,21	14,86
MnO	1,31	0,94	1,50	0,81	1,35	1,23	0,68	0,67	0,98
MgO	14,33	13,33	12,43	11,46	11,29	14,50	13,18	12,09	12,77
CaO	11,12	10,99	11,09	11,37	11,53	11,95	11,26	11,40	10,85
Na ₂ O	1,34	1,52	1,16	0,95	1,24	0,98	1,18	1,15	1,42
K ₂ O	0,63	0,61	0,58	0,67	0,84	0,46	0,43	0,73	0,67
Si	6,95	7,05	7,08	6,91	6,99	7,18	7,15	6,97	7,03
Ti	0,13	0,17	0,13	0,10	0,16	0,11	0,12	0,14	0,16
Al ^{IV}	1,02	0,95	0,92	1,09	1,01	0,82	0,85	1,03	0,97
Al ^{VI}	-	0,16	0,24	0,41	0,18	0,07	0,28	0,27	0,17
ΣFe ²⁺	1,92	1,75	1,88	2,03	2,10	1,69	1,72	1,93	1,88
Mn	0,17	0,12	0,19	0,10	0,17	0,16	0,09	0,09	0,13
Mg	3,18	2,98	2,77	2,56	2,53	3,22	2,95	2,73	2,87
Ca	1,77	1,77	1,78	1,83	1,86	1,83	1,81	1,85	1,76
Na	0,39	0,44	0,34	0,28	0,36	0,28	0,34	0,34	0,42
K	0,12	0,12	0,11	0,13	0,16	0,09	0,08	0,14	0,13
f	37,7	36,8	40,4	44,2	45,3	34,3	36,9	41,4	39,6
ΔAl	0,52	0,54	0,72	1,09	0,67	0,52	0,71	0,82	0,60
l	7,8	8,5	9,1	11,5	9,3	6,9	8,8	10,1	8,8
t	0,025	0,034	0,025	0,021	0,031	0,022	0,024	0,030	0,032
m	0,030	0,023	0,038	0,021	0,035	0,029	0,018	0,017	0,025

Продолжение табл. 1

Оксиды, коэффици- циенты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Д- 97в/83	Д-107-1/83	Р-128-6/83	Д- 897-1	Н- 90а	Д-898а	Н- 92	Д- 897П	Н- 90аП
SiO ₂	43,46	44,84	46,42	49,08	48,25	48,91	48,71	48,01	48,37
TiO ₂	1,27	1,36	1,53	1,15	1,02	0,81	1,06	1,22	0,91
Al ₂ O ₃	8,72	8,15	6,27	5,64	6,26	5,13	5,57	6,42	5,67
ΣFeO	19,26	15,98	16,03	12,97	14,47	14,87	13,92	14,04	13,87
MnO	0,61	0,76	1,19	0,33	0,43	0,30	0,45	0,36	0,45
MgO	9,33	11,57	11,62	13,54	12,87	12,61	13,39	13,32	13,83
CaO	11,37	11,66	10,43	11,23	11,89	12,02	11,80	11,50	11,51
Na ₂ O	1,31	1,28	1,64	1,34	0,90	0,97	0,81	1,10	1,00
K ₂ O	1,16	0,93	0,76	0,32	0,33	0,30	0,29	0,34	0,35
Si	6,71	6,80	7,06	7,29	7,18	7,32	7,25	7,14	7,21
Ti	0,15	0,16	0,17	0,14	0,12	0,09	0,12	0,14	0,10
Al ^{IV}	1,29	1,20	0,94	0,71	0,82	0,68	0,75	0,86	0,79
Al ^{VI}	0,30	0,26	0,19	0,28	0,28	0,23	0,23	0,26	0,21
ΣFe ²⁺	2,49	2,03	2,04	1,61	1,80	1,86	1,73	1,75	1,73
Mn	0,08	0,10	0,15	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06
Mg	2,15	2,61	2,64	3,00	2,86	2,81	2,97	2,95	3,07
Ca	1,88	1,89	1,70	1,79	1,90	1,93	1,88	1,83	1,84
Na	0,39	0,38	0,48	0,39	0,26	0,28	0,24	0,32	0,29
K	0,23	0,18	0,15	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
f	53,7	43,6	43,6	35,0	38,6	39,9	36,9	37,1	36,0
ΔAl	0,97	0,90	0,49	0,54	0,78	0,57	0,69	0,74	0,64
l	12,3	11,3	8,7	7,7	8,5	7,0	7,5	8,7	7,6
t	0,031	0,032	0,035	0,028	0,024	0,019	0,024	0,027	0,020
m	0,015	0,020	0,031	0,007	0,011	0,007	0,011	0,009	0,011

Окончание табл. 1

Оксиды, коэффициенты	37	38	39	40	41	42	43	44
	Н-67е	Д-899/68	Н-38	Н-293	А-140	Д-176	Н-38-2	А-118
SiO ₂	47,64	49,36	45,12	48,66	48,90	51,04	49,35	47,40
TiO ₂	1,45	1,12	1,28	0,75	0,67	0,60	0,98	0,70
Al ₂ O ₃	6,47	4,93	6,31	5,21	6,20	4,07	4,68	5,93
ΣFeO	14,26	14,22	20,05	15,61	13,67	11,82	13,56	15,81
MnO	0,64	0,35	0,53	0,46	0,46	0,54	0,54	0,53
MgO	12,73	13,22	10,15	12,72	13,81	15,83	14,59	12,86
CaO	11,50	11,21	12,00	11,76	11,15	11,49	11,85	11,60
Na ₂ O	1,03	1,01	1,02	0,95	1,42	0,61	1,10	1,45
K ₂ O	0,44	0,33	0,81	0,49	0,24	0,25	0,31	0,49
Si	7,12	7,36	6,92	7,27	7,23	7,47	7,28	7,11
Ti	0,16	0,13	0,15	0,08	0,07	0,07	0,11	0,08
Al ^{IV}	0,88	0,64	1,08	0,73	0,77	0,53	0,72	0,89
Al ^{VI}	0,26	0,23	0,06	0,19	0,31	0,17	0,09	0,16
ΣFe ²⁺	1,78	1,78	2,57	1,95	1,69	1,45	1,67	1,98
Mn	0,08	0,04	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07
Mg	2,84	2,94	2,32	2,84	3,04	3,45	3,21	2,88
Ca	1,84	1,79	1,97	1,88	1,77	1,80	1,87	1,87
Na	0,30	0,29	0,30	0,28	0,41	0,17	0,31	0,42
K	0,09	0,06	0,16	0,09	0,05	0,05	0,06	0,09
f	38,5	37,6	52,5	40,8	35,7	29,6	34,3	40,8
ΔAl	0,75	0,51	0,68	0,55	0,63	0,48	0,44	0,53
l	8,9	6,7	8,8	7,1	8,3	5,4	6,3	8,0
t	0,033	0,026	0,029	0,016	0,015	0,012	0,021	0,016
m	0,017	0,009	0,013	0,011	0,011	0,014	0,014	0,013

Примечание. Роговые обманки из гранитоидов Бурен-Ондумского ареала - 1-10, Каахемского приразломного ареала - 11-13, Восточно-Таннуольского - 14, Восточно-Каахемского - 15-30, Джидинского - 31-44.

Роговые обманки из гранитов существенно плагиоклазовых - 2, 22, 40, из двуполевошпатовых - 14, 18-20, 26, 28-29, из плагиогранитов - 8-10, из гранодиоритов и кварцевых сениито-диоритов - 1, 5, 15-17, 21, 25, 27, 30, 39, 43, из тоналитов и переходных к ним разностей гранитоидов - 6, 11-13, 35, 41-42, 44, из кварцевых диоритов - 37, 24, 31, 33, 36-38, из граносениитов - 4.

$$f = \frac{\Sigma Fe^{2+}}{\Sigma Fe^{2+} + Mg} \cdot 100; \Delta Al = Al - (Na + K);$$

$$l = \frac{Al}{Si + Al + \Sigma Fe^{2+} + Mg} \cdot 100;$$

$$t = \frac{Ti}{\Sigma Fe^{2+} + Mg + Mn + Ti};$$

$$m = \frac{Mn}{Mn + Mg + \Sigma Fe^{2+} + Ti} \cdot$$

Здесь, как это прослежено в апогаббровых и апоэффузивных кварцевых диоритах субавтохтонных массивов джидинского комплекса, можно выделить две генерации роговых обманок, несколько различающихся и по оптическим свойствам, и по химизму, — более раннюю (Ро I), представляющую собой перекристаллизованную метаморфогенную (реликтовую) роговую обманку реликтовых включений (диоритизированных роговиков), и более позднюю (Ро II) магматическую. Роговая обманка I представляет собой густо-зеленую, часто пятнистую, менее железистую роговую обманку с $-2V = 67-69^\circ$; Ро II имеет голубовато-зеленую окраску, более железиста, $-2V = 60-62^\circ$. Для Ро II иногда удается фиксировать несколько повышенную щелочность; Ро II наблюдается в самостоятельных, сравнительно мелких зернах, а также в краевых частях доформленных (в результате дорастания или замещения) крупных зональных зерен (кое-где пойкилобласт) Ро I. В диоритизированных роговиках (в раме массивов и в останцах) представлена обычно Ро I. В ороговикомованных и амфиболитизированных вмещающих габброидах наблюдается нередко еще более ранний бледноокрашенный актинолит, замещаемый роговой обманкой типа Ро I и представляющий собой результат начального изменения габбро.

Специальные более детальные исследования амфиболов экзоконтактовых зон, к сожалению, не проводились. Взаимоотношения в меланогранитоидах более ранней, более магнезиальной Ро I, образующейся в результате преобразования реликтовых включений, и более поздней Ро II, ассоциирующей с кварцем, а иногда и с биотитом, свидетельствуют о метасоматических изменениях Ро I в раннюю магматическую стадию с приближением ее состава к составу Ро II. В гранодиоритах и гранитах роговая обманка достаточно однородна и соответствует уже преимущественно типу Ро II /Дистанова, Усова, 1979/. В этом отношении вариации оптических свойств и химизма роговых обманок могут отражать степень гомогенности состава самих гранитоидов.

Аналогичные наблюдения, касающиеся закономерных изменений оптических свойств (N_g , $2V$) и химизма роговых обманок в "генетической серии" пород амфиболитизированные роговики, амфиболиты — гибридные кварцевые диориты — гранодиориты получены и на примере изучения контактовых зон раннепалеозойских гранитоидных массивов Северного Казахстана /Мищенко, Сокирко, 1964/. Для указанной серии пород выявлено соответствующее постепенное возрастание в роговых обманках отношения $FeO / (FeO + MgO)$, уменьшение содержания H_2O и т.д., объясняемое авторами упомянутой работы с позиции представлений о гибрилизме. Мы подобные примеры рассматривали (для джидинского комплекса) как проявления двух последовательных этапов формирования гранитоидных плутонов: стадии метасоматической перекристаллизации вмещающих пород; стадии собственно магматического замещения с дальнейшей гомогенизацией расплавов /Дистанова, Усова, 1979/.

Для роговых обманок гранитоидов таннуольского комплекса устанавливаются в общем те же варьирующие оптические свойства, связанные с невыдержанностью их состава. Появление голубоватых тонов окраски, например в краях зерен, также очень часто сопровож-

Таблица 2. Химический состав гранитоидов, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
	Д-855/78	Д-989/78	Д-35/76	Д-861/78	Д-776/76	Д-404/77	Д-550/77	Д-552-2/77
SiO ₂	68,80	69,48	62,40	65,60	61,78	60,20	70,70	71,74
TiO ₂	0,43	0,25	0,62	0,88	0,67	0,56	0,41	0,37
Al ₂ O ₃	14,75	15,08	16,40	15,00	15,40	16,00	14,76	13,71
Fe ₂ O ₃	1,45	1,40	2,14	0,95	3,14	3,02	1,37	1,76
FeO	2,57	1,72	3,38	4,00	5,04	5,02	3,10	2,44
MnO	0,09	0,05	0,11	0,06	0,12	0,15	0,10	0,11
MgO	1,87	1,17	2,03	1,87	2,27	2,50	0,92	0,92
CaO	2,60	2,79	4,17	3,67	6,00	6,72	4,07	3,26
Na ₂ O	3,50	4,40	3,13	3,80	2,76	2,63	3,36	3,36
K ₂ O	2,33	2,14	3,67	3,14	0,28	0,40	0,57	0,72
H ₂ O ⁻	0,21	0,26	0,10	0,18	0,38	0,32	не опр.	0,24
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,26	0,13	0,082	0,07	0,05	0,12
П. п. п.	1,66	1,31	1,42	1,12	1,76	2,79	0,84	1,36
Σ	100,38	100,10	99,88	99,63	99,68	100,37	100,15	100,11

Продолжение табл. 2

Оксид	9	10	11	12	13	14	15	16
	Д-895/78	Д- 899/78	Д- 958в/78	Д-895а/78	Д- 2168/81	Д- 2174/81	Д-2180а/81	Д-2061/81
SiO ₂	65,20	64,40	60,70	74,20	68,40	69,20	70,80	61,70
TiO ₂	0,60	0,57	1,05	0,13	0,35	0,37	0,40	0,81
Al ₂ O ₃	15,66	16,16	14,80	14,50	14,80	15,10	14,50	17,10
Fe ₂ O ₃	0,99	1,50	3,71	0,43	0,67	0,81	0,78	2,21
FeO	3,79	3,24	4,85	0,92	1,79	2,29	1,94	3,23
MnO	0,09	0,10	0,13	0,03	0,06	0,06	0,03	0,13
MgO	1,95	2,11	2,93	Не обн.	0,45	1,97	0,68	2,07
CaO	4,14	4,61	4,85	2,25	3,20	2,52	2,29	5,26
Na ₂ O	4,00	4,00	3,50	4,25	4,47	4,20	3,32	4,93
K ₂ O	1,73	1,87	2,00	2,83	4,67	2,58	4,33	1,81
H ₂ O ⁻	0,18	0,10	0,16	0,16	0,03	0,20	0,19	0,10
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,25	0,04	0,13	0,13	0,13	0,23
П. п. п.	1,22	0,97	1,34	0,47	0,22	0,55	0,52	0,78
Σ	99,76	99,78	100,27	100,21	99,24	99,98	99,91	100,36

Продолжение табл. 2

Оксид	17	18	19	20	21	22	23	24
	Д-10166/78	Д-2044/81	Д-2032е/81	Д-2073в/81	Д-94в/83	Д-131/83	Р-106-2/83	Д-94а/83
SiO ₂	62,30	67,10	70,30	70,20	68,00	71,30	68,50	60,70
TiO ₂	0,82	0,36	0,49	0,45	0,53	0,23	0,42	0,90
Al ₂ O ₃	17,25	16,20	13,50	14,10	15,50	15,70	16,38	18,05
Fe ₂ O ₃	2,24	1,96	1,24	1,12	1,29	0,22	1,27	2,85
FeO	3,30	1,65	1,22	1,69	2,08	1,41	1,88	3,10
MnO	0,14	0,07	0,06	0,08	0,09	0,04	0,06	0,09
MgO	1,62	0,87	0,42	0,17	1,00	0,41	1,00	1,80
CaO	4,61	2,52	2,55	2,55	3,01	2,51	1,91	5,17
Na ₂ O	4,50	4,50	3,00	4,54	4,23	4,18	4,64	4,50
K ₂ O	2,29	3,50	4,76	2,93	3,00	2,71	2,46	2,00
H ₂ O ⁻	0,11	0,26	0,28	0,24	0,12	0,14	Не опр.	0,20
P ₂ O ₅	0,26	0,15	0,14	0,12	0,16	0,12	0,16	0,21
П. п. п.	0,95	0,54	1,06	0,81	1,07	0,98	0,78	1,40
Σ	100,39	99,68	99,02	99,00	100,08	99,95	99,48	100,97

Продолжение табл. 2

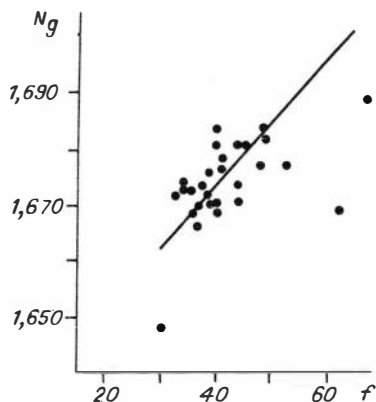
Оксид	25	26	27	28	29	30	31	32
	Д-2071/81	Д-97в/83	Р-128-6/83	Д-2093-1/81	Д-566/83	Р-112/83	Р-148-4/83	Д-897 I
SiO ₂	65,10	69,00	68,06	67,00	72,07	66,57	73,75	56,48
TiO ₂	0,63	0,42	0,45	0,44	0,26	0,43	0,22	1,25
Al ₂ O ₃	16,10	14,90	15,88	15,60	14,39	16,24	13,39	18,15
Fe ₂ O ₃	2,55	0,97	1,72	1,05	1,24	1,88	0,96	2,70
FeO	2,29	2,37	2,13	2,47	1,27	2,08	1,17	4,54
MnO	0,12	0,05	0,05	0,09	0,04	0,06	0,04	0,11
MgO	1,48	1,00	0,88	1,16	0,59	0,94	0,29	2,72
CaO	3,20	2,55	1,51	3,94	1,78	3,62	1,64	6,86
Na ₂ O	4,07	3,77	4,39	4,00	3,07	4,80	3,08	4,37
K ₂ O	3,33	3,38	3,77	2,43	4,20	1,64	4,20	1,20
H ₂ O ⁻	0,16	0,26	He опр.	0,34	He опр.	He опр.	He опр.	0,14
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,17	0,15	0,07	0,18	0,06	0,40
П. п. п.	0,44	1,26	0,66	1,19	0,84	0,70	0,70	1,08
Σ	99,66	100,05	99,70	99,86	99,83	99,17	99,50	100,0

Окончание табл. 2

	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Оксид	Д-898а	Д-897II	Н-67е	Д-899	Н-38	Н-293	А-140	Д-176/69	Н-38-2	А-118
SiO ₂	60,00	65,00	58,46	62,00	63,52	70,24	64,36	65,60	62,40	66,40
TiO ₂	1,18	0,62	0,78	0,72	0,85	0,33	0,50	0,50	0,56	0,50
Al ₂ O ₃	14,70	15,70	17,65	12,40	14,89	14,47	17,08	16,85	16,69	16,66
Fe ₂ O ₃	2,65	1,93	3,26	2,34	2,34	1,19	1,40	1,77	1,78	0,70
FeO	4,60	3,49	3,18	4,60	3,55	1,62	2,85	2,65	3,18	2,85
MnO	0,20	0,14	0,13	0,18	0,09	He обн.	0,05	0,08	0,01	0,03
MgO	4,20	2,07	2,92	4,00	1,97	0,75	2,27	1,53	1,59	1,87
CaO	6,40	3,40	5,73	6,50	4,41	1,75	3,52	4,49	4,31	3,27
Na ₂ O	3,97	4,84	3,94	4,35	3,67	3,85	4,49	4,83	5,80	5,04
K ₂ O	1,56	1,61	1,52	1,14	2,20	4,64	1,59	1,48	2,12	1,60
H ₂ O ⁺	He опр.	He опр.	0,36	He опр.	0,20	0,32	0,36	0,10	0,24	0,24
P ₂ O ₅	"	"	0,27	"	0,17	0,09	0,12	0,15	0,19	0,10
П. п. п.	0,94	1,28	1,65	1,68	1,57	0,62	1,30	0,70	0,91	1,02
Σ	100,40	100,08	99,85	99,91	99,43	99,97	100,04	100,70	99,78	100,28

Примечание. 1-8 - гранитоиды Бурен-Ондумского ареала: 1 - биотит-роговообманковый существенно плагиоклазовый гранит (переходная к гранодиориту разность), 2 - роговообманково-биотитовый существенно плагиоклазовый гранит, 3 - биотит-роговообманковый граносиенит, 4 - биотит-роговообманковый гранодиорит, 5 - роговообманковый тоналит, 6 - роговообманковый кварцевый диорит, 7,8 - роговообманковые плагиограниты, 9-12 - гранитоиды Каахемского ареала: 9,10 - переходные разности от биотит-роговообманковых тоналитов к гранодиоритам, 11 - кварцевый сиенито-диорит, 12 - биотитовый существенно плагиоклазовый гранит, 13-15 - гранитоиды Восточно-Таннуольского ареала: 13 - биотит-роговообманковый гранодиорит, 14 - роговообманково-биотитовый существенно плагиоклазовый гранит, 15 - биотит-роговообманковый двуполевошпатовый гранит, 16-31 - гранитоиды Восточно-Каахемского ареала: 16, 17 - роговообманково-биотитовый и биотит-роговообманковый кварцевые сиенито-диориты, 18 - роговообманково-биотитовый гранодиорит, 19-21 - роговообманково-биотитовые двуполевошпатовые граниты, 22, 23 - роговообманково-биотитовый существенно плагиоклазовый гранит и переходная разность к гранодиориту, 24 - биотит-роговообманковый кварцевый диорит, 25 - роговообманково-биотитовый гранодиорит, 26 - роговообманково-биотитовый двуполевошпатовый гранит, 27, 28 - роговообманково-биотитовые гранодиориты, 29 - биотитовый двуполевошпатовый гранит, 30 - роговообманково-биотитовый гранодиорит, 31 - биотитовый двуполевошпатовый гранит, 32-42 - гранитоиды Джидинского ареала: 32, 33 - биотит-роговообманковые кварцевые диориты, 34 - биотит-роговообманковый тоналит, 35, 36 - биотит-роговообманковый кварцевый диорит, 37 - биотит-роговообманковый гранодиорит, 38 - биотитовый существенно плагиоклазовый гранит, 39, 40 - роговообманково-биотитовый тоналит, 41 - биотит-роговообманковый кварцевый сиенито-диорит, 42 - роговообманково-биотитовый тоналит. Химические анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л.С. Зоркиной, П.А. Сердюковой, А.В. Сухаренко, И.М. Фоминых, Н.Л. Козыревой, Н.Л. Литвиненко, С.Н. Стулий.

Рис. 4. График зависимости $N_g - f$ для роговых обманок.



дается явным уменьшением угла $-2V$ до $58-60^\circ$ (вместо $65-69^\circ$ при обычной зеленой окраске). Выявленная для метаморфических пород С.П. Кориковским /1968/ связь голубоватых тонов окраски роговых обманок с высокой степенью окисления железа на изученных роговых обманках не проявляется (за исключением высокожелезистых амфиболов плаггиогранитов). Это можно проследить ниже, при обсуждении характера вариаций в изученных роговых обманках коэффициента окисленности железа. В большинстве случаев наиболее заметные голубовато-зеленые тона окраски обнаруживают роговые обманки с относительно повышенной щелочностью (особенно калиевостью), очень часто сопряженной с несколько повышенной железистостью (см. табл. 1, № 1, 3, 4, 11, 13, 14, 18, 21, 23, 28-30). Значения железистости, полученные из оптических наблюдений, большей частью весьма близки к данным микрозондовых определений.

Показатели преломления N_g всех изученных роговых обманок колеблются от $1,665 \pm 0,002$ до $1,685 \pm 0,002$. Характер зависимости их от железистости обычный для роговых обманок этого ряда /Костюк, 1970/ (рис. 4). Величины углов угасания $s: N_g$ варьируют значительно меньше, чем величины углов $-2V$. Как показано на примере джидинских гранитоидов, они имеют на гистограмме один максимум ($13-16^\circ$). Каких-либо вариаций в зависимости от состава роговой обманки эта константа, по нашим данным, не обнаруживает.

Варьирующие в определенных пределах составы изученных амфиболов по данным микрозондового анализа отвечают в целом роговым обманкам с относительно невысоким содержанием Al и с незначительной долей его в шестерной координации (Al^{IV} часто немногим больше единицы, Al^{VI} чаще меньше 0,25). Самое низкое содержание Al_2O_3 в роговых обманках джидинских (5,67 %) и бурен-ондумских (5,86 %) гранитоидов (особенно бескальциевых плаггиогранитов), самое высокое - в восточно-каахемских и каахемских (до 8 % и более). Амфиболы изучавшихся гранитоидов несколько обогащены по сравнению со средними типами роговых обманок для гранитоидов /Костюк, 1970/, CaO и особенно MgO (см. рис. 1,а, 2,а). В целом содержание ΣFe^{2+} ($\sim 2,0$ ф.е.) и щелочей (обычно $< 0,5$ ф.е.), особенно калия, сравнительно невысокое. Содержания SiO_2 варьируют в среднем от 44 до 49 %, FeO - от 13,5 до 19-20 % (ΣFeO), MgO - от 10 до 15 %, CaO -

от 10 до 12 %. Отчетливо видно, что повышенную щелочность (до 2,3–2,4 % суммы щелочных оксидов) обнаруживают главным образом амфиболы Восточно-Каахемского и Каахемского ареалов, а повышенную марганцовистость – роговые обманки более ошелоченных по составу восточно-каахемских гранитоидов.

Характер распределения компонентов в составе роговых обманок одномодальный, нормальный для Si, Al^{IV}, Ti, Mn, Mg, Ca. Для величин Al^{VI}, Fe, Na, K намечается бимодальность распределения. Выделяется особая небольшая группа высокожелезистых, несколько обедненных Al и щелочами амфиболов – роговых обманок из бескашлишпатовых плагиогранитов западной части Бурен-Ондумского ареала, образование которых связано, по нашим данным, главным образом с переработкой вмещающих вулканогенных образований риолитового состава. Это своеобразные по окраске высокожелезистые (до 25 % ΣFeO) разновидности роговой обманки (см. рис. 2, б; табл. 1, № 8–10) с характерными синевато-зелеными и зелено-синими тонами окраски, которые отчетливо усиливаются в случае метасоматического замещения этой роговой обманки еще более густоокрашенным вторичным эпимагматическим сине-зеленым амфиболом типа ферроактинолита. В изученных гранитоидах это особая группа роговых обманок, не имеющая существенного развития, специфические оптические свойства и высокожелезистый состав которых определяется прежде всего принадлежностью вмещающих их пород (см. табл. 2, № 8–10) к минеральным парагенезисам, очень богатым кварцем (не меньше 40 %). Этот тип амфиболов в гранитоидах данной формации редок и далее практически не рассматривается.

По величине формульных коэффициентов Al^{VI} 4/5 объема выборки имеют значения $0,13 < Al^{VI} < 0,30$, но намечается еще один небольшой максимум, соответствующий самым низким значениям Al^{VI} ($< 0,13$). Они установлены в некоторых роговых обманках из пород самого разного состава. По содержаниям остальных главных компонентов и по средним величинам относительно невысокой железистости и глиноземистости ($f = 34-51, l = 7-12, \Delta Al = 0,44-1,00$) вся группа исследованных амфиболов ближе всего к среднестатистическим роговым обманкам диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов /Костюк, 1970/, отличаясь от них несколько пониженным содержанием Al (0,10–1,21) и несколько повышенным, как уже говорилось, содержанием Mg и Ca (см. рис. 1, а; 2, а). Сравнение роговых обманок со среднестатистическими типами амфиболов, свойственных биотит-роговообманковым гранитоидам /Пономарева, Налетов, 1979/, показало следующее. В изученных роговых обманках содержания SiO₂ и MgO в целом выше, а Al₂O₃, ΣFeO и K₂O ниже, чем в среднестатистическом типе амфиболов для биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной и повышенной щелочности. По содержаниям TiO₂ и Na₂O роговые обманки таннуольских и джидинских гранитоидов занимают

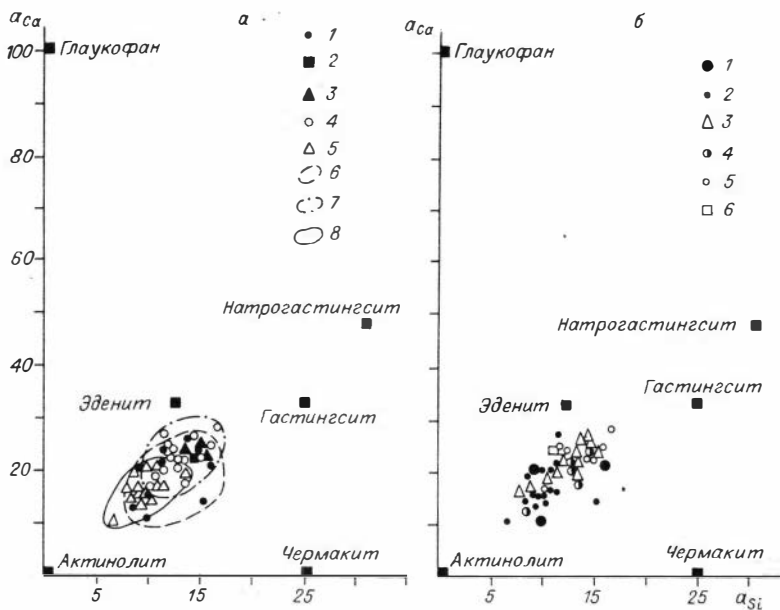


Рис. 5. Состав роговых обманок в координатах $a_{Ca} - a_{Si}$ /Кориковский, 1968/ для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов (а) и разного состава (б).

а: роговые обманки из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннуольского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского ареалов; 6-8 - контуры полей составов роговых обманок Бурен-Ондумского (6), Восточно-Каахемского (7), Джидинского (8) ареалов.

б: роговые обманки из: 1 - плагиогранитов, 2 - кварцевых диоритов, тоналитов, 3 - гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов, 4 - существенно плагиоклазовых гранитов, 5 - двуполевошпатовых гранитов, 6 - граносиенитов.

промежуточное положение между роговыми обманками гранитоидов нормальной и повышенной щелочности. Количество же CaO выше, чем в амфиболах гранитоидов повышенной щелочности, но примерно соответствует количеству его в амфиболах гранитоидов нормальной щелочности.

По У.А. Диру и соавторам /1965/, С.П. Кориковскому /1968/ и по М.М. Мануйловой с соавторами /1975/, большая часть изученных амфиболов принадлежит к роговым обманкам, наиболее близким к эдениту, но с весьма заметным содержанием минала актинолита (рис. 5,6). Для двух образцов роговых обманок восточно-каахемских гранитов можно говорить о примеси гастингситовой молекулы. Очень характерны изменчивые непостоянные значения желе-

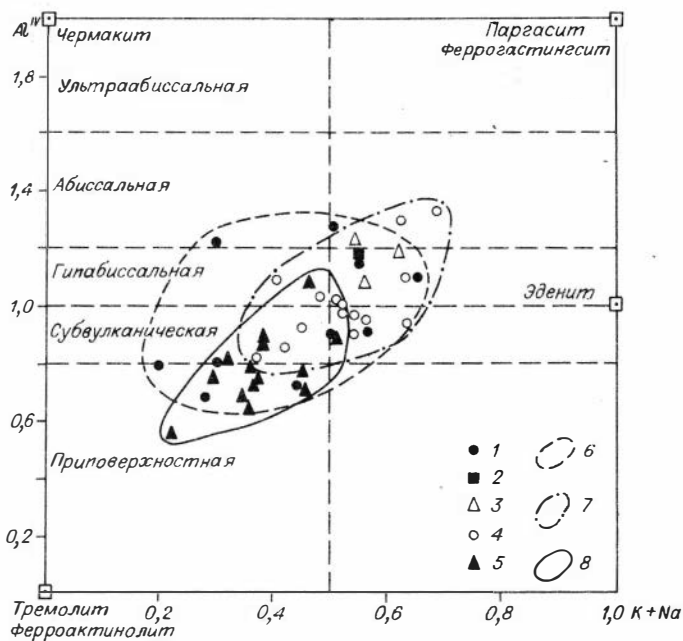


Рис. 6. Состав роговых обманок в координатах $Al^{IV} - (K + Na)$ /Мануйлова и др., 1975/ для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов.

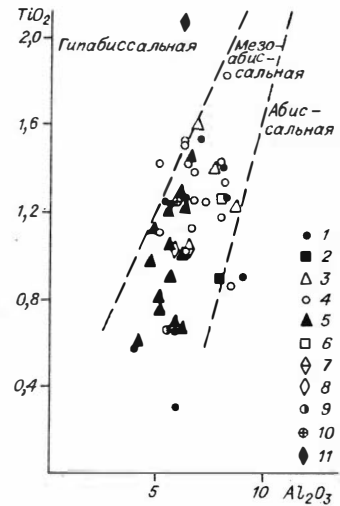
1 - из Бурен-Ондумского ареала, 2 - из Восточно-Таннуольского, 3 - из Каахемского, 4 - из Восточно-Каахемского, 5 - из Джидинского ареалов; 6-8 - контуры полей составов роговых обманок Бурен-Ондумского (6), Восточно-Каахемского (7), Джидинского (8) ареалов.

зистости и суммы $(K + Na)$, хотя пределы их колебаний в целом относительно небольшие (см. табл. 1; рис. 6).

О кристаллохимических особенностях изученных амфиболов дает представление характер корреляционных связей между содержаниями отдельных элементов. Составам роговых обманок Джидинского ареала присуща очень высокая отрицательная корреляция $Si - Al^{IV}$, значимая отрицательная корреляция $Si - Mn$, $Mg - Fe$ и значимая положительная корреляционная связь $Al^{IV} - Mn$ и $K - Fe$. Роговые обманки восточно-каахемских гранитоидов обнаруживают еще более разнообразные и сильные корреляционные связи: отрицательные $Si - Al^{IV}$, $Si - Fe$, $Mg - Fe$, $Al^{IV} - Mg$, $Al^{VI} - Mg$, $Na - Ca$, $K - Si$, $K - Mg$; положительные $Al^{IV} - Fe$, $Si - Mg$, $Na - Ti$, $K -$

Рис. 7. Состав роговых обманок в координатах TiO_2 - Al_2O_3 /Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984/ для раннепалеозойских гранитоидов.

1-5 - роговые обманки из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннуольского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского ареалов; 6, 7 - то же, из гранитоидов эгиндабинского комплекса (Сев. Монголия) (6) и из хангайского комплекса (Сев. Монголия) (7); 8, 9 - то же, из Кытлымской плутонической ассоциации (Урал): 8 - из кварцевых диоритов, 9 - из плагиигранитов; 10, 11 - то же, из вулкано-интрузивной ассоциации (Урал): 10 - из кварцевых диоритов, 11 - из плагиаадамеллитов.



Ti , $K-Al^{IV}$, $K-Fe$. Для роговых обманок обоих ареалов характерна хорошо выраженная прямая связь общей железистости и глиноземистости. Для роговых обманок Восточно-Каахемского ареала проявлена положительная значимая корреляция $f - \Delta Al$.

Как известно, повышенные железистость, глиноземистость и марганцовистость считаются специфичными для амфиболов из гранитоидов абиссальной фации /Ферштатер и др., 1970; и др./. В этом отношении роговые обманки большинства изученных гранитоидов должны характеризовать изученные ассоциации как относительно неглубинные образования.

О становлении гранитоидов в условиях относительно небольших глубин (и относительно высокого окислительного потенциала) может свидетельствовать и тот факт, что железистость роговых обманок раннепалеозойских гранитоидов в целом всегда ниже железистости самих пород, что объясняется присутствием в них магнетита. В то же время по содержаниям и соотношениям в роговых обманках TiO_2 (обычно $< 1,5\%$) и Al_2O_3 /Бушляков, 1969; Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984/ все гранитоиды соответствуют мезоабиссальной фации (рис. 7), что вполне согласуется с геологическими данными, но отмечается при этом весьма большой разброс значений TiO_2 , связанный, очевидно, с вариациями состава гранитоидов. По минимальным содержаниям Al_2O_3 несколько выделяется поле точек джидинских гранитоидов.

При сравнении средних составов роговых обманок отдельных ареалов видно, что роговые обманки высоконапруговых и относительно меланократовых гранитоидов Джидинской зоны несколько обогащены по сравнению с другими SiO_2 и MgO и обеднены TiO_2

и щелочами. Доля актинолитового минала в них соответственно больше, а эденитового меньше, чем в роговых обманках других ареалов (см. рис. 5,а; 6). Это относится и к мелано-, и к лейкогранитоидам. В низкощелочных и высоконатровых тангуольских гранитоидах Бурен-Ондумского ареала роговые обманки (см. рис. 1,б; 2,а) несколько более железистые и менее титанистые, чем роговые обманки гранитоидов из Каахемского и Восточно-Каахемского ареалов. В свою очередь, роговые обманки этих двух ареалов имеют относительно повышенные глиноземистость и щелочность (см. рис. 1). Обращает на себя внимание уже упоминавшаяся повышенная марганцовистость роговых обманок в наиболее ошелоченных по составу восточно-каахемских гранитоидах. Все это должно как будто свидетельствовать о большей глубине кристаллизации каахемских и восточно-каахемских гранитоидов. Но при этом следует отметить, что типичная для амфиболов положительная корреляционная связь Mn и Fe /Костюк, 1970/ для изученных роговых обманок не выявляется, и, таким образом, повышенную марганцовистость можно рассматривать, вероятно, в основном как одно из следствий относительно повышенной щелочности гранитоидов. Именно такие наблюдения о существовании связи высокой марганцовистости темноцветных минералов с повышенной щелочностью гранитоидов сделала по тяньшанским гранитоидам Л.И. Симонова /1979/.

Замечено, что с возрастанием глубинности в роговых обманках должно увеличиваться содержание Al в шестерной и четверной координации, а также содержание K и отчасти Na . По соотношениям Al^{IV} и $(K + Na)$ исследованные роговые обманки значительно варьируют и соответствуют разным фациям глубинности /Мануйлова и др., 1975/: от приповерхностной до абиссальной, но главным образом субвулканической и гипабиссальной фациям (см. рис. 6). Пониженные содержания Al^{IV} , связанные с пониженной долей минала эденита и повышенной актинолита, могут отражать, по нашему мнению, повышенную роль в составе изученных амфиболов более ранней, богатой актинолитовой молекулой роговой обманки переработанных реликтовых включений (Pol). В этом отношении в наиболее гомогенных и кислых по составу гранитоидах значения Al^{IV} и щелочей в амфиболах (см. рис. 6,б) более соответствуют реальным условиям температуры. С учетом уровня содержаний Al^{IV} и $(K + Na)$ в роговых обманках из наиболее кремнекислых по составу разновидностей гранитоидов можно говорить о том, что химизм амфиболов восточно-каахемских гранитоидов в целом должен указывать на относительно большую глубину становления этих гранитоидов по сравнению с Джидинским и Бурен-Ондумским ареалами (см. рис. 1,б; 6). Это находится в соответствии с геолого-петрографическими данными.

Нами была предпринята попытка приблизительно оценить степень принадлежности изученных роговых обманок к одной из трех (субвулканической, гипабиссальной, абиссальной) фаций глубинности (в

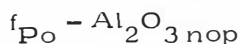
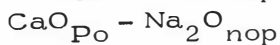
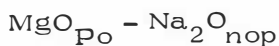
понимании М.М. Мануйловой и В.В. Зарубина /1978/) по средним значениям других формульных коэффициентов. Результаты этой "прикидки" опять-таки свидетельствуют прежде всего о том, что роговые обманки раннепалеозойских гранитоидов не принадлежат однозначно ни к одной из трех статистических групп роговых обманок. Значения одних варьирующих формульных коэффициентов близки к значениям для субвулканической фации (Si, Al^{IV}), других - для гипабиссальной, третьих - для абиссальной. Судя по присутствию в меланогранитоидах двух различающихся генераций роговых обманок (в том числе и измененной реликтовой), имеющих изменчивый химический состав, одна из причин "нестандартности" составов роговых обманок, очевидно, и есть эти вариации химизма роговых обманок в связи с унаследованностью состава реликтового амфибола (PoI).

Поэтому по совокупности преобладающих индикаторных значений средних содержаний петрогенных элементов (по /Мануйлова, Зарубин, 1978/) состав амфиболов попадает нередко в группу роговых обманок, богатых актинолитовым миналом и соответствующих малоглубинным условиям кристаллизации. Из пяти наиболее чувствительных, индикаторных, по М.М. Мануйловой и соавторам /1978/, формульных коэффициентов (Si, Mg, Al^{VI}, K, Na) для изученных роговых обманок действительным геологическим соотношениям более всего отвечают значения Na и Al^{VI} . Величины Si, Mg и K дают аномальные (большой частью заниженные в отношении глубин) данные, что связано с указанным выше аномально повышенным содержанием в составе роговых обманок актинолитового минала и низким содержанием в них (как и в самих породах) калия.

Связь химизма амфиболов с составом гранитоидов демонстрируют рис. 2,б и 5,б. На них прослеживается тенденция к неравномерному обогащению роговых обманок эденитовой и чермакитовой молекулами по мере перехода к более кислым и более ошелоченным гранитоидам. Связь с составом пород видна из характера корреляционных связей между содержаниями порообразующих оксидов в роговых обманках и вмещающих их гранитоидах:

Корреляционные связи

Положительные	Отрицательные
$K_2O_{Po} - K_2O_{nop}$	$K_2O_{Po} - FeO_{nop}$
$TiO_{2Po} - K_2O_{nop}$	$K_2O_{Po} - MgO_{nop}$
$Na_2O_{Po} - K_2O_{nop}$	$K_2O_{Po} - CaO_{nop}$
$FeO_{Po} - SiO_{2nop}$	$FeO_{Po} - Al_2O_{3nop}$
$MgO_{Po} - Al_2O_{3nop}$	$FeO_{Po} - Na_2O_{nop}$
$SiO_{2Po} - MgO_{nop}$	$Al_2O_{3Po} - Na_2O_{nop}$
$SiO_{2Po} - Na_2O_{nop}$	$MnO_{Po} - FeO_{nop}$



Примечание. Корреляционные связи приведены по значимым значениям коэффициентов парной корреляции.

Видно, что в более основных и меланократовых и более натровых гранитоидах роговые обманки должны быть более магниезиальными, более кальциевыми, более кремнеземистыми и менее калиевыми, т.е. ближе отвечать магниезиальному, более обогащенному актинолитовой молекулой типу амфиболов, встречающихся в гранитоидах краевых фаций плутонов. Обращает на себя внимание отсутствие корреляционной связи между железистостью роговой обманки и содержанием SiO_2 в породах. Устанавливается прямая связь калиевости роговых обманок с калиевостью гранитоидов. В более кислых и более калиевых гранитоидах роговые обманки более глиноземистые, часто более железистые, более калиевые и более натриевые; в них также больше Ti и Mn . Из характера корреляции составов амфиболов с химизмом гранитоидов следует в то же время как будто и обычная тенденция связи с температурными условиями (в более кислых по составу и более калиевых гранитоидах роговые обманки более глиноземистые, более железистые и более щелочные). Однако, как следует из корреляции составов амфиболов и гранитоидов и как справедливо отмечено авторами работы /Пономарева, Налетов, 1979/, различия в минералогических особенностях гранитоидов прежде всего объясняются с точки зрения различий составов исходных расплавов (пород). И прежде всего, добавим, это относится, очевидно, к амфиболам неомогенных по составу меланогранитоидов.

Составы изученных роговых обманок и типовые составы амфиболов из некоторых других разнотипных по условиям формирования гранитоидов сравниваются по параметрам Al^{IV} , $(\text{K} + \text{Na})$, f , l , a_{Si} и a_{Ca} /Мануйлова и др., 1975; Кориковский, 1968; Панеях, Федорова, 1973; Федорова, 1977/ в табл. 3 и 4. Как уже говорилось, по значениям Al^{IV} и $(\text{K} + \text{Na})$ составы изученных роговых обманок сильно варьируют (см. рис. 6; табл. 4). Составы рассматриваемых амфиболов, пожалуй, несколько более выдержаны в отношении параметров f , l , a_{Si} и a_{Ca} , хотя отличия также имеются. По значениям весьма неустойчивой железистости и глиноземистости и коэффициентов изоморфизма a_{Si} и a_{Ca} роговые обманки раннепалеозойских гранитоидов в целом оказываются близки к роговым обманкам умеренных глубин (см. табл. 3, 4). Самая высокая глиноземистость (Al , l) характерна для трех роговых обманок из гра-

Таблица 3. Характеристики состава роговых обманок (по данным авторов, а также /Панеях, Федорова, 1973; Федорова, 1977/)

Типы и ассоциации гранитоидов	f	l	a_{Si}	a_{Ca}
Гранитоиды				
умеренных глубин	43-52	9-15	12-19	14-27
малых глубин	29-39	4-7	6-10	13-17
Таннуольский и джидинский комплексы раннепалеозойской батолитовой формации	32-54	5-12	8-17	12-28

Примечание. a_{Si} и a_{Ca} - коэффициенты изоморфизма по С.И. Кориковскому /1968/.

$$f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100; \quad l = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg + Mn + Ti} \cdot 100;$$

$$a_{Si} = \frac{Al^{IV} + Ti^{IV}}{Al^{IV} + Ti^{IV} + Si^{IV}} \cdot 100; \quad a_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} \cdot 100.$$

гранитоидов Каахемской приразломной зоны, что соответственно следует связывать с наибольшей глубиной их становления и что подтверждается, как говорилось выше и как будет показано далее, и другими данными. Необходимо, с другой стороны, допустить и возможность связи повышенных значений Al^{IV} и пониженных Al^{VI} с большей активностью щелочей в расплаве /Костюк, 1970/. Возможно, именно такова, например, причина низких величин Al^{VI} в роговых обманках пород, обнаруживающих явления позднемагматической микроклинизации (см. табл. 1, № 17-19, 24, 39, 40, 43).

В литературе есть указания на то, что показателем относительно большой общей щелочности расплавов может служить и большая (по сравнению с калием) мольная доля Na в роговых обманках /Кориковский, 1968; Федорова, 1977/. В рассматриваемых амфиболах мольная доля Na в два и даже иногда в несколько раз больше мольной доли K, однако это связано главным образом с общей низкой калиевостью данных амфиболов как следствием низкого содержания K в гранитоидах.

Сравнение роговых обманок с амфиболами некоторых хорошо изученных в отношении теплоцветных минералов конкретных гранитоидных ассоциаций Урала и Северной Монголии по соотношениям ΣAl , Ca, щелочей, Mg, Fe и Ti /Федорова, 1977; Эвгеосин-клинальные габбро-гранитоидные серии, 1984/ показывает, что поля точек исследованных нами амфиболов (см. рис. 1,а; 2,а; 7) в равной мере совпадают и с составами некоторых роговых обманок пород "плутонических" ассоциаций, и с составами амфиболов "вулканогенно-интрузивных" ассоциаций, хотя в целом несколько ближе все-таки к амфиболам плутонических комплексов.

Нами сделана попытка оценить глубинность условий кристалли-

Таблица 4. Характеристики состава роговых обманок /Мануйлова и др., 1975/, ф.к.

Гранитоиды разных групп (по глубинности)	Al ^{IV}	K + Na
Приповерхностные	< 0,8	< 0,35
Субвулканические ("малой глубинности")	0,8-1,0	0,35-0,44
Гипабиссальные ("умеренной глубинности")	1,0-1,3	0,44-0,53
Абиссальные ("глубинные")	1,3-1,6	0,53-0,64
Ультраабиссальные	>1,6	>0,64
Раннепалеозойские гранитоиды батолитовой формации (джидинский и тануольский комплексы)	0,65-1,25	0,28-0,68

зации гранитоидов по соотношениям окисного и закисного железа в роговых обманках: по уравнению, основанному на стехиометрических критериях и предложенному Г. Дропом /Droop, 1987/ для кальциевых амфиболов, проанализированных на микрозонде (с определением общего суммарного железа ΣFe^{2+}), для вычисления доли окисного железа $Fe^{3+} = 46(1 - 13/\Phi)$, где $\Phi = \Sigma (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg)$. Полученные при вычислении таким способом значения в наших роговых обманках Fe^{3+} использованы для подсчета в них коэффициента окисленности $\varphi = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+})$. Результаты подсчетов показали следующее.

Самые низкие значения φ имеют роговые обманки низкощелочных и высокощелочных гранитоидов Джидинского и Каахемского ареалов. В роговых обманках джидинских гранитоидов преобладают $\varphi = 0,07-0,23$. Для двух из трех образцов роговых обманок каахемских гранитоидов также характерны аналогичные низкие значения φ (0,21 и 0,22).

Для роговых обманок бурен-ондумских и восточно-каахемских гранитоидов при довольно большом разбросе значений φ преобладают более высокие, чем в роговых обманках джидинских и каахемских гранитоидов, величины φ ; минимальные из них не опускаются при этом ниже 0,24-0,25. Среди роговых обманок бурен-ондумских гранитоидов по высоким значениям φ выделяются прежде всего уже упомянутые высокожелезистые роговые обманки бескалциевых плагиогранитов и тоналитов (три из пяти образцов имеют величины φ , равные 0,46; 0,52; 0,52). Из остальных пяти образцов две роговые обманки (из гранодиоритов) также имеют высокие значения φ (0,45 и 0,46). По значениям коэффициента φ среди более богатых щелочами роговых обманок из более ошелоченных гранитоидов Восточно-Каахемского ареала встречены всего четыре разности с низкими значениями φ (0,22-0,26); преобладают же значения φ , большие 0,30. При этом самые большие величины φ

(также в четырех образцах) равны соответственно 0,47; 0,54; 0,63; 0,89. Это роговые обманки гранодиоритов, двуполевошпатового гранита, кваршевого диорита. Интересно, что именно эти четыре образца роговых обманок (см. табл. 1, № 15, 17, 19, 24) имеют как раз самые низкие значения Al^{VI} (0-0,07).

Установлено, как известно /Кориковский, 1968; Мануйлова, За-рубин, 1978; и др./, что возрастание в структурах роговых обманок щелочей и Al сопровождается одновременным увеличением в них доли Fe^{3+} , что связано с соответствующим изоморфным замещением катионов и отражает возрастание или глубины становления гранитоидов, или активности щелочей. В изученных роговых обманках прямая связь между величиной коэффициента φ и содержаниями ($Na + K$) и Al в роговых обманках, однако, отсутствует. Но намечается связь со щелочностью гранитоидов, хотя упоминавшиеся выше высокожелезистые амфиболы плагиогранитов и тоналитов не соответствуют в этом отношении низкой щелочности последних, а роговые обманки ошелоченных гранитоидов далеко не всегда имеют повышенные значения φ . В то же время очевидны поареальные различия уровня φ роговых обманок, свидетельствующие об определенных корреляциях его с уровнем щелочности гранитоидных ассоциаций.

Заканчивая описание особенностей амфиболов, следует остановиться еще на характеристике одной разновидности роговых обманок, фиксирующей, как видно, самое начало послемагматической (эпимагматической) актинолитизации. Последняя проявляется обычно в разных участках эндоконтактных зон плутонов в виде псевдоморфоз и скоплений волокнистого бледно-зеленого актинолита, ассоциирующего с эпидотом. Названные роговые обманки встречены в тоналите джидинского комплекса и в существенно плагиоклазовом граните таннуольского комплекса (см. табл. 2, № 2, 40). Минеральный состав этих пород и их структуры обычны. По форме выделения (характерные короткопризматические зерна) роговые обманки ничем не отличаются от обычной роговой обманки этих гранитоидов, но имеют иной, нехарактерный для нее бледный зеленый цвет. По другим оптическим свойствам ($2V \sim -70^\circ$, $Ng \sim 1,650$) и по химизму (см. табл. 1, № 2, 42) отличия тоже несомненны: меньше Al_2O_3 и щелочей, больше SiO_2 и MgO . Все это указывает на вторичные метасоматические (эпимагматические) изменения состава роговых обманок с постепенным приближением его к составу позднего актинолита.

БИОТИТЫ

Имеются публикации, содержащие сведения о химизме биотитов из раннепалеозойских гранитоидов данного типа. С целью определения различий, позволяющих выявить неодинаковые по рудоносности

Таблица 5. Химический состав (%), формульные коэффициенты и другие характеристики состава биотитов

Оксиды, коэффициенты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Д-855/78	Д-989/78	Д-971/78	Д-35/76	Д-958/78	Д-899/78	Д-895а/78	Д-2168/81	Д-2174/81	Д-2061/81
SiO ₂	37,23	36,92	36,93	36,77	37,20	38,52	36,41	36,29	37,09	35,59
TiO ₂	3,86	3,78	4,26	4,36	2,47	3,15	3,14	2,85	3,47	4,69
Al ₂ O ₃	14,83	13,04	12,66	12,11	14,49	15,93	16,11	14,28	14,81	14,22
ΣFeO	18,48	19,41	20,12	22,75	19,69	16,67	18,76	18,36	16,33	20,88
MnO	0,53	0,51	0,22	0,34	0,37	0,37	0,69	0,50	0,38	0,60
MgO	11,50	12,75	11,03	10,84	11,64	12,18	9,84	11,73	12,34	11,62
CaO	0,06	0,08	-	-	0,08	-	-	-	-	0,50
Na ₂ O	0,09	-	-	0,14	-	-	0,12	0,16	0,11	0,18
K ₂ O	9,65	9,49	9,50	8,92	9,44	10,22	9,73	9,30	9,62	10,19
Si	2,81	2,81	2,86	2,83	2,81	2,85	2,79	2,82	2,83	2,68
Ti	0,22	0,22	0,25	0,25	0,14	0,18	0,18	0,17	0,20	0,27
Al ^{IV}	1,19	1,17	1,14	1,06	1,16	1,15	1,21	1,18	1,17	1,26
Al ^{VI}	0,13	-	0,01	-	0,15	0,23	0,25	0,13	0,16	-
ΣFe ²⁺	1,17	1,24	1,30	1,47	1,26	1,03	1,20	1,19	1,04	1,32
Mn	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04
Mg	1,29	1,45	1,28	1,25	1,33	1,34	1,13	1,36	1,40	1,31
Ca	0,01	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-	0,040
Na	0,01	-	-	0,02	-	-	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,93	0,92	0,94	0,88	0,92	0,96	0,95	0,92	0,94	0,98
f	47,4	46,1	50,5	54,1	48,7	43,4	51,7	46,7	42,6	50,3
ΔAl	0,38	0,25	0,22	0,16	0,38	0,42	0,49	0,36	0,38	0,26
l	20,0	17,6	17,5	16,6	19,4	21,0	22,1	19,6	20,1	19,2
t	0,080	0,073	0,087	0,085	0,052	0,067	0,070	0,061	0,074	0,091
m	0,012	0,011	0,005	0,008	0,008	0,009	0,018	0,012	0,009	0,012

Продолжение табл. 5

Оксиды, коэффици- циенты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Д-10166/78	Д-2044/81	Д-2032е/81	Д-2073в/81	Д-94в/83	Р-116-4/83	Д-131/83	Р-106-2/83	Д-94а/83
SiO ₂	36,54	36,06	36,54	37,04	36,87	36,99	36,74	37,07	37,99
TiO ₂	3,68	4,54	3,63	3,11	3,84	3,00	2,98	2,37	3,47
Al ₂ O ₃	13,44	13,42	14,93	14,10	13,67	14,17	14,39	14,05	13,69
ΣFeO	16,86	20,13	21,52	18,65	16,81	18,05	20,14	18,39	18,38
MnO	0,61	0,68	0,66	0,81	0,71	1,01	0,63	0,83	0,51
MgO	12,62	12,59	11,39	14,07	12,49	12,00	10,84	10,63	12,10
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,18	0,17	0,21	0,16	0,13	0,17	0,07	1,17	0,14
K ₂ O	9,26	9,92	10,15	10,29	9,13	9,43	9,38	10,04	9,14
Si	2,83	2,73	2,69	2,76	2,83	2,83	2,83	2,87	2,88
Ti	0,21	0,26	0,21	0,17	0,22	0,17	0,17	0,14	0,20
Al ^{IV}	1,17	1,20	1,31	1,24	1,17	1,17	1,17	1,13	1,12
Al ^{VI}	0,06	-	0,03	-	0,07	0,11	0,13	0,15	0,10
ΣFe ²⁺	1,09	1,27	1,36	1,16	1,08	1,16	1,30	1,19	1,16
Mn	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05	0,03
Mg	1,46	1,42	1,29	1,56	1,43	1,37	1,24	1,23	1,37
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,18	0,02
K	0,92	0,96	0,98	0,98	0,90	0,92	0,92	0,99	0,88
f	42,8	47,3	51,5	42,7	43,1	45,7	51,0	49,2	46,0
ΔAl	0,29	0,21	0,32	0,24	0,33	0,33	0,37	0,11	0,32
l	18,6	18,1	20,0	18,4	18,8	19,3	19,6	19,5	18,5
t	0,076	0,086	0,071	0,059	0,080	0,063	0,064	0,053	0,071
m	0,013	0,015	0,016	0,020	0,017	0,023	0,015	0,020	0,012

Окончание табл. 5

Оксиды, коэфф и- циенты	20	21	22	23	24	25	26
	Д-1016а/78	Д-2093-1/81	Д-566/83	Р-112/83	Р-148-4/83	Н-38-2	А-118
SiO ₂	37,01	36,11	35,62	36,74	36,37	36,41	37,73
TiO ₂	3,67	2,91	3,14	3,10	1,83	3,22	3,18
Al ₂ O ₃	13,39	14,97	14,21	14,35	16,25	14,39	13,88
ΣFeO	17,19	19,97	18,95	18,59	19,56	19,32	18,29
MnO	0,55	0,59	0,53	0,80	0,64	0,57	0,42
MgO	12,73	9,81	10,67	11,13	10,04	11,25	11,66
CaO	-	-	-	-	-	-	0,07
Na ₂ O	0,15	0,13	0,21	0,17	0,07	0,08	-
K ₂ O	9,35	9,12	8,98	9,23	9,15	9,33	9,55
Si	2,84	2,82	2,81	2,84	2,82	2,81	2,88
Ti	0,21	0,17	0,19	0,18	0,11	0,19	0,18
Al ^{IV}	1,16	1,18	1,19	1,16	1,18	1,19	1,12
Al ^{VI}	0,06	0,19	0,14	0,14	0,30	0,12	0,13
ΣFe ²⁺	1,11	1,30	1,25	1,20	1,27	1,25	1,17
Mn	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Mg	1,46	1,14	1,26	1,28	1,16	1,29	1,33
Ca	-	-	-	-	-	-	0,01
Na	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	-
K	0,92	0,91	0,91	0,91	0,90	0,92	0,93
f	43,1	53,3	49,9	48,4	52,2	49,1	46,9
ΔAl	0,28	0,45	0,39	0,37	0,57	0,38	0,32
l	18,3	20,7	19,9	19,7	22,1	19,6	18,8
t	0,075	0,064	0,068	0,067	0,042	0,067	0,068
m	0,013	0,014	0,012	0,019	0,016	0,013	0,010

Примечание. 1-4 биотиты из гранитоидов Бурен-Ондумского ареала, 5-7 - Каахемского приразломного ареала, 8, 9 - Восточно-Таннуольского, 10-24 - Восточно-Каахемского, 25, 26 - Джилинского ареалов.

Биотиты из гранитов роговообманково-биотитовых существенно плагиоклазовых - 2; 9; 17; 21; из гранитов двуполевошпатовых роговообманково-биотитовых - 8; 13-15; 18; 20; биотитовых - 22, 24; из биотитовых лейкогранитов - 7; из гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов - 1; 10-12; 16; 23; 25; из тоналитов и переходных к ним разностей гранитоидов - 5; 6; 26; из кварцевых диоритов - 3, 19; из граносиенитов - 4. Тире - компонент не установлен.

$$f = \frac{\Sigma Fe^{2+}}{\Sigma Fe^{2+} + Mg} \cdot 100;$$

$$\Delta Al = Al - (Na - K);$$

$$l = \frac{Al}{Si + Al + \Sigma Fe^{2+} + Mg} \cdot 100;$$

$$t = \frac{Ti}{\Sigma Fe^{2+} + Mg + Mn + Ti};$$

$$m = \frac{Mn}{Mn + Mg + \Sigma Fe^{2+} + Ti}.$$

гранитоидные ассоциации, Б.Ф. Налетов и его соавторы проанализировали особенности среднестатистического состава биотитов многочисленных ассоциаций разнотипных гранитоидов, в том числе и изученных этими авторами биотитов из раннепалеозойских гранитоидов ряда ареалов Алтае-Саянской области /Налетов и др., 1983/. Выявлены соответствующие различия биотитов по железистости, содержаниям глинозема и фтора.

Проанализированные нами биотиты (четыре анализа из бурендундских гранитоидов, три – из каахемских, по два – из восточно-таннуольских и джидинских гранитоидов и 15 из восточно-каахемских) взяты главным образом из гранитов и гранодиоритов, большей частью содержащих и роговую обманку, и биотит (табл. 5). Представлены биотиты обычными плеохрозирующими в темно-коричневых тонах разностями. В биотит-роговообманковых гранитоидах выделения биотита обычно ассоциируют с выделениями роговой обманки, иногда замещая ее; по времени кристаллизации они всегда более ранние, чем калишпат и кварц. Показатели преломления $N_g = N_m$ варьируют от 1,635 до 1,650, повышаясь с ростом железистости биотита. Значения железистости, полученные по графикам из оптических определений /Ушакова, 1980/, в общем довольно близки к железистости, рассчитанной по данным микрозондовых анализов.

По сравнению с роговыми обманками состав биотитов для всех ареалов более однотипен (по Si, Al^{IV} и другим параметрам). Об этом в первую очередь свидетельствует большая компактность на диаграммах точек составов для всех изученных ареалов (см. рис. 3). Устанавливается нормальное одномодальное распределение всех компонентов в биотитах. Содержания истритового, флогопитового, сидерофиллитового и антитового миналов в целом довольно близки между собой (см. рис. 3). По величине формульных коэффициентов Mg, Al, Fe и некоторых других и по их соотношениям биотиты более всего соответствуют средним типам биотитов для гранодиоритов, диоритов и чарнокитов /Ушакова, 1980/ (см. рис. 3,а; табл. 5).

Для биотитов изученных гранитоидов характерны несколько повышенные содержания Si. По этому показателю они приближаются к биотитам чарнокитоидов. Примечательны аномально высокие коэффициенты калия, как правило, значительно превышающие величину 0,95 (K_2O почти всегда больше 9 %). В этом отношении биотиты не имеют себе аналогов ни в одном среднестатистическом типе биотитов гранитоидов /Пономарева, Налетов, 1979; Ушакова, 1980/. Содержание калия в биотитах ближе всего к содержанию его в биотитах щелочных пород и лейцитовых базальтов /Ушакова, 1980/. По сравнению со среднестатистическими биотитами для биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной и повышенной щелочности /Пономарева, Налетов, 1979/ в изученных биотитах меньше ΣFeO , Na_2O , но больше MgO и K_2O . Содержания SiO_2 и Al_2O_3 очень близки к содержаниям их в биотите гранитоидов нормальной щелочности, но выше, чем в гранитоидах повышенной

щелочности. Содержание TiO_2 , напротив, примерно соответствует содержанию его в биотитах из гранитоидов повышенной щелочности, но выше, чем в биотитах гранитоидов нормальной щелочности.

О кристаллохимических особенностях изученных биотитов для всей выборки в целом можно судить по коэффициентам парной корреляции между главными компонентами (см. табл.5). Устанавливается значимая положительная корреляция $Na - Mn$ и $K - Al^{IV}$ и значимая отрицательная связь $Si - Al^{IV}$, $Ti - Al^{VI}$, $Mg - Al^{VI}$, $Mg - Fe$, $Ca - Si$, $K - Si$. Выявляется отрицательная корреляция величин глиноземистости и титанистости ($1 - t$). Для биотитов восточно-каахемских гранитоидов (самая большая частная выборка) устанавливается, кроме того, значимая положительная корреляция $Si - Al^{VI}$, $Fe - Al^{IV}$, $K - Na$ и отрицательная - $Si - Ti$, $Fe - Si$.

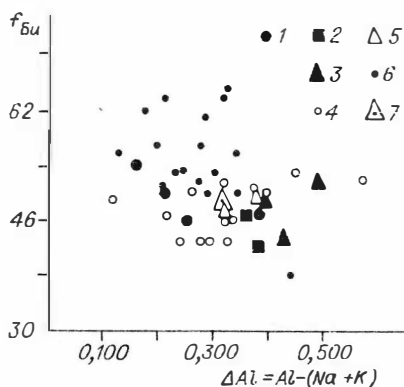
Известно, что железистость биотитов, их глиноземистость и титанистость зависят от температуры (водности), щелочности и кремнеземистости расплавов /Ферштатер и др., 1970; Иванов, 1970; Ушакова, 1980; и др./. На диаграммах, показывающих вариации в биотитах параметров, иллюстрирующих железистость (магнезиальность) и глиноземистость (см. рис. 3,б, в; 10), кроме составов биотитов из рассматриваемых ареалов, для сравнения использованы также составы биотитов из аналогичных по формационному типу раннепалеозойских гранитоидов мартайгинского (диорит-гранодиоритового) и улень-туимского (щелочно-гранитоидного) комплексов Кузнецкого Алатау (по /Налетов и др., 1983/). Величины средних параметров f по всем названным ареалам соответствуют в основном сравнительно магнезиальным разностям, указывающим на относительно высокотемпературные условия кристаллизации гранитоидов ($f = 43-52$).

Важно отметить, что железистость всех изученных биотитов всегда выше железистости сосуществующих с ними роговых обманок и ниже железистости самих гранитоидов, что, как известно, также характеризует такие гранитоиды как относительно неглубинные образования. По мнению Н.А. Панеях /1982/, выделившей несколько генетических типов биотитов, наиболее магнезиальные биотиты свойственны наиболее натровым гранитоидам. Однако прямой связи магнезиальности биотитов с натровостью пород нет. Относительно железистые биотиты свойственны низкощелочным высоконатровым бурен-ондумским гранитоидам ($\bar{X}_f = 49,52$). Наиболее высокую общую железистость имеют биотиты также высоконатровых гранитоидов мартайгинского комплекса ($\bar{X}_f = 56,20$). Биотиты из гранитоидов Каахемского, Восточно-Каахемского, Джидинского и Туимского ареалов образуют довольно компактные, перекрывающие друг друга поля (рис. 8; см. рис. 3).

Таким образом, f изученных биотитов варьирует вне связи ее со щелочностью гранитоидов и прямо не зависит, очевидно, также от глубинности. Здесь уместно упомянуть о возможной зависимости $f_{БИ}$ от величины P_{O_2} /Пономарева, Налетов, 1979/.

Рис. 8. График зависимости $f_{\text{Би}}$ — ΔAl для биотитов раннепалеозойских гранитоидов.

1–7 — биотиты из: 1 — Бурен-Ондумского, 2 — Восточно-Таннуольского, 3 — Каахемского, 4 — Восточно-Каахемского, 5 — Джидинского, 6 — Мартайгинского, 7 — Улень-Туимского ареалов.



Повышенной глиноземистостью, указывающей на относительно большие глубины кристаллизации, четко выделяются биотиты каахемских гранитоидов и отчасти биотиты из Восточно-Каахемского и Восточно-Таннуольского ареалов (см. рис. 3, 6; 8 и др.).

На диаграмме А.А. Маракушева и И.А. Тарарина /1965/ (рис. 9, а), отражающей зависимость глиноземистости биотитов от степени щелочности расплавов, подавляющее большинство точек, соответствующих составам исследованных биотитов, попадает в поле IV, т.е. должно бы соответствовать высокой активности щелочей. Несколько анализов (в том числе состав биотита из граносиенита) относятся даже к полю V. Для биотитов $(\text{K} + \text{Na})/\text{Al} = 0,69 - 0,79$. Таков же порядок величин $(\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$ и для биотитов мартайгинского и улень-туимского комплексов. Зависимость положения точек от типа ареалов (и состава гранитоидов) на этой диаграмме, однако, как видно, практически не улавливается, оно на данной диаграмме слабо отражает условия щелочности расплавов. Хотя более информативные в этом отношении /Шакова, 1980/ величины ΔAl , явно пониженные по сравнению с ΔAl биотитов из гранитоидов нормального ряда, также более характерны для щелочных гранитоидов, что опять-таки можно было бы объяснить повышенным потенциалом щелочей в расплаве. Все это плохо согласуется с довольно низкой щелочностью большей части гранитоидов. Очевидно, глиноземистость биотитов изученных гранитоидных ассоциаций не отражает реальных условий щелочности, поскольку гранитоиды содержат не только биотит, но и роговую обманку. В случае же присутствия в породах одного биотита (см. табл. 5, № 7; 22; 24) его глиноземистость имеет уже соответственно более высокие значения (20–22 вместо 17–19). Таким образом, диаграмма А.А. Маракушева и И.А. Тарарина, рассчитанная на биотитовые разновидности пород (или с очень низкими содержаниями амфибола), неприменима к данному типу ассоциаций гранитоидов, среди которых, как правило, преобладают роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности.

Примечательны различия биотитов по величине Na. Он установлен почти исключительно в биотитах из гранитоидов Восточно-Каахемского ареала, имеющих повышенную общую щелочность. Это

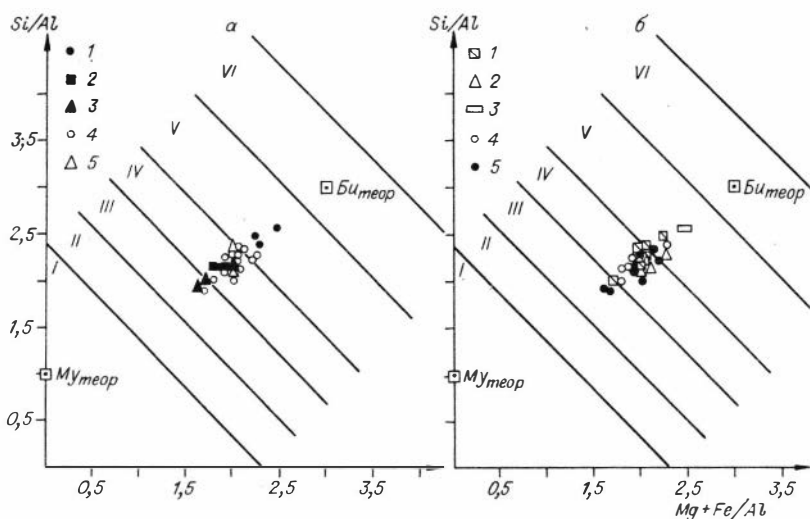


Рис. 9. Состав биотитов в координатах $Si/Al - Mg + Fe/Al$ /Маракушев, Тарарин, 1965/ для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов (а) и разного состава (б).

а: биотиты из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннуольского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского ареалов.

б: биотиты из: 1 - кварцевых диоритов, тоналитов, 2 - гранодиоритов, 3 - граносиенитов, 4 - существенно плагиоклазовых гранитов, 5 - двуполовошпатовых гранитов. I-VI - поля гранитоидов разных групп щелочности.

как будто хорошо согласуется с выводами Е.Н. Ушаковой /1980/ о росте величины Na в биотите в условиях повышенной щелочности, хотя, очевидно, для окончательных выводов требуются более представительные данные.

При сравнении составов биотитов с составами вмещающих их гранитоидов (вся выборка) видно, что связь их выражена несравненно слабее, чем для амфиболов (см. рис. 3,в). Судя по характеру корреляционных связей, в более кислых и калиевых гранитоидах биотит более глиноземистый, менее титанистый и менее кремнеземистый, чем в более основных по составу гранитоидах, что в целом соответствует обычной тенденции к зависимости этих параметров от состава гранитоидов (и температуры). Характерна обратная связь содержаний Al_2O_3 в биотите и породе. Корреляция величин железистости в биотитах с содержаниями в породах SiO_2 не устанавливается.

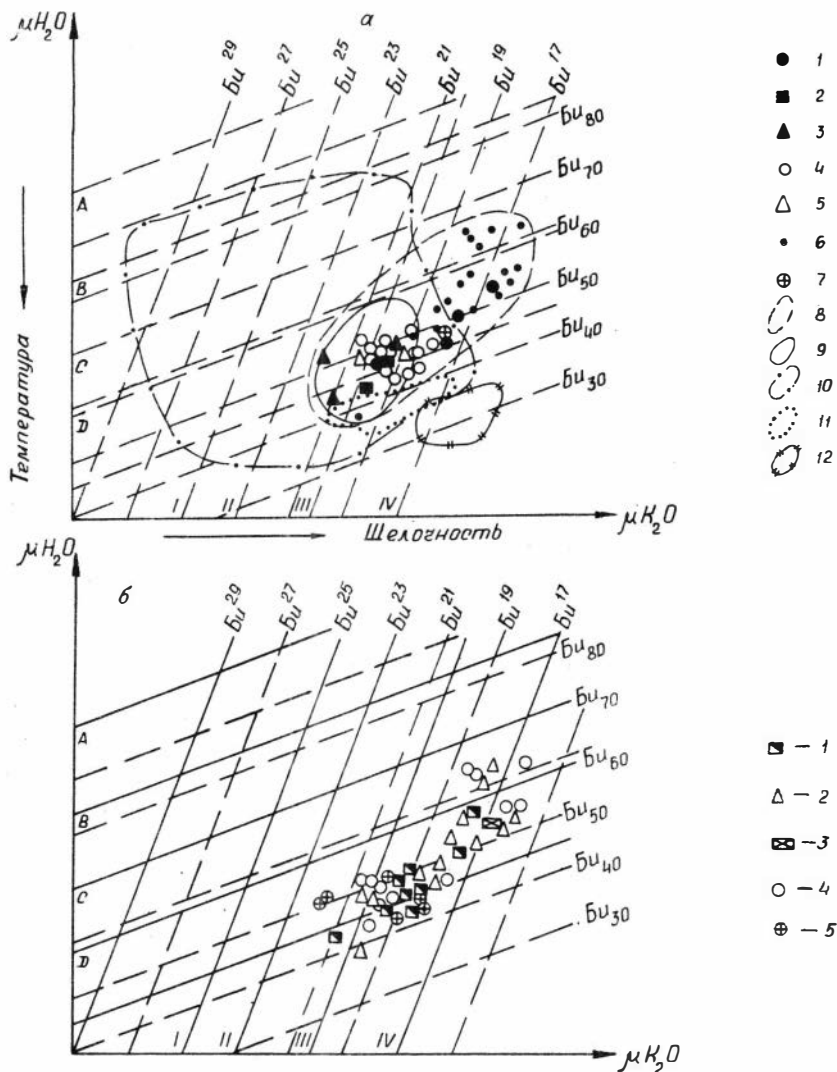


Рис. 10. График изменения железистости - глиноземистости биотитов /Иванов, 1970/ для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов (а) и разного состава (б).

а: 1-7 - биотиты из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Восточно-Таннуольского, 3 - Каахемского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского, 6 - Мартайгинского, 7 - Улень-Туимского ареалов; 8 - контуры полей составов биотитов из раннепалеозойских гранитоидов; 9 - то же, для позднепалеозойских - мезозойских гранитоидов Северной Монголии; 10-12 - то же, для акчатауского (10), калдырминского (11) и кызылрайского (12) комплексов Центрального Казахстана.

б: биотиты из: 1 - кварцевых диоритов и тоналитов, 2 - гранодиоритов, 3 - граносиенитов, 4 - существенно плагиоклазовых гранитов, 5 - двуполевошпатовых гранитов.

I-IV - группы гранитоидов разной щелочности, А-Д - температурные группы гранитоидов.

Корреляционные связи между содержаниями породообразующих оксидов в биотитах и вмещающих их гранитоидах

Положительные	Отрицательные
$Al_2O_3_{\text{Би}} - SiO_2_{\text{пор}}$	$Al_2O_3_{\text{Би}} - Al_2O_3_{\text{пор}}$
$TiO_2_{\text{Би}} - FeO_{\text{пор}}$	$Al_2O_3_{\text{Би}} - FeO_{\text{пор}}$
$TiO_2_{\text{Би}} - MnO_{\text{пор}}$	$TiO_2_{\text{Би}} - SiO_2_{\text{пор}}$
$SiO_2_{\text{Би}} - MgO_{\text{пор}}$	$MnO_{\text{Би}} - MgO_{\text{пор}}$
	$SiO_2_{\text{Би}} - K_2O_{\text{пор}}$

Примечание. Корреляционные связи приведены по значимым коэффициентам парной корреляции.

По данным А.П. Пономаревой и Б.Ф. Налетова /1979/, химизм биотита сравнительно слабо зависит от вещественного состава гранитоидов, будучи следствием определенных физико-химических условий, например функцией парциального давления кислорода. Данные об изученных нами биотитах в целом подтверждают выводы А.П. Пономаревой и Б.Ф. Налетова о весьма слабой связи их состава с составом гранитоидов.

Нами предпринята попытка сравнительной оценки условий кристаллизации биотитов по диаграмме, предложенной В.С. Ивановым /1970/ на основе видоизмененной диаграммы А.А. Маракушева и И.А. Тарарина /1965/. На ней показано изменение железистости и глиноземистости в биотитах из таннуольских, джидинских и мартайгинских гранитоидов разной основности (рис. 10). Положение точек на рис. 10,а должно как будто указывать на сравнительно высокую щелочность и небольшую обводненность расплавов. И то и другое плохо согласуется, однако, с геолого-петрографическими и петрохимическими особенностями пород рассматриваемых ареалов и с данными по соотношениям составов $Рз$ -Би. Обращает на себя внимание несколько обособленное положение точек составов биотитов мартайгинского комплекса и положение точки среднего состава биотитов из пород улень-туимского комплекса; оно не соответствует повышенной щелочности гранитоидов.

На аналогичной диаграмме (см. рис. 10,б), использованной с привлечением данных Е.В. Негрей /1983/ и М.Е. Федоровой /1977/, для сравнения показаны поля составов биотитов для акчатауского плутонического комплекса Центрального Казахстана, для крупных позднепалеозойско-раннемезозойских плутонов хангайского и эгиндабинского комплексов Центральной Монголии. Они в целом перекрывают поля составов биотитов для раннепалеозойских гранитоидов. Поля точек биотитов вулканоплутонических гранитоидных ассоциаций /Зардиашвили, 1973/ располагаются от них хотя и сравнительно

близко, но все же достаточно обособленно. Возможно, это отражает "плутонический" (или близкий к нему) тип изученных раннепалеозойских гранитоидов, хотя составы их биотитов и находятся в сравнительно высокотемпературной области диаграммы, что противоречит другим нашим данным и объясняется, вероятно, опять-таки большой ролью в минеральных парагенезисах пород роговой обманки и заниженной в связи с этим глиноземистостью биотита, в то время как диаграммы А.А. Маракушева и И.А. Тарарина и В.С. Иванова рассчитаны на гранитоиды с главным темноцветным минералом биотитом и таким образом неприменимы для данных гранитоидных ассоциаций.

Как информацию о температурных условиях кристаллизации биотитов и о щелочности расплавов можно рассматривать, очевидно, значения Al^{IV} и Al^{VI} /Ушакова, 1980/. Известно, что незначительная доля Al^{VI} (как и ΔAl) в биотитах может говорить о повышенной щелочности расплавов. Биотиты раннепалеозойских гранитоидов имеют в основном сравнительно небольшие значения Al^{VI} и ΔAl . Весьма низкие средние значения Al^{VI} в биотитах Восточно-Казахемского (0,10) и Улень-Туимского (0,09) ареалов, очевидно, хорошо согласуются с более ошелоченным составом гранитоидов этих ареалов. Обращают на себя однако, внимание в этом плане еще более низкие значения Al^{VI} в мартайгинских и бурен-ондумских гранитоидах (0-0,03).

В качестве индикатора температурных условий предлагается и величина отношения $Al^{VI}/(Al^{IV} - 1)$ /Коренбаум и др., 1973/. Она находится обычно в обратной зависимости от температуры. В целом значения этого параметра довольно сильно варьируют; более выдержаны они для биотитов из гранитоидов Казахемской зоны. Средние значения этого отношения для биотитов разных ареалов (Бурен-Ондумский - 0,24; Казахемский - 1,22; Восточно-Казахемский - 0,53; Джидинский - 0,81; Мартайгинский - 0, Улень-Туимский - 0,56) показывают, что наименее глубинными (наиболее высокотемпературными) должны быть гранитоиды Бурен-Ондумского и Мартайгинского ареалов, а наиболее низкотемпературными - гранитоиды из Казахемской приразломной зоны и Джидинского ареала. Учитывая же пределы вариации всех величин отношения $Al^{VI}/(Al^{IV} - 1)$ в биотитах, можно сказать следующее. Гранитоиды Бурен-Ондумского ареала соответствуют (по /Коренбаум и др., 1973/) первой и второй группам, т.е. гранитоидам и наименее $(Al^{VI}/(Al^{IV} - 1) < 0,5)$, и более $(Al^{VI}/(Al^{IV} - 1) = 0,5-1,2)$ глубинным. Восточно-таннуольские и джидинские гранитоиды можно отнести соответственно ко второй группе (более глубинных); восточно-казахемские же - не только к первой и второй группам, но и к третьей группе достаточно глубинных гранитоидов $(Al^{VI}/(Al^{IV} - 1) = 1,2-2,2)$. Биотиты же гранитоидов Казахемской зоны характеризуют последние как наиболее глубинные (низкотемпературные), соответствуя биотитам из гранитоидов второй и третьей групп.

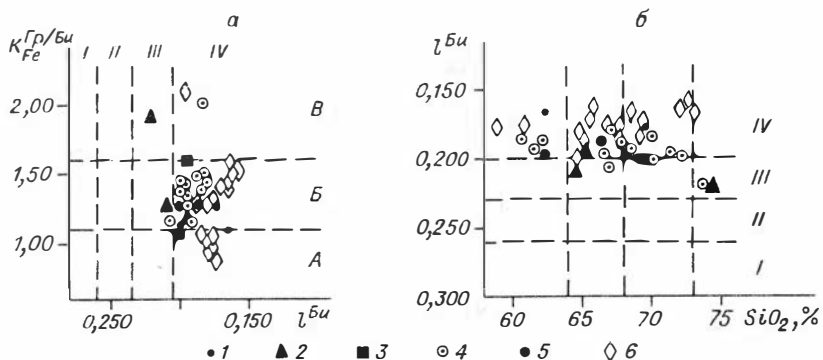


Рис. 11. Графики зависимости $K_{Fe}^{Гр/Би} - I_{Би}$ для раннепалеозойских гранитоидов разных ареалов (а) и $I_{Би} - SiO_2$ пород для тех же гранитоидов (б). 1-6 - гранитоиды из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Каахемского, 3 - Восточно-Таннуольского, 4 - Восточно-Каахемского, 5 - Джидинского, 6 - Мартайгинского ареалов.

$K_{Fe}^{Гр/Би}$ - отношение железистости гранитоидов к железистости биотитов, $I_{Би}$ - глиноземистость биотитов.

I-IV - группы щелочности гранитоидов, А - В - группы окислительных фаций гранитоидов.

По данным М.М. Мануйловой и соавторов /1975/, в биотитах с глубиной при возрастании содержаний Al^{VI} уменьшается количество не только титана, но и натрия. В отношении Na выводы для изученных нами биотитов получаются, однако, обратные, а именно повышенные содержания Na характерны для биотитов более глубоких гранитоидов Восточно-Каахемского ареала и, вероятно, связаны с относительно повышенной щелочностью последних.

Отсутствие для изученных биотитов данных о степени окисленности в них железа не позволяет оценить обычным способом P_{O_2} .

Для грубой оценки окислительного потенциала нами использованы диаграммы А.Т. Хитрунова /Хитрунов, Пупалова, 1986/. В соответствии с положенным в основу диаграмм А.Т. Хитрунова делением гранитоидов на четыре поля щелочности по глиноземистости биотитов и на три поля по величине отношений железистости гранитоидов к железистости биотитов ($K_{Fe}^{Гр/Би}$), составы биотитов раннепалеозойских гранитоидов соответствуют главным образом умеренноокислительным условиям (поле Б). Положение составов биотитов в области умеренноокислительного потенциала (рис. 11) находится в соответствии с индикаторными особенностями (по А.Т. Хитрунову) состава изученных гранитоидов в отношении парагенезисов аксессуарных минералов (сфен, магнетит) и увязывается с геолого-петрографическими данными.

Таблица 6. Характеристики состава биотитов из гранитоидов раннепалеозойской батолитовой формации и гранитоидов разных формационных типов (по /Федорова, 1977/)

№ п/п	Гранитоидные ассоциации	f	l	t
1	Гранитоидные ассоциации умеренных глубин	45-62	18-22	0,030-0,064
2	Гранитоидные ассоциации малых глубин	30-48	18	0,056-0,094
3	Позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоидные комплексы Центральной Монголии	50-65	19-22	0,058-0,075
4	Позднепалеозойский калдырминский комплекс Центрального Казахстана	35-40	17-19	0,055-0,074
5	Позднепалеозойский акчатауский комплекс Центрального Казахстана	34-55	17-26	0,042-0,070
6	Позднепалеозойский кызылрайский комплекс Центрального Казахстана	27-65	11-24	0,031-0,064
7	Среднедевонская вулканоплутоническая формация Центрального Казахстана	33-40	17-20	0,040-0,090
8	Таннуольский и джидинский комплексы раннепалеозойской формации (n = 26)	43-52	16-22	0,053-0,091
9	Мартайгинский комплекс раннепалеозойской формации (n = 17)	39-65	16-19	0,069-0,110
10	Улень-туимский комплекс раннепалеозойской формации (n = 8)	48,2*	18,1*	0,060*

Примечание. 1-3 - по М.Е. Федоровой /1977/, 4-7 - по Е.В. Негрей /1983/, 9, 10 - по Б.Ф. Налетову /1983/.

Звездочкой показаны средние значения.

$$f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100; \quad l = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg + Mn + Ti} \cdot 100; \quad t = \frac{Ti}{Mg + Fe + Ti + Mn}$$

При сравнении особенностей составов рассматриваемых биотитов (по f, l, t) с особенностями составов биотитов из разных по формационному положению гранитоидных комплексов Центрального Казахстана /Негрей, 1983/ и Центральной Монголии /Федорова, 1977/ и из "средних типов" гранитоидных ассоциаций умеренных и малых глубин /Панеях, Федорова, 1973/ видно следующее (табл. 6). Биотиты раннепалеозойских гранитоидов таннуольского, джидинского, мартайгинского и улень-туимского комплексов по железистости и глиноземистости в общем отличаются от биотитов вулканоплутонических гранитоидных ассоциаций (ассоциаций "малых глубин") и в целом больше соответствуют биотитам из гранитоидов умеренных глубин. Однако все рассматриваемые биотиты (кроме биотитов из улень-туимского комплекса) имеют, как и роговые обманки, аномально высокую титанистость, которая обычно указывает на сравнительно высокие температуры кристаллизации /Мануйлова и др., 1975; Ушакова, 1980; и др./. В соответствии же с разделением биотитов по титанистости на биотиты гипабиссальных и биотиты глубинных гранитоидов, по И.Н. Бушлякову /1969/, наименее глубинными оказываются гранитоиды Бурен-Ондумского ареала ($TiO_2 > 3,3$); биотиты из пород других ареалов соответствуют более глубинным уровням кристаллизации ($TiO_2 < 3,3$). Не исключено, что в биотитах раннепалеозойских гранитоидов титанистость может иметь и обратную корреляцию с температурой и в этом отношении проявлять, как и железистость, определенную связь со щелочностью. Подобные предположения об обратной корреляции титанистости и температуры были сделаны на примере изучения биотитов кураминских гранитоидов Тянь-Шаня /Симонова, 1979/ и некоторых гранитоидов Центральной Монголии /Федорова, 1977/. Однако вряд ли несколько повышенная титанистость биотитов низкощелочных бурен-ондумских гранитоидов была обусловлена щелочностью.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ РОГОВАЯ ОБМАНКА - БИОТИТ

Изучение характера распределения петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками обычно позволяет получить более точные данные об условиях кристаллизации гранитоидов. Равновесность этих минералов подтверждается в выбранных образцах и самостоятельными выделениями этих минералов, и сопряженным изменением слагающих их компонентов, что доказывает значимой высокой положительной корреляцией составов биотитов и роговых обманок в отношении Al, Fe, Mg, Mn и довольно высокой положительной корреляцией в отношении Si и K . Примеры корреляционной зависимости параметров в парах роговая обманка - биотит видны и на рис. 12, а-д. Для 18 имеющихся пар амфибол - биотит, относящихся к четырем рассматриваемым ареалам и охватывающих главным образом гранодиориты и граниты, построены графики изменения железистости $f_{Bi} - f_{Po}$, глиноземистости

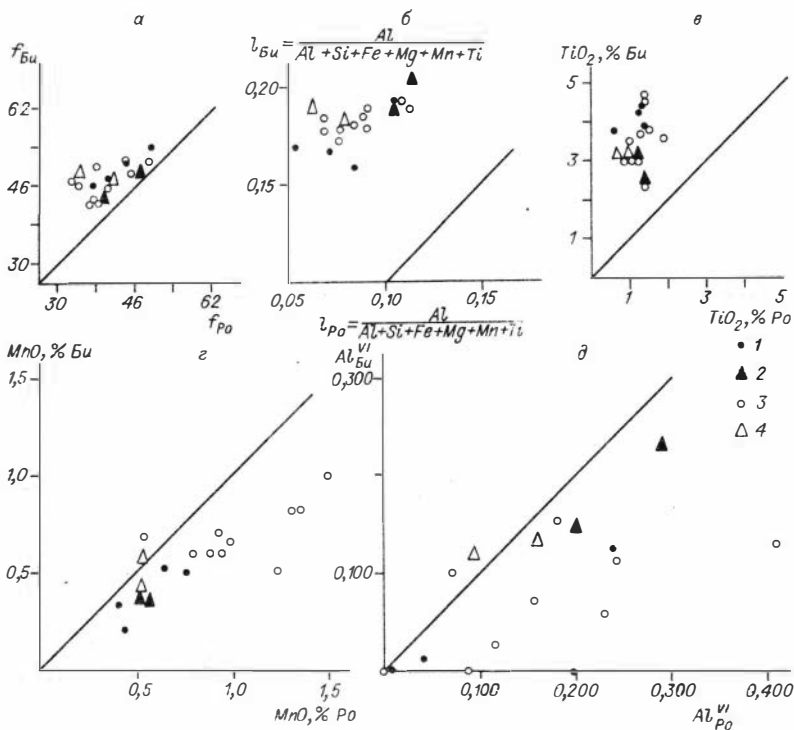


Рис. 12. Графики зависимости составов роговых обманок и биотитов /Ферштатер и др., 1970/ для раннепалеозойских гранитоидов (а - д - графики зависимости железистости биотитов и роговых обманок (а), глиноземистости биотитов и роговых обманок (б), содержания TiO_2 (в), MnO (г) и Al^{VI} (д) в биотитах и роговых обманках).

1-4 - роговые обманки и биотиты из: 1 - Бурен-Ондумского, 2 - Каахемского, 3 - Восточно-Каахемского, 4 - Джидинского ареалов.

$l_{Bi} - l_{Po}$, $TiO_{2Bi} - TiO_{2Po}$, $MnO_{Bi} - MnO_{Po}$, $Al^{VI}_{Bi} - Al^{VI}_{Po}$. По характеру этих графиков /Ферштатер и др., 1970/ гранитоиды соответствуют неглубинной ("гипабиссальной") фации. Железистость f_{Bi} в 1,5-1,4 раза выше f_{Po} , l_{Bi} выше l_{Po} в 1,5-2 раза; содержания MnO , напротив, в роговой обманке выше, чем MnO_{Bi} (в 1,3-1,5 раза) при весьма высокой корреляции этих величин ($r_{Mn} = 0,821$ при $r_{0,05} = 0,470$). Al^{VI}_{Po} также больше Al^{VI}_{Bi} . Обращает на себя внимание четкая обособленность

Таблица 7. Коэффициенты распределения петрогенных элементов

Коэффициенты распределения	Гранитоиды		
	малых глубин	умеренных глубин	Бурен-Ондумского ареала
K_D^{Mg}	Коэффициенты распределения		
	$\frac{0,80-0,86}{0,82}$	$\frac{0,89-1,05}{0,98}$	$\frac{1,08-1,44}{1,32}$
K_D^{Mn}	$\frac{0,35-0,61}{0,46}$	$\frac{0,57-1,76}{0,60}$	$\frac{0,50-0,83}{0,70}$
	$\frac{2,60-4,03}{3,16}$	$\frac{1,93-2,60}{2,30}$	$\frac{2,50-6,08}{3,66}$
K_D^{Al}	$\frac{2,43-3,50}{2,95}$	$\frac{1,03-1,98}{1,60}$	$\frac{1,84-3,21}{2,32}$

Температуры кристаллизации, °C

700-850

600-700

 $T_{Mg} = 690-800$ $T_{Mn} = 640-670$ $T_{Ti} = 750-800$ $T_{Al} = 690-800$

по содержаниям Mn темноцветных минералов из более ошелоченных гранитоидов Восточно-Каахемского ареала (см. рис. 12, г), указывающая на специфические условия их кристаллизации, не связанные с условиями глубинности.

Особенности распределения петрогенных компонентов между сощественными биотитами и роговыми обманками могут быть отображены и в величинах коэффициентов распределения ряда петрогенных элементов. Рассчитанные для пар биотит-роговая обманка коэффициенты K_D^{Mg} , K_D^{Mn} /Перчук, 1970; Панях, Федорова, 1973/, свидетельствуют о том, что температуры кристаллизации темноцветных минералов раннепалеозойских гранитоидов в целом более всего отвечают фациям умеренных глубин, K_D^{Al} и K_D^{Ti} часто соответствуют фации промежуточной между умеренными и малыми глубинами (табл. 7, 8). Выделяются аномально повышенные во всех ареалах (по сравнению с гранитоидами умеренных глубин) значения параметра K_D^{Mg} . Распределение Al и Ti позволяет говорить о наибольших глубинах становления восточно-каахемских и каахемских гранитоидов, что, как уже отмечалось выше, соответствует и данным по роговым обманкам и биотитам. Пределы значений температуры кристаллизации, определенные по графикам распределения Mg, Mn,

Гранитоиды

Каахемской приразломной зоны	Восточно-Каахемского ареала	Джидинского ареала
------------------------------	-----------------------------	--------------------

Коэффициенты распределения

$\frac{1,08-1,27}{1,18}$	$\frac{1,17-2,00}{1,44}$	$\frac{1,38-1,92}{1,65}$
$\frac{0,63-0,72}{0,68}$	$\frac{0,61-1,25}{0,71}$	$\frac{0,79-1,06}{0,92}$
$\frac{1,58-2,48}{2,03}$	$\frac{1,71-3,23}{2,55}$	$\frac{3,19-4,25}{3,72}$
$\frac{1,79-1,80}{1,80}$	$\frac{1,67-2,71}{2,17}$	$\frac{2,32-3,06}{2,69}$

Температуры кристаллизации, °C

$T_{Mg} = 670-720$	$T_{Mg} = 680-800$	$T_{Mg} = 750-800$
$T_{Mn} = 650-770$	$T_{Mn} = 600-858$	$T_{Mn} = 600$
$T_{Ti} = 630-720$	$T_{Ti} = 620-800$	$T_{Ti} = 750-800$
$T_{Al} = 690-700$	$T_{Al} = 675-780$	$T_{Al} = 750-800$

Примечание. В числителе - вариации значений коэффициентов, в знаменателе - их средние величины. K_D^{Mn} - коэффициент распределения Mn по Н.А. Панеях и М.Е. Федоровой; K_D^{Mg} , K_D^{Ti} , K_D^{Al} - коэффициенты распределения Mg, Ti, Al по Л.Л. Перчуку и по Н.А. Панеях и М.Е. Федоровой;

$$K_D^{Mg} = \frac{X_{Mg}^{Po} (1 - X_{Mg}^{Би})}{X_{Mg}^{Би} (1 - X_{Mg}^{Po})}; K_D^{Mn} = \frac{C_{Mn}^{Би}}{C_{Mn}^{Po}}, \text{ мас. \% (C - концентрация);}$$

$$K_D^{Ti} = \frac{X_{Ti}^{Би}}{X_{Ti}^{Po}}; K_D^{Al} = \frac{X_{Al}^{Би}}{X_{Al}^{Po}}, \text{ где } X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn + Ti};$$

$$X_{Ti} = \frac{Ti}{Mg + Fe + Mn + Ti}; X_{Al} = \frac{Al}{Al + Si + Mg + Fe + Mn + Ti}.$$

Таблица 8. Некоторые характеристики составов роговых обманок, сосущее раметры условий кристаллизации гранитоидов

Ареал	№ обр.	Порода	Al ^{IV} _{Po}	Al ^{VI} _{Po}	(K+Na) _{Po}
I	Д-855/78	Гранодиорит	1,151	0,240	0,646
	Д-989/78	Существенно плагиоклазо- вый гранит	0,691	0,006	0,282
	Д-971/78	Кварцевый диорит	0,900	0,043	0,501
	Д-35/76	Граносиенит	0,910	0,197	0,563
II	Д-895/78	Тоналит (переходный к гранодиориту)	1,185	0,201	0,616
	Д-899/78	То же	1,231	0,288	0,544
III	Д-2061/81	Гранодиорит	0,903	0	0,540
	Д-10166/78	"	0,973	0,230	0,524
	Д-2044/81	"	1,104	0,088	0,627
	Д-2032е/81	Двуполевошпатовый гра- нит	1,321	0,115	0,685
	Д-2073в/81	"	1,021	0	0,506
	Д-94в/83	"	0,946	0,156	0,558
	Р-116-4/83	Кварцевый сиенито-диорит	0,920	0,244	0,447
	Д-131/83 ^x	Существенно плагиокла- зовый гранит	1,089	0,410	0,405
	Р-106-2/83	Гранодиорит	1,013	0,181	0,523
	Д-94а/83	Кварцевый диорит	0,818	0,072	0,370
IV	Н-38-2	Гранодиорит	0,721	0,094	0,373
	А-118	Тоналит	0,889	0,160	0,515

Примечание.

$$K_D^{Mg} = \frac{X_{Mg}^{Po}}{X_{Mg}^{Би}}, \text{ где } X_{Mg}^{Po} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn};$$

$$X_{Mg}^{Би} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}, \text{ по Л.Л. Перчуку и И.Д. Рябчикову /1976/},$$

$$K_{D1}^{Mg} = \frac{X_{Mg}^{Po} (1 - X_{Mg}^{Би})}{X_{Mg}^{Би} (1 - X_{Mg}^{Po})}, \text{ где } X_{Mg}^{Po} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn + Ti}, \text{ по Н.А. Пе-}$$

$$\text{неях и М.Е. Федоровой /1973/; } K_{D}^{Mn} = \frac{Mn_{\text{кони в Би}}}{Mn_{\text{кони в Po}}}, \text{ \%}; K_{D}^{Ti} = \frac{X_{Ti}^{Би}}{X_{Ti}^{Po}},$$

ствующих биотитов и роговых обманок и некоторые термодинамические па-

$K_D^{Mg} (K_{D1}^{Mg})$	$T_{Mg}, ^\circ C (T_{Mg}')$	K_D^{Mn}	$T_{Mn}, ^\circ C$	K_D^{Ti}	$T_{Ti}, ^\circ C$	K_D^{Al}	$T_{Al}, ^\circ C$
1,33(1,44)	700(750)	0,81	630	2,50	730	1,84	695
1,39(1,08)	720(800)	0,67	760	6,08	~900	3,21	800
1,27(1,43)	675(770)	0,50	750	3,11	~800	2,34	760
1,22(1,33)	650(700)	0,83	630	2,93	~780	1,89	710
1,04(1,08)	600(675)	0,63	760	1,58	~600	1,80	685
1,18(1,27)	650(750)	0,72	640	2,48	710	1,79	685
1,56(1,76)	730(800)	0,67	800	3,03	800	2,71	780
1,18(1,27)	660(750)	0,64	830	2,62	730	1,97	715
1,79(2,00)	760(800)	1,25	<600	2,87	770	2,28	750
1,08(1,17)	640(680)	0,66	740	1,77	630	1,77	680
1,18(1,28)	670(700)	0,62	770	2,36	680	2,34	755
1,28(1,44)	680(800)	0,75	670	2,35	715	2,15	735
1,18(1,27)	650(700)	0,67	800	2,52	~700	2,09	730
1,32(1,38)	690(750)	0,78	680	3,05	~750	1,67	675
1,13(1,17)	630(685)	0,61	>800	1,71	~620	2,08	725
1,58(1,63)	725(800)	0,41	800	3,23	760	2,62	775
1,86(1,92)	700(800)	1,06	600	3,19	~750	3,06	800
1,27(1,38)	690(750)	0,79	600	4,25	~800	2,32	750

где $X_{Ti} = \frac{Ti}{Ti + Mg + Fe + Mn}$; $K_D^{Al} = \frac{X_{Al}^{Би}}{X_{Al}^{Ро}}$, где $X_{Al} =$

$$= \frac{Al}{Si + Al + Mg + Fe + Mn + Ti}$$

Би - Биотит, Ро - роговая обманка, I -

Бурен-Ондумский, II - Каахемский приразломный, III - Восточно-Каахемский, IV - Джидинский ареалы.

Ti и Al в парах биотит - роговая обманка /Перчук, 1970; Панеях, Федорова, 1973/ приведены в табл. 8. Характерен довольно большой разброс значений температуры, определенной по константам равновесия для разных элементов, и явно повышенные ее значения, полученные с учетом Ti

Таблица 9. Параметры составов сосуществующих биотитов и амфиболов и кин, 1976/)

Группы пород, ареалы	№ обр.	Тип гранитоидов	$K_{D_1}^{Mn}$	$lg K_{D_1}^{Mn}$
1		Лавовые потоки, вулканические стекла и т.д. (n = 5)		-0,259
2		Вулканоплутонические, гранитные комплексы (n = 10)		-0,356
3		Гипабиссальные гранитные интрузии (n = 25)		-0,213
4		Чарнокиты, абиссальная фация (n = 5)		-0,477
I	Д-855/78	Гранодиорит	0,80	-0,097
	Д-989/78	Существенно плагиоклазовый гранит	0,62	-0,208
	Д-971/78 Д-35/76	Кварцевый диорит Граносиенит	0,45 0,81	-0,347 -0,092
II	Д-895/78	Тоналит, переходный к гранодиориту	0,59	-0,228
	Д-899/78	То же	0,68	-0,165
III	Д-2061/81	Гранодиорит	0,62	-0,206
	Д-10166/81	Кварцевый сиенито-диорит	0,55	-0,263
	Д-2044/81	Гранодиорит	1,20	0,078
	Д-2032е/81	Двуполевошпатовый гранит	0,66	-0,178
	Д-2073в/81	То же	0,656	-0,183
	Д-94в/83	"	0,73	-0,135
	Р-116-4/83	Кварцевый сиенито-диорит	0,64	-0,193
	Д-131/83	Существенно плагиоклазовый гранит*	0,75	-0,127
	Р-106-2/83	Двуполевошпатовый гранит	0,56	-0,250
Д-94а/83	Кварцевый диорит	0,39	-0,411	
IV	Н-38-2	Гранодиорит	0,99	-0,006
	А-118	Тоналит	0,83	-0,078

Примечание. $K_{D_1}^{Mn} = \left(\frac{X_{Mn}}{1 - X_{Mn}} \right)_{Би} \cdot \left(\frac{1 - X_{Mn}}{X_{Mn}} \right)_{Po}$, где $X_{Mn} =$

$$= \frac{Mn}{Mn + Fe + Mg}; \bar{X}_{K_2O} = \frac{X_{K_2O}^{Би} + X_{K_2O}^{(Po)}}{2}, \text{ где } X_{K_2O} = \frac{K}{K + Na};$$

примерные термодинамические условия их кристаллизации (по /Перчук, Федь-

\bar{X}_{K_2O}	$\bar{X}_{Al^{VI}}$	T, °C	h, км	P_S	P_{H_2O}	$X_{H_2O}^{liq}$	P_{O_2}
				кбар			
0,513	0,2	960	0,1	0,2	0,05	0,01	$10^{-10,7}$
0,581	4,34	825	3,5	1,0	0,4	0,07	$10^{-14,5}$
0,636	2,10	700	17,0	5,0	4,2	0,21	$10^{-17,6}$
0,678	0,333	775	24,5	7,0	4,3	0,15	$10^{-17,6}$
0,592	0,978	600	8,0	2,35	2,75	0,35	$10^{-17,5}$
0,589	0	700	7,5	2,2	2,0	0,18	$10^{-17,1}$
0,623	0,500	820	14,7	4,15	1,7	0,11	$10^{-16,8}$
0,626	0	600	15,0	4,4	4,7	0,35	10^{-18}
0,655	1,308	712	20,5	5,85	5,0	0,22	$10^{-17,8}$
0,668	1,509	665	22,5	6,5	6,25	0,32	$10^{-18,4}$
0,591	0	695	8,0	2,3	2,2	0,19	$10^{-17,2}$
0,615	0,467	740	13,0	3,7	2,7	0,17	$10^{-17,2}$
0,587	0	<600	7,5	2,2	3,0	>0,35	$10^{-17,7}$
0,632	0,409	670	16,2	4,65	4,5	0,26	$10^{-17,7}$
0,607	0	670	11,75	3,1	3,0	0,23	$10^{-17,4}$
0,594	0,833	640	8,0	2,35	2,7	0,30	$10^{-17,4}$
0,611	0,851	680	11,25	3,2	3,0	0,225	$10^{-17,35}$
0,653	0,570	635	20,05	5,8	5,8	0,34	$10^{-18,4}$
0,580	1,600	740	6,4	1,8	1,5	0,15	$10^{-16,7}$
0,606	2,500	875	10,07	3,0	0,4	<0,05	$10^{-14,7}$
0,573	2,280	600	5,05	1,6	2,0	0,33	$10^{-17,35}$
0,591	1,484	610	8,0	2,3	2,8	0,325	$10^{-17,5}$

$$\bar{X}_{Al^{VI}} = \frac{X_{Al^{VI}} \text{ (Би)}}{X_{Al^{VI}} \text{ (Po)}}, \text{ где } X_{Al^{VI}} = \frac{Al^{VI}}{Al^{VI} + Fe + Mg + Mn + Ti}; \text{ звезд}$$

дочкой отмечен гранит из юго-восточной ветви Каахемской приразломной зоны, пересекающей Восточно-Каахемский мегаареал. I - Бурен-Ондумский, II - Каахемский приразломный, III - Восточно-Каахемский, IV - Джидинский ареалы.

(800 °C и больше). Совпадений значения температур по всем четырем K_D только два (750-800 и 780-800 °C), первое из них для кварцевого диорита, второе для гранодиорита. По трем значениям констант - четыре совпадения (750-770; 640-685; 750-770; 675-690 °C), при этом одно из значений (750-770 °C) соответствует температуре для кварцевого диорита, другие - для тоналитов и гранитов. Как видим, пределы колебаний температур соответствуют ассоциациям не только умеренных, но и малых глубин. Ясно, что полученные цифры не имеют абсолютного значения, однако особенности вещественного состава гранитоидов (например, двуполевошпатовый состав гранитов при высококалийном полевошпате и т.д.) достаточно ясно свидетельствуют об относительно низкотемпературных условиях. В этом плане средние температуры, соответствующие или близкие 650-700 °C, в целом, очевидно, более всего отвечают реальным условиям: \bar{X} по $T_{Mg} = 679^\circ C$ ($S = 40.0$), \bar{X} по $T_{Mn} = 714^\circ C$ ($S = 81.9$), \bar{X} по $T_{Ti} = 735^\circ C$ ($S = 73.6$) и \bar{X} по $T_{Al} = 734^\circ C$ ($S = 40.5$). На это указывает и широкое развитие в экзоконтактах массивов роговиков амфибол-плагиоклазового состава.

Мы предприняли попытку приближенной оценки других параметров условий кристаллизации изученных гранитоидов по парам биотит-роговая обманка с расчетом K_{D1}^{Mn} , $\lg K_{D1}^{Mn}$, \bar{X}_{K_2O} / Перчук, Фелькин, 1976/ (табл. 9). Значения указанных в этой таблице глубин становления и общего давления P_s , температуры, P_{H_2O} , мольной доли H_2O в расплаве ($\bar{X}_{H_2O}^{liq}$) и фугитивности кислорода P_{O_2} сняты с соответствующего графика из работы

Л.Л. Перчука и В.В. Фелькина /1976, рис. 1/. В табл. 9 помещены также для сравнения рассчитанные этими авторами среднестатистические параметры составов роговых обманок - биотитов и термодинамических условий кристаллизации четырех выбранных этими авторами "стандартных" фациальных групп гранитоидов, соответственно относящихся к приповерхностной (субвулканической), вулканоплутонической, гипабиссальной и абиссальной фациям. Следует отметить большую приближенность (полуколичественный характер) таких "прикидок", хотя бы постольку, поскольку получаемые из наших не очень многочисленных анализированных величины этих параметров, вероятно, нельзя считать достаточно представительными.

Как можно видеть, по особенностям состава сосуществующих темноцветных минералов раннепалеозойские гранитоиды должны быть в целом отнесены к образованиям сравнительно широкого диапазона условий глубинности, но главным образом они все же ближе к гранитоидам "гипабиссальных" (т.е. умеренноглубинных) уровней. Температуры кристаллизации, определенные по K_{D1}^{Mn} , за исключением двух образцов из кварцевых диоритов (см. табл. 9,

Д-971/78 и Д-94а/83), свидетельствуют о довольно низких (600–712°C) температурах кристаллизации. И для двух образцов (гранита и кварцевого сиенито-диорита) получена, кроме того, температура, равная 740°C. Значения P_S (а соответственно и h) сильно варьируют. Большая часть значений P_S отвечает гипабиссальным или переходным к ним уровням. Другая часть соответствует абиссальной фации (см. табл. 9, Д-895/78, Д-899/78, Д-131/83). Это как раз константы, полученные для гранитоидов Каахемской приразломной зоны. Величины P_S (h) представляются, однако, в целом сильно завышенными.

Примечателен тот факт, что почти все значения P_{H_2O} весьма близки к значениям P_S и свидетельствуют, таким образом, об относительно большой водонасыщенности расплавов. Наибольшие значения P_{H_2O} фиксируются для гранитоидов из Каахемской зоны.

Для гранитоидов всех рассматриваемых ареалов в целом характерны относительно большие молярные доли H_2O в расплаве ($\bar{X}_{H_2O}^{liq}$), которые отвечают "гипабиссальным" и "абиссальным" условиям становления.

Величина P_{O_2} меняется от ареала к ареалу сравнительно мало. Два максимальных значения P_{O_2} (из трех), отвечающие наиболее окислительной обстановке, относятся к восточно-каахемским гранитоидам; минимальные получены для гранитоидов из зоны Каахемского глубинного разлома.

Помимо приведенных в табл. 9 для оценки термодинамических параметров величин $lgK_{D_1}^{Mn}$ и \bar{X}_{K_2O} , там указаны также рассчитанные значения K_{AlVI} как показателя главным образом щелочности. Видно, что последние варьируют (до нулевых значений, соответствующих нулевым значениям Al^{VI} в биотитах). Они плохо согласуются со значениями \bar{X}_{K_2O} и не могут быть использованы.

Если значения параметров, рассчитанных по $lgK_{D_1}^{Mn}$ и \bar{X}_{K_2O} , указывают в целом на умеренные глубины и довольно низкие температуры кристаллизации, а также на средний или довольно высокий потенциал воды, то величины K_{AlVI} показывают то "сверх-абиссальные", то весьма приповерхностные глубины, свидетельствуя, возможно, тем самым о неустойчивости режима щелочности.

Ясно, что приведенные здесь по парам биотит – амфибол данные о P_S , P_{H_2O} и т.д. не имеют абсолютного значения и могут быть использованы лишь для самой грубой "прикидки", однако вместе с характерными параметрами состава отдельно для биотитов и отдельно для роговых обманок они позволяют в самых общих чертах оценить возможные пределы температур и водности.

По главным особенностям химизма роговые обманки и биотиты раннепалеозойских гранитоидов из четырех структурно-формационных зон в общем довольно однотипны, подтверждая таким образом геолого-петрографические данные об общности формационных черт этих гранитоидов. И для роговых обманок и для биотитов наряду со сходством главных черт химизма намечаются в то же время некоторые различия, связанные с вариациями состава гранитоидов и со спецификой условий их кристаллизации в разных ареалах.

Общие особенности роговых обманок следующие: неустойчивость химизма и оптических свойств; колеблющиеся и всегда повышенные, по сравнению со средними типами, содержания Mg, Ca, Si, пониженные Al, Fe, K и, как следствие этого, принадлежность амфиболов к группе роговых обманок с переменными количественными соотношениями миналов эденита и актинолита и нередко с относительно повышенным содержанием актинолитового компонента.

Устанавливается при этом отчетливая корреляционная зависимость химизма роговых обманок от варьирующего состава гранитоидов. Ярче всего это проявляется в колебаниях количественной доли актинолитовой молекулы, особенно заметных для неомогенных эндоконтактных меланогранитоидов, залегающих в диоритизированных вулканитах и габбро и нередко содержащих не одну, а две генерации роговых обманок. Как показывают наблюдения, пониженные содержания Al^{IV} и Fe и повышенные Ca, Mg и Si (проявляющиеся в высокой доле актинолитового минала) нередко могут определяться присутствием метасоматизированной реликтовой роговой обманки (Po I), образующейся при переработке измененных реликтовых включений основных эффузивов и габброидов. Присутствие такой роговой обманки в гранитоидах повышенной основности объясняет, на наш взгляд, факт аномальных (по сравнению со стандартными) характеристик состава изученных амфиболов, смещающих их в область составов, типичных для малоглубинных гранитоидов (Джинский ареал), и может отражать, как указывалось нами ранее, два качественно различных последовательных этапа в формировании гранитоидных плутонов: стадию метасоматической перекристаллизации боковых пород и стадию собственно магматического замещения с дальнейшей гомогенизацией расплавов.

В более кислых и гомогенных и особенно в более ошелоченных гранитоидах роговые обманки более однородны по оптическим свойствам. В их составе возрастает роль эденитового компонента (Na , K , Al^{IV}), могут отмечаться повышенные содержания Ti . Для всех роговых обманок обнаруживается высокая положительная корреляционная связь их калиевости с калиевостью самих пород. Большая (по сравнению с калием) мольная доля Na в изученных роговых обманках – не показатель высокой щелочности расплавов, как это отмечено для ряда других гранитоидных ассоциаций: она связана с общей низкой калиевостью амфиболов как следствием низкого содержания калия в гранитоидах.

Корреляционная связь железистости роговых обманок с содержанием в породах SiO_2 не наблюдается.

По средним значениям a_{Si} , a_{Ca} , Al^{IV} , $(\text{K} + \text{Na})$ и других параметров роговые обманки в целом ближе всего к амфиболом умеренноглубинного уровня кристаллизации (см. табл. 3, 4).

Биотиты, представленные довольно магнезиальными по составу разностями, более однообразны и устойчивы по химизму, чем роговые обманки. Это связано прежде всего со слабой зависимостью их состава от состава гранитоидов. Корреляция величин железистости в биотитах с содержаниями в породах SiO_2 не установлена, но характерна обратная корреляционная связь содержаний Al_2O_3 в биотитах и породах.

Содержания истонитового, флогопитового, сидерофиллитового и аннитового миналов довольно близки между собой. По сравнению со среднестатистическими биотитами в изученных биотитах меньше ΣFe и Na_2O , но больше MgO и K_2O . По ряду основных параметров (f, l) биотиты весьма близки к биотитам из гранитоидов умеренных глубин. Обращают в то же время на себя внимание варьирующие низкие содержания Al^{VI} и ΔAl , связанные или с повышенным потенциалом щелочей в расплаве (Восточно-Казахский ареал), или с относительно высокими температурами (Бурен-Ондумский ареал). Остаются неясными причины аномально высокой калиевости биотитов.

Данные по распределению петрогенных элементов между биотитами и роговыми обманками (см. табл. 7, 8) демонстрируют некоторый разноряд, однако полученные температуры кристаллизации более всего соответствуют фации умеренных глубин. Значения меньших уровней были получены по распределению Ti и Mg с учетом Ti . Более всего реальным условиям отвечают температуры, определенные по $\text{K}_{\text{D}}^{\text{Mn}}$ и $\text{K}_{\text{D}}^{\text{Mg}}$.

Примерно такие же результаты по температурам дает и сравнение изученных пород со среднестатистическими группами гранитоидов (см. табл. 9) по параметрам $\text{K}_{\text{D}1}^{\text{Mn}}$, $\bar{X}_{\text{K}_2\text{O}}$ и другим, поря-

док величин которых свидетельствует о принадлежности изученных гранитоидных ассоциаций к умеренноглубинной относительно низко-температурной фации гранитоидов при достаточной насыщенности их H_2O , с умеренным окислительным потенциалом. Необходимо подчеркнуть полученное по этим параметрам примерное равенство P_S и P_{H_2O} , указывающее на достаточно высокую водонасыщенность

расплавов, типичную для гранитоидов "плутонического", а "не вулканоплутонического" типа. Этот вывод приобретает особое значение в связи с имеющимися высказываниями по поводу вхождения раннепалеозойских гранитоидных комплексов в состав соответствующих эффузивно-интрузивных ассоциаций. Ясно, конечно, что все эти показатели не имеют абсолютных значений и дают лишь относительно общие представления о возможных пределах температуры и P_{H_2O} при становлении гранитоидов.

Говоря о результатах оценки уровней становления гранитоидов и увязке их с геологическими данными, нельзя не остановиться на некоторых противоречиях в полученных данных. С одной стороны, по многим параметрам состава, характерным для амфиболов и биотитов, а также по особенностям распределения между ними петрогенных элементов (K_D^{Mg} , K_D^{Mn} и т.д.) раннепалеозойские гранитоиды должны быть отнесены к аналогам умеренноглубинных комплексов. В то же время для гранитоидов всех ареалов характерны такие очень показательные для оценки уровней кристаллизации соотношения, как F пород и f биотитов ($F_{пор} > f_{Би}$), F пород и f роговых обманок ($F_{пор} > f_{Ро}$), $f_{Би} - f_{Ро}$ ($f_{Би} > f_{Ро}$). Как отмечено выше, они должны характеризовать изученные ассоциации как весьма малоглубинные со свойственными им условиями относительно высокого окислительного потенциала. Этому противоречат, однако, геолого-петрографические факты, свидетельствующие о несомненно "плутоническом", "водном" типе гранитоидов: отсутствие вулканитовых эквивалентов, структурно-текстурные особенности пород, двуполевошпатовый тип гранитовых членов ассоциаций, встречающиеся в массивах кварцево-полевошпатовые и гранит-пегматитовые жильные образования, роговообманково-плагноклазовый состав роговиков и образованных по ним метасоматических диоритов и т.д. Увязать все эти данные, очевидно, можно, признав специфику условий становления раннепалеозойских гранитоидов и рассматривая их как плутонические образования умеренных (мезоабиссальных) глубин, но в условиях достаточно высокой фугитивности кислорода.

Весьма информативные, на наш взгляд, особенности состава изученных роговых обманок и биотитов - отсутствие корреляции $f_{Би}$ и SiO_2 пород, $f_{Ро}$ и SiO_2 пород. Намечаются лишь слабые тенденции к связи химизма темноцветных минералов с кремнекислотностью гранитоидов. Это прослеживается для каждого ареала. Четкие тренды изменения составов темноцветных минералов, свой-

ственные дифференцированным многофазным комплексам гранитов, здесь отсутствуют. Это соответствует реально наблюдаемым соотношениям между гранитоидами повышенной основности и лейкогранитоидами, составы которых при нередких постепенных взаимопереходах между теми и другими в пределах массивов, несмотря на изменчивость химизма гранитоидов, связаны, однако, между собой четкой прямой корреляцией в отношении величин многих петрохимических параметров (Al_2O_3 , FeO, CaO, K_2O , а, с, n, Q, F).

Все это подчеркивает иную природу рассматриваемых гранитоидных комплексов, справедливо относимых к особому формационному типу сининверсионных гранитоидных ассоциаций так называемого батолитового типа, для которых устанавливаются сопровождающие формирование плутонов процессы магматического замещения вмещающих пород. Они находят свое отражение в латеральной изменчивости и неустойчивости состава гранитоидов, в зависимости его от типа структурно-формационной зоны, в неомогенности пород меланогранитоидной группы и других особенностей.

Намечающиеся различия между изученными гранитоидными ареалами находят отражение в некоторых поареальных особенностях химизма роговых обманок и отчасти биотитов, а также в некоторых чертах характера распределения элементов между биотитами и амфиболами.

Как указывалось выше, по относительно повышенной щелочности состава гранитоидов (умеренная щелочность калинатрового типа), по заметной роли лейкогранитоидной группы особое место занимает Восточно-Каахемский ареал, принадлежащий к жестким структурным блокам байкальской консолидации. Он формировался по геолого-петрографическим данным в наиболее глубоких условиях. Как уже отмечалось, ассоциации трех других ареалов весьма сходны в целом по низкощелочному характеру и высокой натровости состава гранитоидов. В то же время массивы низкощелочных гранитоидов Бурен-Ондумского ареала, приуроченного к геодантиклинальной блоковой зоне салаирид, отличаются от джидинских и каахемских весьма заметным развитием пород лейкогранитоидной группы. Каахемский ареал выделяется особой тектонической позицией, располагаясь в пределах приразломной зоны.

Параметры, определяемые из констант распределения между биотитами и роговыми обманками Mg, Mn и других элементов, а также несколько повышенная глиноземистость роговых обманок и биотитов (l , ΔAl , $Al^{VI}/(Al^{IV} - 1)$) и относительно повышенная щелочность роговых обманок определенно указывают на наибольшую глубину становления, наиболее низкую температуру и относительно повышенную водонасыщенность расплавов гранитоидов Каахемского приразломного ареала.

Наиболее малоглубинным условиям должны отвечать гранитоиды Бурен-Ондумского (по TiO_2 и $Al^{VI}/(Al^{IV} - 1)$ биотитов) и Джидинского (по Al^{IV} и $(K + Na)$ роговых обманок) ареалов.

Ясно в то же время, что данные по роговым обманкам джидинских гранитоидов в какой-то степени отражают влияние вмещающих пород, т.е. дают заниженные значения глубинности. По ряду других параметров, в том числе параметров сосуществующих биотитов и роговых обманок, для этого ареала получены данные, близкие к данным по другим гранитоидам.

Особенности химизма темноцветных минералов Восточно-Каахемского ареала отражают несколько особые условия: прежде всего, относительно большие глубины кристаллизации (но меньшие, чем для Каахемского ареала). Об этом свидетельствуют повышенные значения Al^{IV} и $(K + Na)$ роговых обманок, хотя значения параметров для пар роговая обманка - биотит значительно варьируют и в общем сильно не отличаются от таковых для бурен-ондумских гранитоидов. Довольно четко выявляются, однако, те отличия темноцветных минералов Восточно-Каахемского ареала, которые определяются, очевидно, повышенной щелочностью гранитоидов. Это относительно повышенная марганцовистость и повышенный коэффициент окисленности железа роговых обманок и повышенная натровость биотитов. Следует отметить, что на основании очень близких значений этих же параметров для восточно-таннуольских гранитоидов можно говорить о намечающемся сходстве условий их становления с условиями становления восточно-каахемских гранитоидов, хотя для обоснованных выводов требуются дальнейшие более детальные исследования.

- Бушляков И.Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования // Докл. АН СССР. - 1969. - Т. 186, № 4. - С. 924-927.
- Гаврилова С.П. Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоидах Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. - М.: Наука, 1977. - С. 118-132.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М.: Мир, 1965. - Т. 2, 3. - 405 с.
- Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - С. 49-123.
- Дистанова А.Н. Формационный тип гранитоидов Купчинского плутона (Юго-Западное Забайкалье) // Вопросы магматической геологии Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - С. 49-80.
- Дистанова А.Н. Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 24-62.
- Дистанова А.Н. Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - С. 107-135.
- Дистанова А.Н. Вопросы вещественной систематики раннепалеозойских батолитовых гранитоидных формаций юга Сибири // Систематика магматических формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - С. 59-96.
- Дистанова А.Н., Усова Л.В. Роговые обманки в породах раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забайкалья // Магматические комплексы Восточной Сибири. - Новосибирск: ИГиГ, 1979. - С. 49-67.
- Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 216 с.
- Зардиашвили Н.И. Состав биотита - индикатор условий минералообразования в гранитоидах вулканоплутонических формаций (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. - 1973. - № 1. - С. 115-119.
- Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1970. - № 7. - С. 20-30.
- Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1973. - № 5. - С. 37-51.

- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов // *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии.* - М.: Наука, 1968. - С. 138-164.
- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. - М.: Наука, 1970. - 311 с.
- Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Состав роговой обманки как показатель глубинности формирования гранитоидов и метаморфических пород // *Съв. геология.* - 1978. - № 2. - С. 148-154.
- Мануйлова М.М., Зарубин В.В., Михайлова Ю.И. Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* - 1975. - № 12. - С. 37-49.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* - 1965. - № 3. - С. 20-37.
- Мищенко В.С., Сокирко Г.Л. Роговая обманка в контактовых зонах гранитоидных интрузий // *Химический состав и внутреннее строение минералов.* - Киев: Наукова думка, 1964. - С. 115-127.
- Налетов Б.Ф., Пономарева А.П., Майорова О.Н. Состав биотита в связи с диагностикой и условиями формирования гранитоидов с разной рудоносностью // *Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири.* - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 198-217.
- Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. - М.: Наука, 1983. - 167 с.
- Панеях Н.А. Генетические типы биотитов и роговых обманок гранитоидов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* - 1982. - Т. 57, вып. 1. - С. 89-97.
- Панеях Н.А., Федорова М.Е. Равновесия роговая обманка - биотит в гранитоидах // *Вестн. МГУ. Сер. геол.* - 1973. - № 4. - С. 94-98.
- Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. - М.: Наука, 1970. - 389 с.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М.: Недра, 1976. - 285 с.
- Перчук Л.Л., Федькин В.В. Термодинамический режим формирования биотит-роговообманковых гранитоидов // *Термодинамический режим метаморфизма.* - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. - С. 97-105.
- Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. - М.: Наука, 1971. - 308 с.
- Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах са-лаирид Алтае-Саянской складчатой области // *Магматические формации Сибири.* - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - С. 3-14.
- Пономарева А.П., Налетов Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 180 с.
- Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау / Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. - М.: Наука, 1971. - 350 с.
- Симонова Л.И. Темноцветные минералы - индикаторы глубины кристаллизации гранитоидов (на примере интрузивов Кураминской зоны, Средняя Азия). - *Геохимия.* - 1979. - № 9. - С. 1307-1322.
- Телешев А.Е., Дистанова А.Н. Типы палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и их возраст // *Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири.* - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 183-197.
- Телешев А.Е., Поляков Г.В. Соотношения палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Восточная Тува) // *Гранитоидные комплексы Сибири.* - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - С. 23-40.

- Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 325 с.
- Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. - М.: Наука, 1977. - 149 с.
- Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Бородин Н.С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала // Геохимия. - 1970. - № 9. - С. 1066-1076.
- Хитрунов А.Т., Путалова Р.В. Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность // Магматические и метаморфические формации Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1986. - С. 171-177.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. - М.: Наука, 1984. - 263 с.
- Droop G.T.R. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria // Miner. Mag. - 1987. - V. 51, pt 3. - P. 431-437.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От авторов	3
Основные черты геологии и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций	4
Роговые обманки	10
Биотиты	33
Парагенезисы роговая обманка – биотит	46
Заключение	56
Список литературы	61

Научное издание

Дистанова Анета Николаевна

Руднев Сергей Николаевич

Майорова Ольга Николаевна

АМФИБОЛЫ И БИОТИТЫ
раннепалеозойских гранитоидов Тувы и Забайкалья

Редактор издательства И.С. Цитович. Художественный редактор М.Ф. Глазырина. Художник С.М. Кудрявцев. Технический редактор Н.М. Остроумова. Корректоры Е.Н. Зимина, Р.К. Червова

ИБ № 34796

Сдано в набор 27.11.89. Подписано к печати 11.03.90. МН-01415.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 4.
Усл. кр.-отт. 4,3. Уч.-изд. л. 4. Тираж 600 экз. Заказ № 912. Цена 80 коп.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.